

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХЕРСОНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ФАКУЛЬТЕТ БІОЛОГІЇ, ГЕОГРАФІЇ І ЕКОЛОГІЇ
КАФЕДРА СОЦІАЛЬНО-ЕКОНОМІЧНОЇ ГЕОГРАФІЇ**

**МОРФОГЕНЕЗ БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ ЧОРНОГО МОРЯ У МЕЖАХ
ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ**

Кваліфікаційна робота (проект)

на здобуття ступеня вищої освіти «бакалавр»

Виконав: студент 4 курсу 414 групи

Спеціальність: 014.07 Середня освіта (Географія)

Освітньо-професійної програми

Середня освіта (Географія)

Айдінов В`ячеслав Олександрович

Керівник: к.б.н, доц. Сараненко І.І.

Рецензент: к.геогр.н, доц. Богадьорова Л.М.

ЗМІСТ

ВСТУП	3
РОЗДІЛ 1 ПРИРОДНІ ОСОБЛИВОСТІ БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ.....	5
1.1. Фізико-географічна характеристика регіону дослідження.	6
1.2. Історія дослідження регіону.....	6
1.3. Гідрометеорологічні умови регіону дослідження	8
1.4 Біорізноманіття регіону дослідження.....	10
РОЗДІЛ 2 ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я	12
2.1. Морфоструктурна характеристика Північно-західного Причорномор'я	12
2.2. Морфоскульптури Північно-західного Причорномор'я.....	20
2.3. Морфометричні особливості регіону дослідження	23
РОЗДІЛ 3. МОРФОГЕНЕЗ БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ ЧОРНОГО МОРЯ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ.....	25
3.1. Морфогенетична характеристика берегової зони	25
3.2. Геолого-геоморфологічні особливості берегової зони регіону	28
3.3. Морфодинамічні особливості берегової зони регіону	30
3.4. Антропогенні береги в межах берегової зони Херсонської області	32
ВИСНОВКИ.....	41
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....	43

ВСТУП

Актуальність теми. Територія північно-західної частини Чорного моря, зокрема Херсонської області, має значну за довжиною берегову смугу, за таких умов берегова зона регіону дослідження є одним з найважливіших об'єктів навколишнього середовища.

На сучасному етапі розвитку людства берегова зона характеризується суттєвою антропогенною трансформацією, в її межах все більшу територію займають штучні форми рельєфу. Відповідні утворення суттєво змінюють напрямок еволюції всієї берегової системи, вони ускладнюють її структуру, змінюють рельєф, впливають на розвиток природних форм рельєфу.

Окрім штучних форм рельєфу на узбережжі також є природні осередки еолового генезису та природоохоронні території, які, за рахунок тісного взаємозв'язку із антропогенними морфоструктурами, зазнають трансформації. Не менш важливим в регіоні є і природоохоронна діяльність.

За таких умов дослідження морфогенезу берегової зони є однією з найважливіших задач, які постають перед науковцями, саме тому тема нашої роботи має не лише актуальність а і велике практичне значення.

Мета роботи – проаналізувати геоморфологічні особливості берегової зони північно-західної частини Чорного моря у межах Херсонської області.

Для досягнення мети роботи перед нами були поставлені наступні **завдання:**

1. Провести загальну фізико-географічну характеристику берегової зони регіону дослідження.
2. Проаналізувати генетичні типи берегів у межах Північно-західного Причорномор'я, зокрема межах берегової зони Херсонської області.
3. Проаналізувати природні та антропогенні форми рельєфу в береговій зоні та визначити їх різноманіття і генезис.
4. Проаналізувати морфоструктури і морфоскульптури у межах берегової зони Херсонської області.

Об'єктом дослідження є берегова зона Чорного моря в межах Херсонської області. **Предмет дослідження** – морфогенез берегової зони північно-західної частини Чорного моря.

Методи дослідження. При написанні роботи нами було застосовано наступні методи:

- *Метод аналізу літературних джерел*, завдяки якому були отримано дані про природні особливості регіону дослідження та особливості природних і антропогенних форм рельєфу в береговій зоні;

- *Метод польових і дистанційних досліджень* для визначення географічного поширення, морфологічних особливостей та різноманіття природних і антропогенних форм рельєфу в береговій зоні регіону дослідження.

- *ГІС метод, Картографічний метод* – при визначенні геологічної будови та протяжності берегової зони північно-західної частини берегової зони Чорного моря.

РОЗДІЛ 1

ПРИРОДНІ ОСОБЛИВОСТІ БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

1.1. Фізико-географічна характеристика регіону дослідження

Територія північно-західної частини Чорного моря значна, її берегова смуга характеризується достатньою довжиною, розчленованістю та певним різноманіттям природних умов [12].

Загальна довжина берегової лінії Чорного моря в межах України 1108 км, а Херсонської області в межах Чорного моря складає 550,8 км (рис.1.1), де містяться різноманітні типи берегів і форми рельєфу [33]. Берегова зона характеризується рядом специфічних особливостей, які зумовлені перш за все геоморфологічними та гідрологічними умовами.

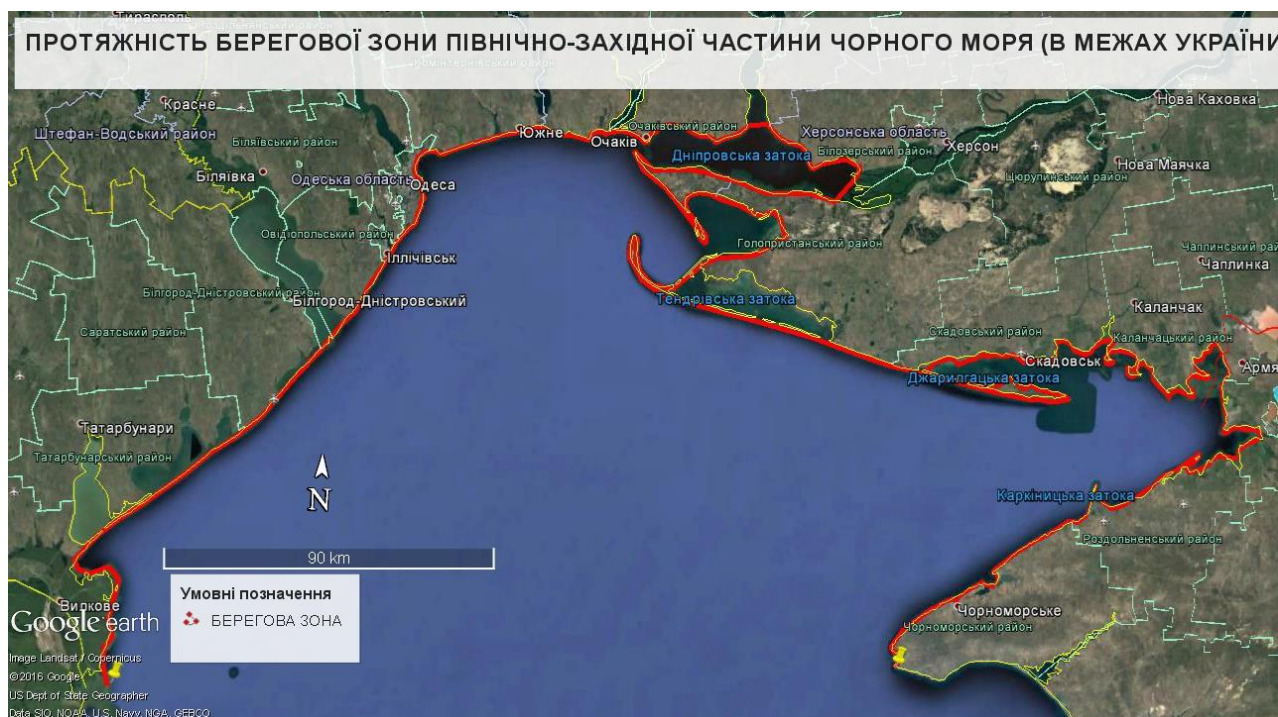


Рис 1.1 Берегова зона Північного Причорномор'я в межах України[33]

Північне Причорномор'я це південь України в межах Одеської, Миколаївської, Херсонської, областей та Автономної Республіки Крим.

Область об'єднує низинні рівнини і невеликі височини Причорномор'я і рівнинного Криму. Межі області зазвичай проводять за геологічними ознаками, зокрема, на півночі - по поширенню морських понтичних і частково середньо-сарматських відкладень. На заході межа області проходить по долині р. Прут. На півдні, за винятком кримської ділянки, межею служить берегова лінія моря.

1.2. Історія дослідження регіону

Перші по-справжньому наукові дослідження Північного Причорномор'я проводилися ще в ХІХ столітті.

Величезну роль в освоєнні і вивченні південних земель України зіграв Василь Васильович Докучаєв. Саме він, своєю роботою із степовими чорноземами, започаткував дослідження по усіх напрямках: геологія, ґрунтознавство, геоморфологія, ландшафознавство.

Другим видатним дослідником Північного Причорномор'я і України в цілому в ХІХ столітті був Микола Олексійович Головкінський - геолог і гідрогеолог; Під час роботи в Одеському університеті вів активну роботу по вивченню особливостей геології і морфології цього регіону. Після роботи в університеті ім. І. І. Мечникова перебрався в Крим, де активно займався гідрологічними і геологічними дослідженнями степової частини Криму. Багато працював над пошуками артезіанських джерел і картографуванням річкової мережі півострова [8].

Наступна епоха вивчення Північного Причорномор'я співпала із стрімким розвитком геоморфології як науки, вже в радянські роки. За часів СРСР в ХХ столітті геологорозвідувальні роботи проводили у Заполяр'ї, гірських масивах Південного Сибіру, на Далекому Сході, у Середній Азії. Освоєння Північного морського шляху відкрило широкі можливості для вивчення рельєфу великих просторів земного суходолу, а також морського та океанічного дна. Водночас досліджували рельєф освоєних територій — України, Молдови, Білорусі, країн Балтії, Європейської частини Росії, Уралу,

Кавказу. На основі вивчення значних за розмірами територій суходолу в середині ХХ століття було розроблено низку геоморфологічних концепцій.

Що стосується України і конкретно Північного Причорномор'я одним з найперших і видатних дослідників був Лічков Борис Леонідович - геолог, доктор геолого-мінералогічних наук.

Так само великий вклад в прикладну геоморфологію і гідрологію регіону зробив Палієнко Едуард Тимофійович - український геоморфолог, кандидат географічних наук, доцент Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Розробив основи інженерної геоморфології як науки, її структуру, методичні засади. Вперше в Україні теоретично обґрунтував та провів застосування інженерно-геоморфологічного аналізу при проектуванні та будівництві Північно-Кримського каналу, каналу Дунай - Дністер, Стрийського протисельового водосховища [26].

Що стосується радянських геоморфологів, які займалися вивченням і описом саме українського рельєфу і Північного Причорномор'я, не можна не згадати Грубріна Юрія Львовича. Український геоморфолог, кандидат географічних наук, доцент Київського національного університету імені Тараса Шевченка.

Сьогодні вивчення Північного Причорномор'я ведеться у рамках загальної концепції розвитку геоморфології України.

Останнім часом геоморфологи України особливу увагу приділяють теоретичним проблемам розвитку рельєфу, зокрема: Проблема морфологічної структури та саморозвитку рельєфу (школа І. Черваньова); геоморфодинаміки (В. Дублянський, О. Клюкін, І. Ковальчук, А. Оліферов, Ю. Шуйський, Г. Рудько); моделювання рельєфоутворювальних процесів (Є. Єлисеєва); екологічної та антропогенної геоморфології, урбогеоморфології тощо. Упродовж усього періоду становлення української геоморфології особливе місце посідали прикладні геоморфологічні дослідження: пошуки родовищ нафти й газу (П. Заморій, М. Веклич, М. Волков, В. Палієнко, І. Соколовський, І. Черваньов та ін.); вирішенням інженерно-

геоморфологічних (Я. Кравчук, В. Палієнко, Ю. Швидкий, Е. Палієнко, Г. Рудько, І. Ковальчук, В. Стецюк та ін.); еколого-геоморфологічних завдань (О. Адаменко, І. Ковальчук, Г. Рудько, В. Стецюк та ін.). Перспективними напрямками української геоморфології є: вдосконалення знань щодо рельєфу як однієї з основних складових ландшафту з властивими йому морфологічними, віковими, генетичними й динамічними особливостями, що визначають розподіл речовини та енергії у географічній оболонці; вивчення сучасних геоморфологічних процесів; пошук родовищ корисних копалин; вирішення інженерних, екологічних, природоохоронних та освітніх завдань[23,29,31].

1.3 Гідрометеорологічні умови регіону дослідження

Клімат регіону дослідження помірно континентальний. Континентальність клімату зростає як у південному, так і східному напрямках. Сумарна сонячна радіація характеризується найвищими в Україні показниками, причому в прибережних районах Криму і західної частини Причорномор'я (між Дунаєм і Дністром) вона перевищує 5200 МДж/м кв. Для степу властива й найвища багаторічна величина радіаційного балансу. Пересічна температура липня становить +20...+24°C, січня -2...-9°C. Вегетаційний період триває 210-245 днів. Зона піддається значному впливу (особливо у зимовий період) Сибірського антициклону. Циклони здебільшого надходять з півдня і південного заходу - на північ і північний схід.

Пересічно за рік у степу випадає 300-450 мм опадів, у північному Криму і прибережному Причорномор'ї — 300-350 мм, тобто кількість опадів зменшується з півночі на південь. Часто бувають посухи. Значної шкоди сільському господарству завдають суховії, пилові бурі, особливо навесні та в ранньолітні періоди вегетації. Загалом кліматичні та агрокліматичні ресурси

зони сприятливі для ведення сільського господарства, особливо в разі зрошення посушливих земель [17].

Гідрологія. Степова зона належить до маловодних регіонів України. Рівень забезпеченості населення водою в 3 - 4 рази нижчий, ніж на Поліссі чи в західному лісостепу. На територіях північного Присивашся і Олешківських пісків річкова сітка взагалі не утворюється. В прилеглих до нього районах, у межиріччі нижніх течій Південного Бугу і Дністра, а також у північній і центральній частинах Криму річок теж мало. Річковий стік у степовій зоні найнижчий в Україні. Водозабезпеченість помітно зростає у підвищених північних частинах зони.

Через степову зону протікає багато річок транзитом. Серед них - дві найбільші в Європі річки - Дунай і Дніпро, а також Дністер, Південний Буг, Сіверський Донець. Багато степових річок влітку повністю або частково пересихає.

У степовій зоні є багато прісних і солоних озер. Солоність води озер, розміщених на півночі Криму, дуже висока і становить 212 ‰, причому влітку вона вища, ніж узимку. Тут розміщені Красне, Кияцьке, Кирлеуцьке, Старе, Айгульське та інші озера. Цінним їх мінерально-сировинним ресурсом є самосадна сіль, яку інтенсивно видобувають ще з княжих часів.

Найбільші запаси солі має Айгульське озеро (потужність шару солі — 10-15 м; солоність води влітку досягає 320‰). У степовому Криму солоні озера також є в районі Каламітської затоки, Керченського півострова. Солонуводними є також Хаджибейський і Куяльницький лимани поблизу Одеси, Тилігульський - на прикордонні Одеської і Миколаївської областей та ін [1,3,5].

Степ є основним районом проведення широкомасштабних робіт з меліорації земель, в тому числі заліснення Олешківських пісків. Тут нагромаджений досвід створення захисних соснових насаджень і виноградників на пісках.

1.4 Біорізноманіття регіону дослідження

Північне Причорномор'я повністю лежить у межах степової природної зони.

Рослинність. Для степової зони характерна трав'яна злакова степова рослинність. Весною, коли в ґрунті ще достатньо вологи, з'являються ефемерні рослини: півники, гіацинти, крокуси, горлиця, тюльпани, півонії, маки. До настання спеки рослини відцвітають і дають насіння, їх наземна частина відмирає. У ґрунті залишаються бульби, цибулини, кореневища, де накопичуються поживні речовини. Завдяки цим речовинам рослини виростуть і розквітнуть наступної весни. Вага кореневої маси більшості степових рослин значно перевищує надземну масу. Через що степ зветь «лісом догори ногами». Ранньоквітучі рослини змінюються такими, які пристосувалися до спеки й нестачі вологи. Улітку в степу з'являються полин, типчак, ковила. Одні рослини мають довге коріння, яким з глибини дістають воду, в інших - жорсткі або вузькі опушені листки, через які випаровується мало води. У середині літа від спеки починають висихати всі рослини. Вітер підхоплює їх і котить клубками по степу (рослини-перекотиполе), витрушуючи дозріле насіння.

Дерева і кущі зустрічаються на берегах водойм і в балках. Тільки там їм вистачає вологи влітку, тільки там вони захищені від зимових морозів та весняних приморозків під час цвітіння. У степах іноді можна зустріти зарості тернику, шипшини, мигдалю, степової вишні. Природні ліси в степах займають невелику площу. У балках та ярах трапляються байрачні ліси, у заплавах річок заплавні. Вододільні простори позбавлені природної деревної рослинності, але в багатьох районах степової зони є штучно створені лісові масиви. Середня лісистість зони становить 3 %. Деревна рослинність поряд з трав'янистою збереглася у Чорноморському біосферному заповіднику та в Дунайських плавнях [4,27].

Луки в зоні степів здебільшого прилягають до заплав річок.

Фауна. Із ссавців характерними для українського степу, крім численних дрібних гризунів: ховрахів (сірий і крапчастий), бабаків (лише в заповідниках), полівок (сіра та степова), хом'яків, сліпаків, та мишей, є заєць, тхір степовий, ласки, горностаї, вовк, лисиця, зустрічаються борсуки, сарни, асканійські олені. Більшість тварин живе в норах. Це гризуни, хижі лисиці та тхори, всеядні борсуки. Для звірів нори є схованкою під час небезпеки й несприятливої погоди, місцем народження малят, також для деяких з них - місцем зимового сну або сплячки, накопичення запасу кормів. У норах дрібних звірів селяться плазуни.

З птахів: степовий і польовий жайворонки, перепілка, вівсянка чорноголова, сіра куріпка, боривітер й ін. Та рідкі тепер: хохітва, дрохва, орел, канюк, сови. На берегах лиманів і на узбережжі морів живуть дикі гуси, чаплі, кулики. Завдяки вмінню швидко бігати від ворогів рятуються рідкісні степові птахи - дрофа, стрепет.

З плазунів зустрічаються ящірки (прудка та піщана), полоз жовточеревий, гадюка степова й черепаха степова.

У річках і озерах зони степу є щуки, окуні, коропи, соми.

Велике значення у зоомасі степів займають безхребетні ґрунтові мешканці, від 0,5 т/га в 30 см шарі ґрунту на півночі, до 0,05 т/га на крайньому півдні [4,8,27].

Північно-західна частина берегової зони Чорного моря розташована між гирлом Дунаю та крайнім сходом півострова Крим, знаходячись майже повністю в межах Причорноморської западини Східноєвропейської платформи та частини Скіфської плити. Локалізуючись в помірному кліматичному поясі має певні особливості клімату, притаманні саме цьому регіону, та типові для зони степу рослинність і тваринний світ.

РОЗДІЛ 2

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

2.1. Морфоструктурна характеристика Північно-західного Причорномор'я

У морфоструктурі Причорномор'я більшість дослідників виділяють різні типи рівнин : 1) пластовоярусні рівнини денудацій, що нині піднімаються, де в різний час опускання змінювалися підняттями (середній сармат - кінець кіммерія); 2) акумулятивних низинних рівнини пластів, в якій опускання змінювалися слабкими підняттями в пліоцені і антропогені, місцями вони переживають сучасні опускання. У свою чергу, вони розчленовуються по зміні опускань підняттями на різних етапах неоген-антропогену.

В межах Скіфської платформи (рівнинний Крим) виділені три типи великих морфоструктур : 1) пластовоярусні рівнини на заході із складними диференційованими рухами; 2) рівнини структурно-денудацій Тарханкутського півострову, стійкі, що випробували, підняття з кінця раннього пліоцену, розвиваються за типом денудації; 3) рівнини пластів па пліоцену морських (понт, куяльник) і континентальних (таврська свита).

На геоморфологічній карті, складеній І. М. Рослим і Ю. Л. Грубріним (1979), на території області виділені наступні морфоструктурні елементи. На півночі Причорноморської рівнини розташована денудація пласта успадковано-відроджена рівнина із слабким проявом помірних новітніх підняттів і пологих деформацій, сформувалася на ділянках занурення щитів (вік міоцен - антропоген). Рівнина займає північну найбільш піднесену частину області від її західних до східних меж, включаючи Приазовську рівнину на сході.

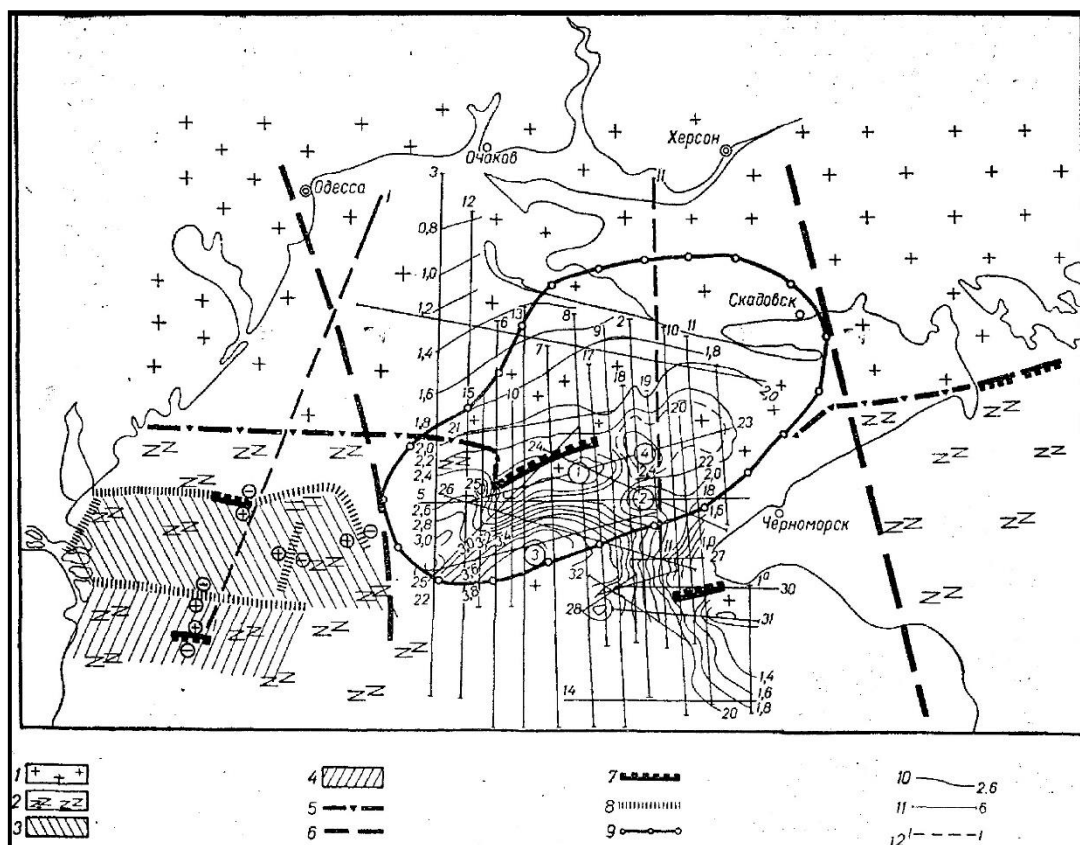


Рис.2.1. Схема тектонічної будови північно-західної частини Чорного моря.[15] Цифрами позначено:

1 – південний схил Східноєвропейської платформи; 2 – Скіфська плита; 3 – частина похованої Добруджі; 4- частина гірської Добруджі; 5- крайкові шви Російської платформи; 6 – глибинні розломи докембрійського закладення; 7- тектонічні порушення за даними сейсмозвідки; 8- тектонічні порушення за даними гравітрозвідки; 9- контур ймовірного прогину в базальтовому шарі; 10- ізогіпси в км; 11 – сейсмічні профілі; 12 – інтерпретаційні лінії.

На півдні області від дельти Дунаю смугою, що звужується на схід, до Приазовської височини тягнеться гетерогенна акумулятивна для пласта низинна, похила, новоутворена рівнина, що сформувалася на диференційованих помірних новітніх рухах при рихлих осадових породах крайового прогину (вік пліоцен - антропоген). Такі ж рівнини, але низинні, суб-горизонтальні виділені на півдні Причорноморської рівнини, що простягнулися на схід смугою від Одеських лиманів до Приазовської низовини, включаючи нижні ділянки річкових долин. До подібного типу

рівнин віднесено також Присивашся, північну частину рівнинного Криму і частину Індольського прогину [33,37].

Морфоструктури рівнинного Криму виділені як рівнини пластів, створені помірними диференційованими склепінно-блоковими новітніми рухами. Ці рівнини диференціюються на: структурно-денудації, новоутворені (вік - антропоген) в межах Тарханкутського півострова; денудації, підведені, похилі (вік пізній пліоцен - антропоген) в межах Альмінської западини і південної частини рівнинного Криму.

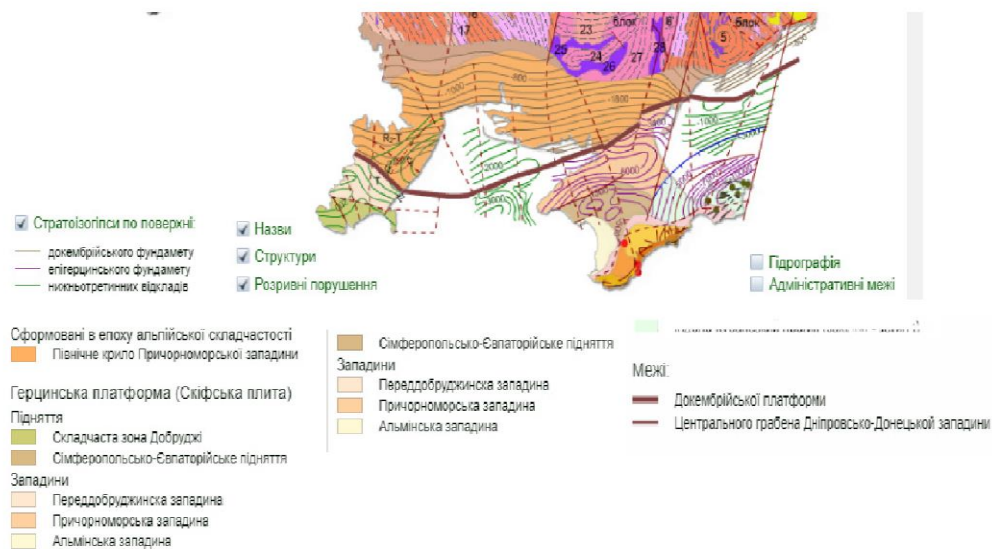


Рис. 2.2 Тектонічна будова Північно-західного Причорномор'я

Оцінку морфоструктури можна отримати шляхом морфотектонічного аналізу. У геоструктурному відношенні на території Причорномор'я і рівнинного Криму виділяються південний схил докембрійській платформи (Український щит) і палеозойська Скіфська плита, розділені шовною зоною, а також елементи складчастих споруджень Криму і Добруджи, а на сході - Донецького кряжа. Усі вони відносно добре виражені геоморфологічно, що простежується в особливостях будови і динаміки поверхні земної кори. Структурні одиниці передусім визначають геоморфологічні межі області: на півночі - це схил Українського щита докембрійській платформи, відбитий в рельєфі Придніпровської і Приазовської височинами (межа проходить південніше Вознесенська і Кривого Рогу на Нікополь); на сході межа менш

чітка, співпадає з межами північно-західної частини Азово-кубанської западини і Донецької складчастої споруди; на заході - по околиці складчастих споруджень Добруджи приблизно по Фрунзенсько-Арцизьському розлому в районі долини Лозини; на півдні - морська межа із зоною шельфу (за винятком Криму, де межа проходить по передгірному прогину) [29,36].

У будові земної кори простежуються три структурні поверхи (нижній, середній і верхній), нижнім з яких є кристалічний фундамент докембрійської платформи або адекватний йому фундамент палеозойської плити, добре відображені в особливостях будови рельєфу завдяки тісному зв'язку з верхніми структурними поверхами. Два верхні поверхи є осадовим чохлам потужністю від 300-400 м в північній частині і до 5000-8000 м в південній частині області і також проявляють закономірний зв'язок з рельєфом. У осадовому чохлі зазвичай виділяють донеогеновий середній і неоген-антропогеновий верхній поверхи. Вказані три поверхи мають різну геологічну будову.

Основну рельєфоутворюючу роль серед порід верхнього осадового структурного поверху грають неоген-антропогенові відкладення. Відкладення неогена поширені всюди, але з них своєрідний " фундамент" рельєфу складають верхньоміоценові (сарматський і меотичні яруси).

Антропогенові відкладення мають повсюдне поширення і безпосередньо беруть участь в рельєфоутворенні земної поверхні. Вони представлені переважно континентальними формаціями (субаквальними - алювій терас і субаеральними - леси), морськими і лиманово-морськими, - у вузькій прибережній смузі, пролювіальними, гравітаційними, золотими відкладеннями різного віку (від раннього антропогена до голоцену) [33].

У Причорномор'ї потужність пліоценової червонокольорової і антропогенової лесової формацій досягає в середньому 20 м, максимум 40-50 м. У Приазовській низовині потужності в середньому зменшуються до 10-15 м, досягаючи, проте, на півдні 50 м. Максимальні потужності відмічені у береговій зоні моря і зменшуються на північ, що П. Ф. Гожик (1986) зв'язує з

посиленням на північ денудації і неповнотою розрізів антропогена. Це підтверджує виділення північної зони денудації області.

У західній частині Причорномор'я (за винятком берегової зони) спостерігається випадання з розрізів, або зредукована, нижніх- і середніх антропогенних відкладень, що може бути пов'язано тут з посиленням процесів денудації і з розмивом лесових товщ.

Розуміння рельєфоутворюючої ролі лесової формації багато в чому пов'язане зі встановленням їх генезису. Покривний характер залягання лесов, перекриття ними річкових терас і схилів межрічч надає рельєфу Причорноморської низовини згладжений, " м'який" морфологічний вигляд.

Загальна потужність неоген-антропогенових рихлих відкладень є показником тектонічних величин прогинання за цей час і складає: в західній частині Причорномор'я - 200-700 м, в Північно-кримському прогині- 200-600 м, в Індольському прогині - до 1000 м.

Північна частина Причорноморської низовини по поверхні кристалічного фундаменту представлена пологою моноклінальною південною схилою щита, яка знижується східцями в південному напрямі. Перегин пологої поверхні кристалічних порід з різким збільшенням її нахилу спостерігається на південь від лінії Кишинів - Миколаїв - Каховка - Мелітополь (Херсонсько-мелітопольський розлом), відповідно на південь зростає глибина до поверхні фундаменту. Деформація молодих порід осадового чохла відповідає перегинові. З наявністю перегинові по кристалічному фундаменту і деформацій в осадовому чохлі пов'язано розділення низовини на дві геоморфологічні різні частини: північну і південну підобласті.

Ці частини мають відмінності в глибині і густині розчленованої, в малюнку гідромережі, у будові річкових долин. Головною причиною тому являються відмінності в амплітуді і знаках неотектонічних рухів (на півночі це підняття від 0 до 150 м, а на півдні - в основному опускання до 150 м).

По ізогіпсі фундаменту - 2000 м виділяють дві моноклінали: на схід від Одеського розлому - Причорноморську, західніше - Молдавську. Відмінності

в геологічній будові і розвитку монокліналей зумовили відмінності будови і генезису рельєфу цих територій. В межах Молдавської моноклінали на заході області переважають такі морфоструктури, як ярусні для пласта рівнини денудацій, що нині підіймаються, де в різний час опускання змінювалися підняттями (середній сармат - кінець кіммерія, тобто у міоцені і ранньому пліоцені). В межах Причорноморської моноклінали на сході області вказані морфоструктури займають підпорядковане положення лише на півночі моноклінали, а переважають акумулятивні низинні рівнини пластів.

Поверхня кристалічного фундаменту монокліналей розбита на блоки розломами, нерівна, ступінчаста. Незважаючи на порівняно велику глибину до фундаменту (на півночі області - 1000 м і менш, на півдні в Одеській затоці до - 5000 м), його нерівності відображаються у рельєфі крізь осадовим чохлам як в загальному ухилі з півночі па південь, так і у відповідності височин межиріччя підведеним блокам, а великих понижень суші опущеним блокам [20].

Докембрійський фундамент Українського щита в осьовій частині Причорноморської западини зчленовується з палеозойським фундаментом Скіфської платформи шовною зоною або Причорноморським шовним грабеном. Він є глибокою депресією субширотного простягання, що своєрідно відбилася на морфоструктурах суші і прилеглих до них шельфів Причорноморської низовини. Формування шовної зони почалося в тріасі - юрі. Вона виконана товщею мезозой-кайнозою потужністю близько 8000 м.

Шовна зона включає: Придобруджинський палеозойський прогин - Молдавський грабен з морфоструктурами типу акумулятивних рівнин пластів, що випробували недавні опускання з кінця середнього плейстоцену (рівнини Дунай-Дністровського межиріччя і частина шельфу), і Північно-кримський прогин, що об'єднує через Перекопську перемичку Каркінітський і Сиваський грабени (рівнинний Крим і частина шельфу Чорного моря), представлений морфоструктурами того ж типу в межах північного присивашського району рівнинного Криму і частини шельфу чорного і

азовського морів. На схід Північно-кримський прогин через вузьку перемичку Бірючої коси переходить в Північно-азовський прогин.

Широко поширені локальні структури (складчасті і блокові). Окремі мають блокову будову (Карлівська, Татъянівська, Західно-жовтнева та ін.). При геоморфологічному аналізі рівнинного Криму наявність таких структур встановлюється шляхом побудови спеціальних карт, на яких враховується конфігурація долинної мережі, берегової лінії, наявність лінеamentів. Блоки обумовлюють різноспрямовані нахили земної поверхні, що легко пояснюється складністю будови локальних структур, їх розломною роздробленістю, асиметричною будовою завдяки зміщенню зведень.

У східній частині Причорномор'я великі структури фундаменту часто дуже слабо відображенні в рельєфі, будучи оберненими або перехідними морфоструктурами. З півночі на південь виділяють: Північно-азовський прогин (аккумулятивна рівнина пласта Приазовської низовини і частина акваторії Азовського моря), Індольський прогин (аккумулятивна рівнина пласта на південному сході рівнинного Криму).

Своєрідними лінійними морфоструктурами Причорномор'я є зони розломів, що утворюють закономірні поєднання субширотних і субмеридіональних зон іноді значної ширини, вимірюваної десятками кілометрів. Вони, як правило, роз'єднують блокові і складчасті структури різних порядків, створюючи прямо-вугільно-смужчатий малюнок структур на тектонічній карті і своєрідний малюнок долинної і балочної мережі.

З широтним так званим Миколаївським (Болградським) розломом К. І. Геренчук зв'язував різкі повороти Дніпра у Каховки, Ингульця у Снегір'овки, Південного Буга у Миколаєва, сходження в пучки балочних для яру систем річок Тилигул і Великий Куяльник. Розломи в Преддобруджинській зоні (межиріччя Дунай - Дністер) : відзначалися прямокутні повороти долин р. Когильник в нижній течії у р. Арциз і у с. Бузкового, долини р. Ботни у ст. Позика; сходження в пучки річкових долин у р. Ялпух у р. Болград і р. Кирги-Китаю у с. Острівне [19,20].

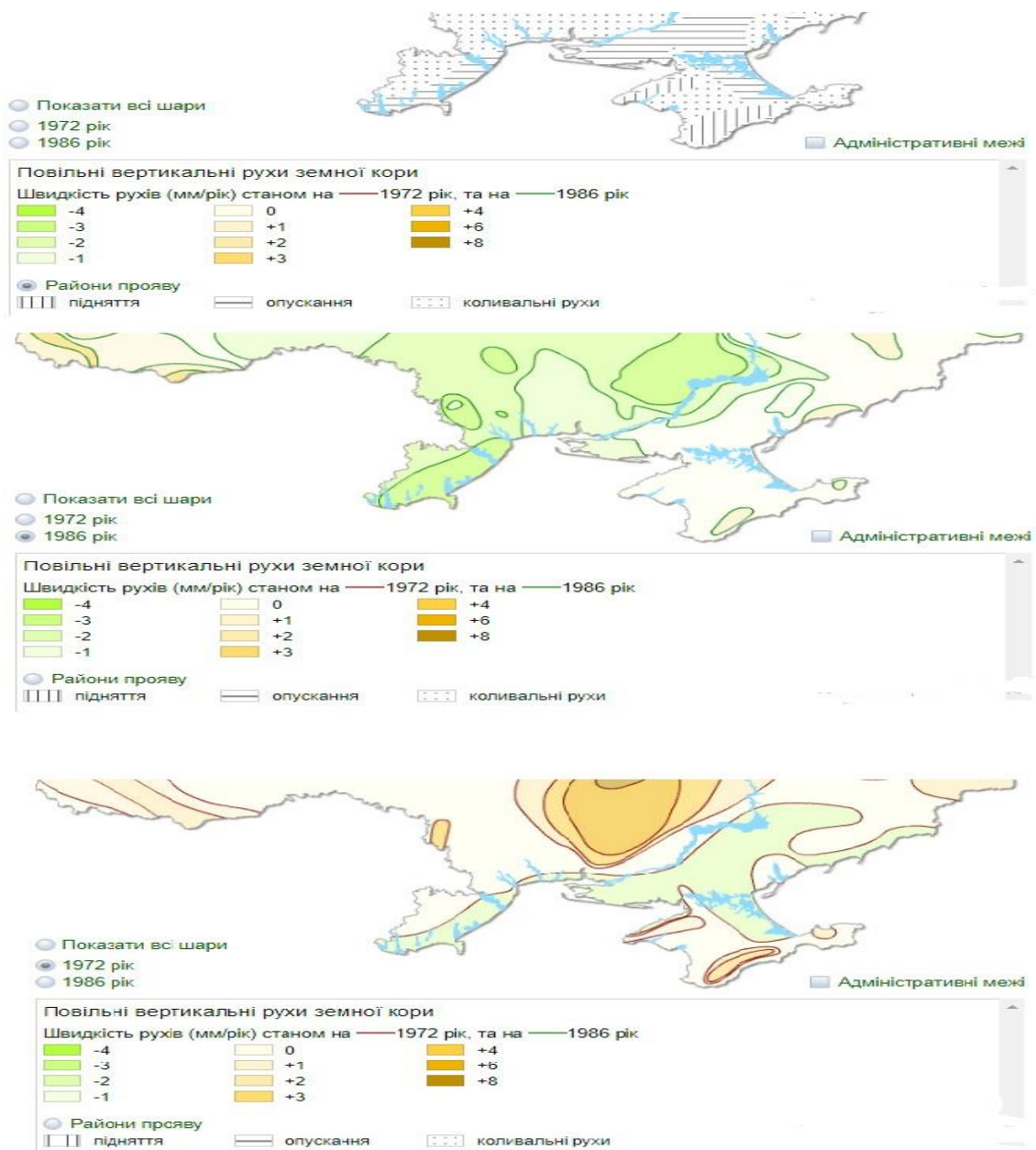


Рис. 2.2 Новітні неотектонічні рухи

При загальному моноклінальному зануренні порід верхнього структурного поверху Причорноморської западини на південь відповідно до ухилу фундаменту відзначаються структурні уступи субширотних напрямів. Прикладом може служити уступ по лінії м. Тирасполь - с. Ігнатівка, на південь він переходить в зону порушень, що трасується по колінообразних субширотних вигинах лиманів Хаджибейського, Куяльницького, Тилигульського, поблизу Бузького лиману у с. Жовтневе.

2.2 Морфоскульптури Північно-західного Причорномор'я

Факторний аналіз рельєфоутворюючих процесів, що формували морфоскульптуру Причорномор'я упродовж пліоцену - антропогена, показує складне поєднання на різних етапах ендегенних і екзогенних чинників, що визначають домінуючий морфогенез. Завдяки зміні переважаючих неотектонічних опускань диференційованими по площі позитивними і негативними рухами сталося утворення ярусних для пласта рівнин денудацій і супутніх їм комплексів морфоскульптур. Акумулятивна морфоскульптура формувалася в основному по долинних пониженнях, а також на вододілах у вигляді покривного субаерального комплексу лесової морфоскульптури.

Згідно з уявленнями останніх років в Причорноморській низовині існує три неогенові акумулятивні для денудації поверхні вирівнювання і декілька рівнів антропогенних алювіальних і морських терас і дельт.

В межах схилу Українського щита у північній межі області розвинена акумулятивна для денудації поверхня міоцену, що утворює найбільш високий рівень межирічних просторів. Тут відбувається взаємоперехід прибережено-морських відкладень міоценів в озерно-алювіальні відкладення того ж віку, а потім в ділянки денудацій. Ця поверхня має абсолютні відмітки до 140 м. На більшій частині Причорноморської рівнини вона складена морськими сарматськими відкладеннями, прикритими червонокольоровими і антропогеновими лесовими утвореннями пліоцену. У північній частині області сарматська морська поверхня переходить в поверхню денудації щита.

В межах області Причорноморської низовини і рівнинного Криму виділяється шість підобластей: Дунайсько-дністровська, Дністровсько-бузька, Бузько-дніпровська, Дніпровсько-Молочанська (Присивашсько-Приазовська), Приазовська і рівнинний Крим [30].

Водно-ерозійні і водно-акумулятивні форми. Річкові долини Причорномор'я залежать від нахилу топографічної поверхні. Зазвичай вони дотримуються загального напрямку течії з півночі на південь. Група річок має

напряв з півночі-північного заходу на південно- південний схід (Дністер, Великий і Малий Куяльники, Тилигул, Південний Буг), а Дунай - субширотне орієнтування. Нині встановлено, що ці особливості добре узгоджуються з нахилами поверхні тектонічних блоків.

Річкові долини Причорномор'я сформовані з властивим ним вільним меандруванням, з комплексом надзаплавних терас. У їх поперечному профілі виділяють зазвичай високі і низькі (місцями і середні) голоценові заплави, надзаплавні тераси пліоцен-антропогенового віку, дельти або лимани, що продовжують річкову долину. Кількість надзаплавних терас і їх вік в різних долинах неоднакові. Зустрічаються тераси структурно-денудацій в місцях виходу понтичних і сарматських вапняків (Великий і Малий Куяльники, Тилигул), які утворюють своєрідний уступ і розташовану нижче увігнуту ділянку схилу тераси. Ряд особливостей морфогенезу річкових долин пов'язаний з розташуванням в перигляціальній зоні [25].

Добре виражена асиметрія річкових долин і балок. Правий схил зазвичай крутий, лівий - пологіший, такий, що терасує. Правий схил часто порізаний ярами з декількома ярусами зсувних псевдотерас. Місцеві особливості морфогенезу вносять свою коректуру у вказану закономірність. Так, часто міняє свою асиметрію Південний Буг, долини окремих районів рівнинного Криму.

Формування річкових долин в пліоцені відбувалося услід за відступаючим понтичним морем. Оскільки відступання моря йшло швидше на заході, то найбільш древні з терас пліоцену відзначаються саме на заході, відповідно тут і кількість терас пліоцену збільшується. Що звільнилася пізніше східна частина (межиріччя Дніпро - Молочна) має одну-дві (до трьох) тераси пліоцену. У подальшому алювій відкладався в межах широких слабо оформлених долин пліоцену.

Чергування трансгресій і регресій моря в пліоцен-антропогені привело до складного поєднання терас один з одним і місцями до їх поганої

морфологічної враженості, як, наприклад, в пониззях більшості річкових долин [31].

Зсувні форми. Ці форми розвинені в Причорномор'ї зазвичай в межах крутих схилів ерозійної морфоскульптури. Уздовж правих крутих схилів річкових долин, балок і ярів відзначаються невеликих розмірів, але численні зсуви, що іноді зливаються між собою в окремі псевдотераси. Зсуви на лівому схилі долини Дніпра нижче Запоріжжя переміщуються по поверхні середньосарматських глин і утворюють великий зсувний масив, що частково стабілізувався, активні лише окремі його ділянки. Вік зсувів визначається розташуванням зсувних мас на глибину до 10 м нижче поверхні заплави Дніпра, що вказує на утворення зсувів ще до закінчення виконання глибокого врізу Дніпра алювієм заплави. Стабілізацію їх зв'язують як з природними чинниками, так і з антропогенними: зміна рівня ґрунтових вод в зв'язку із створенням Каховського водосховища, створення залізничного насипу уздовж зсувних схилів тощо

Суфозійно-просадочні форми. Широким розвитком в Причорномор'ї користуються мікрозападни. Розрізняють поди, подоподібні пониження і степові блюдця. Поди поширені в основному в східній частині Причорномор'я, де займають до 20 % території. Це плоскодонні замкнуті пониження округлої або овальної форми, завдовжки до 10 км і більше, глибиною до 5-8 м. Весною і під час дощів вони перетворюються на пересихаючі озера. На відміну від степових блюдець і подоподібних понижень поди мають чітко обкреслені схили різної крутизни і зазвичай приурочені до їх безстічного днища ерозійні форми рельєфу. Подоподібні пониження можуть не мати чітких меж, неглибокі (1,5-2,0 м), часто не є базисами ерозії для балок і ярів, площа більше 1 км².

По морфології, походженню і геологічній будові можна виділити три райони поширення мікрозападин : Східний (межиріччя Молочна - Дніпро), Центральний (межиріччя Дніпро-Інгулець-Інгул, південна частина межиріччя Південний Буг-Березанський лиман) і Західний (межиріччя

Барабой - Дністровський лиман-Алкалія і міжозер'я Кагул - Ялпуг — Катлабух) [21,30].

Походження мікрозападин Причорномор'я пов'язане з цілим рядом чинників: впливом морфології території (субгоризонтальні поверхні, наявність безстічних понижень, слабка ерозійна розчленованість); наявністю реліктових западин різного генезису, прикритих лессами (балки, яри, мікроформи долин річок, лимани, затоки моря, карстові форми, мерзлотні полігони); наявністю покривних лесовидних суглинків просядчиків, сприяючих карстово-суфозійному процесу і просіданню.

2.3. Морфометричні особливості регіону дослідження

Причорноморська низовина і рівнинний Крим - рівнина, розташована смугою шириною від 120-150 до 10-15 км уздовж Чорного і Азовського морів від дельти Дунаю на заході, тягнучись на схід від басейну р. Молочна. Територія Причорноморської низовини має незначний ухил з півночі на південь, у північних меж області висоти змінюються від 210-240 м - на заході, 120-140 м - в центрі до 50-80 м - на сході, до нуля метрів у південній межі. Максимальна негативна відмітка у Сивашу - 4,5 м. Межиріччя зазвичай слабо розчленовані, закінчуються або абразійними, крутими уступами (10-20-50 м) або низькими акумулятивними берегами.

Середня густина ерозійної мережі області 0,08- 0,05 км/км² (при максимумі в рівнинному Криму до 2,6 км/км²).

У Причорноморській низовині зазвичай виділяють дві частини: північну і південну. Перша з них має абсолютні відмітки 50-100 м, вона сухіша і прорізується рідкісними річковими долинами; друга - 10-50 м, це типова прибережна рівнина, плоска і слабо дренована (тобто виділилися північна - хвиляста і південна - плоска частини рівнини). Окрім цього помічені відмінності в геоморфології західної і східної частин низовини - глибина і частота розчленовування низовини зростає зі сходу на захід.

Межирічні височини, півострови і острови загалом відповідають тектонічним підняттям; річкові долини, низинні береги, лимани, затоки, великі мікрозападини, поди часто приурочені до тектонічних понижень [22,23,31].

За відмінностями чинників рельєфоутворення область розділяють на дві частини: північну холоднішу і вологішу, південнішу теплішу і сухішу. У північній морфокліматичній зоні денудації по мірі значущості в рельєфоутворенні слід виділити: лінійну ерозію, площинний змив, вивітрювання, дефляцію, зсуви. У південній акумулятивній зоні переважають різні види акумуляції, дефляції, площинний змив, суфозійні процеси.

РОЗДІЛ 3

МОРФОГЕНЕЗ БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ ЧОРНОГО МОРЯ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Територія Херсонської області омивається водами двох морів Чорного та Азовського, її берегова смуга характеризується значною довжиною, розчленованістю та певним різноманіттям природних умов [13].

3.1. Морфогенетична характеристика берегової зони

Загальна довжина берегової лінії Херсонської області в межах Чорного моря складає 550,8 км, де містяться різноманітні типи берегів і форми рельєфу [22]. Берегова зона області характеризується рядом специфічних особливостей, які зумовлені вперш за все геоморфологічними та гідрологічними умовами. Різноманіття природних умов дозволяє віднести берегову смугу області до двох берегових областей: Дніпровсько-Каркінітської та Сиваської лагунної (рис.1.1.).

Геоморфологічні умови берегової Чорного моря характеризуються виключно мілководним підводним схилом, значна частина берегової смуги блокована акумулятивними формами. За таких геоморфологічних умов, хвилювання відкритого моря в більшості випадків не доходить до берегової зони, або втрачає основну частину своєї енергії далеко від неї. Саме тому, вздовж значної частини берегової смуги області, морські хвилі не являються домінуючим фактором розвитку, на відміну від берегових смуг інших берегових областей цих морів [14].

Розвиток гідрологічних умов в регіоні дослідження зумовлений тим, що Чорне море відноситься до неприливних, тому що в його межах максимальна величина припливу в береговій зоні не перевищує 0,17 м [9,10,11].

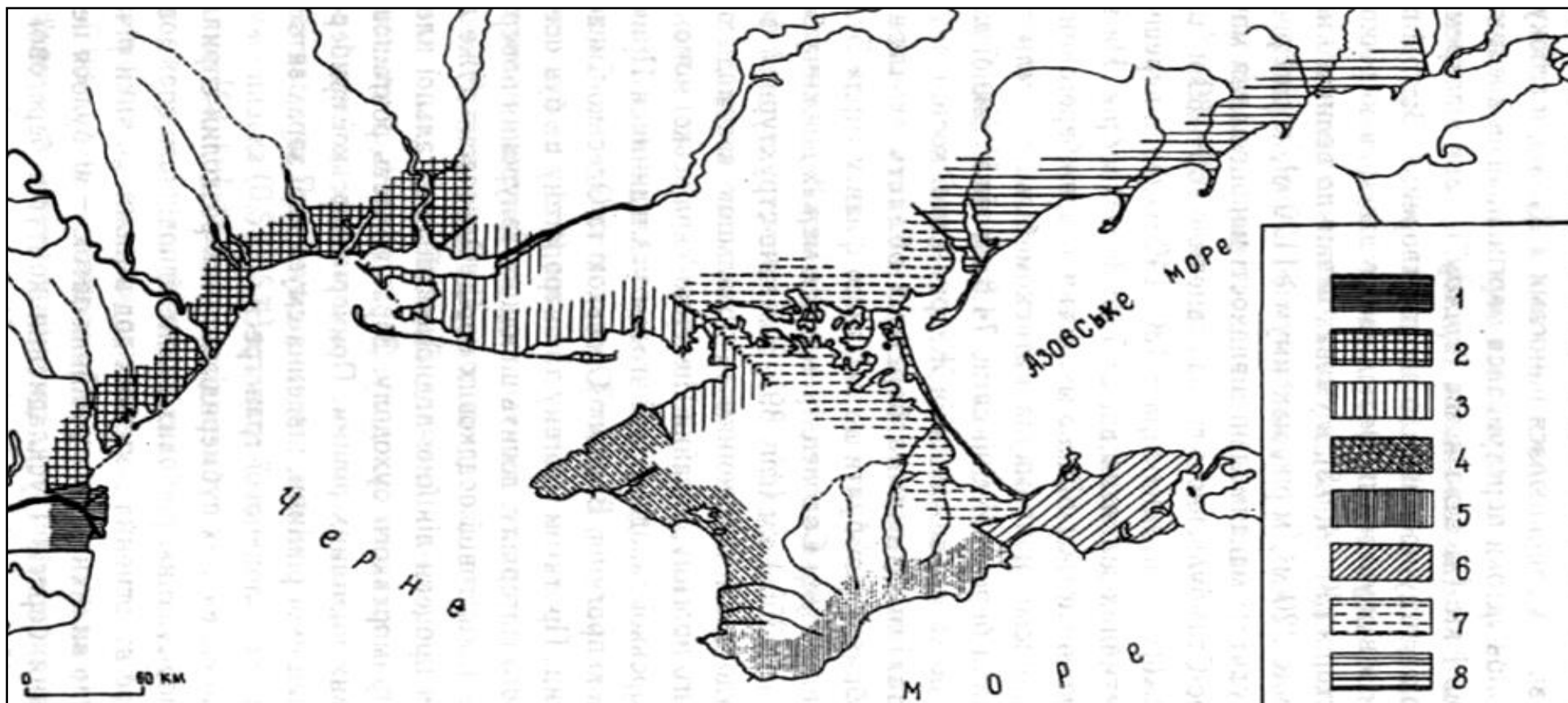


Рис.3.1. Загальне районування берегів Чорного та Азовського морів в кордонах України. Берегові області: 1 — Дунайська дельта; 2 — Північно-західна лиманна; 3 — Дніпровсько-Каркінітська лопатева; 4 — Тарханкутсько-Каламітська сурутишна вирівняна; 5 — Південно-Кримська гірська дрібнобухтова; 6 — Керченська дрібнобухтова; 7 — Сиваська лагунна вторинного вирівнювання; 8 — Північно-Азовська вторинного по членування [32].

Панування відповідних геоморфологічних та гідрологічних умов, сприяє розвитку в межах берегової зони Херсонської області не хвильових факторів розвитку, до яких належать короткочасні неперіодичні коливання рівня моря метеорологічної природи.

Під час розвитку вітру з боку моря, рівень води підвищується над ординаром, і тим більше, чим більшим швидкість вітру і термін його дії. Відповідне явище здійснення рівня називається нагоном, а швидке та значне здійснення рівня називається штормовим нагоном.

В межах чорноморської частини берегової зони Херсонської області максимальна висота штормового нагону, була зафіксована на західному березі півострова Гіркий Кут, де вона складала (+3,11) м [11].

Під час протилежного напрямку вітру відбувається згін води і рівень моря знижується, причому максимальна величина такого зниження в чорноморській частині дорівнює (-1,35) м в північно-східній берег Тендрівської затоки. Відтак, амплітуда коливання рівня моря в чорноморській частині складає 4,36 – 4,46 м.

Таким чином, в межах берегової зони Херсонської області, існує певна ділянка, яка епізодично затоплюється або осушується під впливом вітру та називається вітрова присушка. Берега в межах яких панують не хвильові фактори розвитку та як наслідок поширені вітрові присухи отримали назву – вітроприсушні берега. Даний генетичний тип берегу характеризується власними геоморфологічними, структурними, динамічними та літо-динамічними рисами, а також розвитком специфічних біоценозів.

Такий тип берегу широко розповсюджений в береговій зоні не припливних морів, так вони займають істотні за довжиною ділянки на берегах Каспійського [15,16,17], Балтійського [15,16], Азовського та Чорного морів [9,10,11], а також на берегах морів Північного Льодовитого океану [15,17] та ін.

Виділення в межах чорноморської частини узбережжя Херсонської області Дніпровсько-Каркінітської лопатевої берегової області, зумовлено

насамперед поширенням на цій території вітроприсушних берегів та значних за площею акумулятивних форм [13].

Відповідно берегова зона Чорного моря, яка розташована в межах Херсонської області, характеризується рядом специфічних особливостей, які зумовлені геологічними, геоморфологічними та гідрологічними умовами.

3.2. Геолого-геоморфологічні особливості берегової зони регіону

В тектонічному відношенні чорноморське узбережжя Херсонської області більшою частиною розташовано в межах Причорноморської западини [7].

В неотектонічному відношенні більшість узбережжя регіону дослідження відносяться до зон активного тектонічного занурення.

Максимальна швидкість негативних тектонічних рухів проявляється в районі Кінбурнської коси – 3,54 мм/рік, мінімальні – 1 мм/рік в районі вершини Перекопської затоки. Така неотектонічна ситуація пояснюється наявністю блокової структури земної кори, зумовленою існуванням субмеридіанальних та субширотних розломів (Рис 3.2) [7,8].

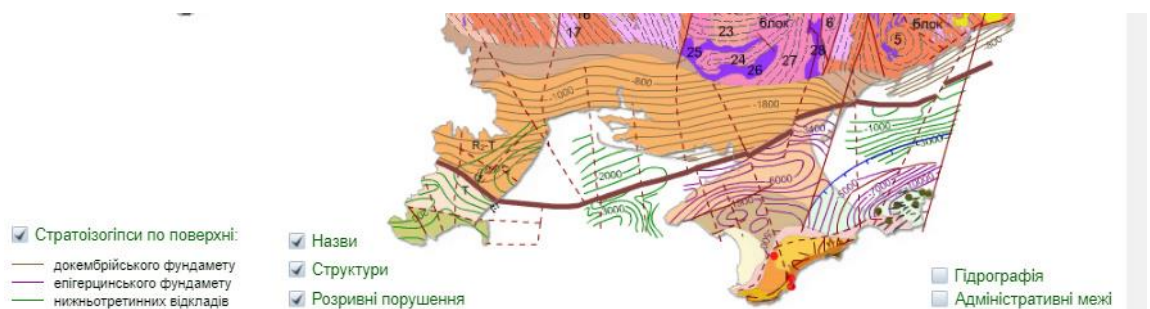


Рис. 3.2 Страторегіони Північно-західного Причорномор'я

За літологічним складом узбережжя Херсонської області складене нестійкими корінними породами неоген-антропогену, переважно глинистими. В їх складі міститься лише 5-7 % піщаних і крупніших фракцій,

саме тому, розвиток берегової зони обох морів в межах Херсонської області, відбувається в умовах дефіциту наносів хвильового поля [13,14].

Домінування глинистих порід, робить береги регіону дуже чутливими до будь-якого хвильового впливу, саме тому береги суттєво реагують навіть на дуже малі хвилі ($h < 0,3\text{м}$) за умов вітрових нагонів. Швидкості абразії кліфів в середньому дорівнюють 0,2-0,4 м/рік, (максимум до 1,8 м/рік), динамічність абразії підводного схилу сягає 0,009-0,028 м/рік на особливо активних ділянках під час штормових нагонів [9].

Акумулятивні форми регіону складені піщаним матеріалом теригенного та біогенного генезису, розмір піщаних фракцій знаходиться в межах від 0,1 мм до 1 мм - чорноморське узбережжя та від 0,25 до 2 мм – азовське узбережжя.

За динамікою розвитку рельєфу акумулятивні форми чорноморського узбережжя значно активніші ніж відповідні утворення в межах азовського узбережжя. Акумулятивні форми Чорного моря коси Тендрівська та Джарилгач, розвиваються в умовах стійкого деструктивного режиму, швидкість розмиву тіла форм від 1 до 3 м на рік.

Відповідна ситуація пояснюється умовами живлення акумулятивних форм, структурними особливостями піщаних порід та хвильовою активністю в регіоні. Так, живлення акумулятивних форм Чорного моря пов'язане з розмивом реліктових акумулятивних форм на дні північно-західної частини моря

Акумулятивні форми регіону Чорного моря складені в переважній більшості дрібно та середньозернистими пісками, які являються більш динамічно активними, тому що розмиваються та переносяться хвилями із значно меншою енергією

В межах берегової зони регіону дослідження широко поширені берега з вітровою присухою, які представляють собою особливий генетичний тип, який розвивається за умов панування не хвильових факторів розвитку [9,10,11].

Головною специфічною рисою берегів з вітровою присухою є наявність в межах берегової зони специфічної форми рельєфу, яка поперемінно розвивається то в гідрогенних, то в аеральних умовах, вона має назву вітрова присуха. Всі берегові зони де поширені вітрові присухи мають загальні морфологічні риси, це насамперед повільно похилена у бік моря поверхня підводного схилу та берегу. Для цієї поверхні характерна наявність специфічного комплексу форм мікрорельєфу, які в свою чергу значно розрізняються в межах абразійних та акумулятивних ділянок [10].

Отже, геолого-геоморфологічні особливості регіону дослідження характеризуються значною обмілиністю підводного схилу, пануванням глинистих та суглинистих порід вздовж корінних берегів, поширенням акумулятивних форм складених піщаними породами різного генезису та структури. Найголовніша відмінність регіону дослідження полягає в домінуванні вздовж берегової смуги специфічного генетичного типу берегу – вітроприсушного.

3.3. Морфодинамічні особливості берегової зони регіону

Перші кількісні показники динаміки чорноморських берегів регіону дослідження були отримані Ю.Д. Шуйський та І.М. Котовським [22]. Саме після робіт цих вчених стало ясно, що берегова зона регіону дослідження змінюється доволі інтенсивно, але ці зміни відбуваються лише під час штормових нагонів.

Аналіз літературних джерел свідчить, що процеси абразії в чорноморській частині регіону дослідження мають нерівномірне поширення. Найбільш значний розвиток ці процеси мають у східній частині регіону, в межах Джарилгацької, Широкої та Перекопської заток на Чорному морі.

Загальна довжина абразійних ділянок в межах Чорного моря дорівнює 85,7 км. Висота глинистих кліфів є різноманітною, в середньому 4-5 м над

ординаром, з максимумом до 11 м (вершина Перекопської затоки). Швидкість абразії кліфів коливається від 0,1 м/рік в районі Ягорлицької затоки, 0,8 – 1,2 м/рік в межах східної окрайки смт Залізний Порт, до 1,2 – 1,5 м/рік в межах півострова Гіркий Кут (Хорли) [9].

Пересічна ширина бенчів в чорноморському регіоні знаходиться в межах від 25 до 200м, при максимальній ширині біля 400 м (у вершині Перекопської, Ягорлицької та Гендрівської заток). Швидкість абразії бенчів знаходиться в межах від 0,01 м/рік до 0,1 м/рік.

Сам абразійний процес, вздовж всієї берегової зони Херсонської області, має дуже специфічні риси, це зумовлено поширенням в регіоні дослідження глинистих порід. Відповідно процес руйнування берегів починається з намокання порід, що утворюють кліф. Це призводить до набухання та розмокання глинистих порід, втрати їх міцності, а вже потім будь-які хвилі, перетинаючи поверхні присух, активно руйнують кліфи [9,10,11].

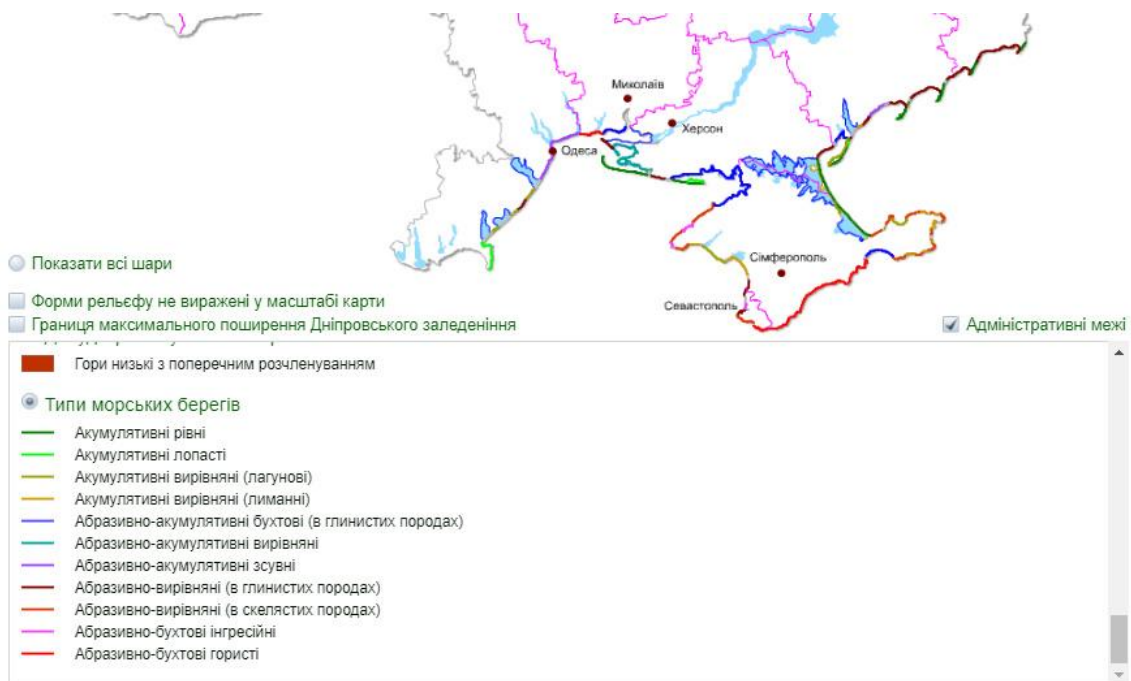


Рис. 3.3 Типи морських берегів Північно-західного Причорномор'я

Дуже незначні швидкості абразії на окремих ділянках пояснюються значною ізолюваністю цих ділянок акумулятивними формами, антропогенними спорудами або фітогенними накопиченнями. Найбільш

інтенсивного руйнування береги цих півостровів зазнають у весняно-осінній час.

Загальна довжина акумулятивних берегів, в регіоні дослідження на Чорному морі, складає 172,4 км (24,5%). Акумулятивні форми регіону складені піщаними фракціями теригенного та біогенного генезису, які на деяких ділянках лиманної зони та підводного схилу вкриті шаром алеврито-пелітових фракцій. Процеси акумуляції в межах берегової зони відбуваються як на підводному схилі, так і на прибережному суходолі. На підводному схилі, як правило акумулюються алеврито-пелітові фракції, які затримуються донною рослинністю, а на ділянках біля та над зрізом переважають піщано-черепашкові та фітогенні наноси [22].

3.4. Антропогенні береги в межах берегової зони Херсонської області

В межах чорноморського Херсонської області антропогенні береги отримали незначне поширення, це пов'язано насамперед із незначної динамічності берегів, домінуванням не хвильових факторів розвитку, а також незначною кількістю населених пунктів вздовж берегової зони [22].

Уздовж узбережжя Херсонської області широке поширення отримали береги з вітровою присухою. Такий тип берегу характеризується специфічними умовами розвитку, завдяки яким протягом значного часу вони залишаються динамічно стабільними, їх активізація проявляється епізодично під час штормових нагонів.

Саме тому в межах вітроприсушних берегів узбережжя Херсонської області об'єкти берегозахисного будівництва мають незначне розповсюдження. Уздовж берегової смуги Ягорлицької, Тендрівської та Перекопської заток, сучасні діючі берегозахисні споруди повністю відсутні, а в Джарилгацькій та Каркінітській затоках такі ділянки мають незначну довжину.

Найбільший берегозахисний комплекс, в межах берегової зони вітроприсушних берегів, знаходиться в межах міста Скадовськ, його загальна довжина складає більше 5 км, він представлений залізобетонною стінкою та штучно відсипаним пляжем, взагалі дана споруда є модифікованим аналогом хвилевідбійної стінки. В морфологічному відношенні ця штучна форма рельєфу нагадує потужну акумулятивну терасу, ширина якої не перевищує 150 м на західних пляжах міста та 250 м на східних пляжах, абсолютна висота біля 1 м, в залежності від рівня моря.

Ця споруда була побудована з метою зупинення абразії кліфів та розширення площі пляжів в межах міста Скадовськ.

Слід зауважити, що аналогічні штучні форми рельєфу, але менші за морфометричними показниками, знаходяться в межах таких населених пунктів як: село Красне, урочище Цокур, Хорли.

Важливим є також те, що ці берегозахисні споруди є пасивними, тобто вони не сприяють утворенню природної системи берегозахисту, не сприяють самовідновлюванню природних систем, а інколи і навпаки спричиняють кризовий стан цих систем, при цьому їх необхідно безперервно ремонтувати та відновлювати.

В межах берегів регулярного хвильового розвитку, в регіоні дослідження це природна акумулятивна система Гендра–Джарилгач, існує також берегозахисний комплекс, але він суттєво відрізняється від аналогічних комплексів вітроприсушних берегів.

Ця природна система розвивається під впливом хвильового фактору, саме тому в її межах знаходяться активні берегозахисні споруди. Вони представляють собою штучні форми рельєфу поряд з якими розташовані природні пляжі, виникнення яких зумовлено існуванням споруд даного комплексу.

В межах смт Залізний Порт берегозахисний комплекс складається із двох частин. Перша західна частина побудова до 1990 року, складається із семи хвилерізів, розташованих вздовж берега довжиною 1,5 км. Довжина

цих споруд складає 140 м, при ширині 20 м, їх оголовки виходять на глибину 2,5 – 2,8 м. Відстані між хвилерізами неоднакові та змінюються від 200 до 245 м. Хвилерізи представляють собою гранітні відсипки, які перекритті бетонними плитами.

В межах берегової зони розташованої між хвилерізами, знаходяться природні форми рельєфу, так звані “кишенькові” пляжі. Вони мають певні морфометричні показники, та їх ширина знаходиться в межах від 20 до 150 м, абсолютна висота не перевищує 0,5 м над рівнем моря.

Друга, східна частина, представлена штучними формами рельєфу – шпорами та розташованими між ними природними пляжами. Шпори представляють собою кам’яно – накидні, лінійно витягнуті штучні форми рельєфу, довжина яких від 25 до 50 м, оголовки цих споруд виходять на глибину 0,9 – 1,1 м. Пляжі, що утворились в міжбунних просторах були значно меншими, але і це дозволили значно уповільнити, а подекуди і зовсім припини абразію.

На початку 90-х років в західній частині берегової зони смт Лазурне був створений подібний берегозахисний комплекс, до складу якого входить чотири хвилерізи. Морфометричні характеристики даних штучних форм рельєфу співпадають із аналогічними утвореннями в смт Залізний Порт.

Штучні форми рельєфу, у складі берегозахисних комплексів у смт Залізний Порт та Лазурне мають схожу історію та еволюцію, а також їх існування призвело до схожих наслідків. Будівництво даних форм рельєфу було зумовлено прагненням зупинити абразії та збільшити площі природних пляжів для рекреаційних цілей. Саме тому, на початку 90-х років в межах обох населених пунктів були побудовані хвилерізи. Існування цих штучних форм рельєфу спричинило формування більш широких та потужних пляжів, але лише в межах комплексів. Але в той же час, поза межами комплексу, існування цих форм рельєфу спровокувало посилення абразії.

В межах східної частини берегової зони смт Залізний Порт, швидкість абразії дорівнювала 1,5 – 2,0 м/рік, в той час як до існування комплексу швидкість абразії не перевищувала 1 м/рік. Саме тому, у 1993 році довелося будувати другу частину комплексу, але представлену вже не хвилерізами, а шпорами. Абразія в межах берегової зони населеного пункту була зупинена, але за межами Залізного Порту вона прогресує.

Ситуація в межах берегової зони смт Лазурне розвивалися за схожим сценарієм, але із більш негативними наслідками. Існування даних штучних форм рельєфу, також спровокувало активну абразію в східній частині селища [19].

Відповідно в межах зони активного розмиву, було побудовано декілька шпор, ситуація стабілізувалася, але у 1996 році біля б/в «Нафтовик» була намита штучна акумулятивна тераса. Для формування даної тераси із підводного схилу до берегової зони, за допомогою гідронасосу, були спрямовані прибережно-морські наноси. Відповідно, в результаті виникнення штучної тераси, на підводному схилі утворилася штучна негативна форма рельєфу.

За таких умов у межах берегової зони повністю змінилася гідрологічна та літодинамічна ситуація та як наслідок був зруйнований комплекс шпор, проявилася катастрофічна абразія. За 15 років, берегова смуга на схід від берегозахисного комплексу відступила на 100 – 120 м, тобто пересічна швидкість досягала 6-8 м/рік.

Слід зауважити, що зараз ситуація стабілізувалася, був вироблений новий профіль рівноваги, але фінансові втрати від антропогенної діяльності сягають кілька десятків мільйонів гривень. Саме тому будівництво будь-яких антропогенних форм рельєфу має бути обґрунтованим.

Портові споруди в межах узбережжя Херсонської області. У межах берегової зони чорноморського узбережжя Херсонської області, портові споруди знаходяться лише в межах міст Скадовськ та смт. Хорли. Найбільший порт регіону знаходиться в місті Скадовськ, він побудований в

межах північного узбережжя Джарилгацької затоки, в умовах берегів з вітровою присухою.

Скадовський морський порт представляє собою складну гідротехнічну споруду, до складу якої входить штучна бухта обмежена пірсами, два портових моли, а також підхідний канал, який з одного боку огорожений надводним кам'яним хвилеломом. В сукупності всі ці споруди утворюють складну штучну форму рельєфу, розташовану в межах берегової зони.

В межах даної антропогенної форми рельєфу виділяються негативні форми рельєфу, до яких відносять безпосередньо котловину бухти та підхідний канал. Котловина бухти має прямокутну форму з робочою глибиною 10 – 12 м, її північний берег має довжину біля 300 м, східний та західний біля 150 м.

Будівництво Скадовського порту спричинило порушення єдності вздовж берегової природної системи. Ця ситуація призвела до того, що зі східного боку порту значно посилюється процес абразії, а із західного боку навпаки, почалася інтенсивна акумуляція.

Зі східного боку були проведені берегозахисні заходи, які спричинили зупинення абразії. В західній частині утворився так званий “мертвий кут”, в якому стали акумулюватися знесені зі всієї затоки водорості. Це явище набуло масового характеру, водорості стали перегнивати з виділенням дуже неприємного запаху сірководню. А так як ця ділянка знаходиться в межах центрального пляжу Скадовська, то керівництвом міста було ухвалено рішення засипати ці відкладення піском. Внаслідок цього “мертвий кут” перетворився на значну акумулятивну терасу антропогенного генезису.

Серед інших портових споруд слід виділити порто-пункт смт Хорли який за структурою відрізняється від порту міста Скадовськ. Порто-пункт смт Хорли знаходиться в межах берегової зони півострова Гіркий Кут, в його межах виділяється невелика бухта, один мол та значний за довжиною підхідний канал (11 км). У зв'язку із невеликими розмірами та невисокою

пропускною здібністю ця штучна форма рельєфу завдає мінімального впливу навколишнього середовища (Рис.3.4).



Рис. 3.4. Вплив портопункту Хорли на динаміку берега

На підставі вищесказаного, можливо зробити висновок, що портове будівництво та створення відповідних штучних форм рельєфу, впливає не лише на морфологію та динаміку прилеглих берегів, воно може призвести до перебудови напрямку еволюції всієї природної системи берегів.

Антропогенні форми рельєфу в межах родовищ корисних копалин.

Насамперед під час видобутку корисних копалин із поверхні шельфової зони, порушується природний рельєф, виникають різноманітні нові штучні, здебільше негативні форми рельєфу. Ці форми у багатьох випадках впливають на напрямок розвитку прибережних систем.

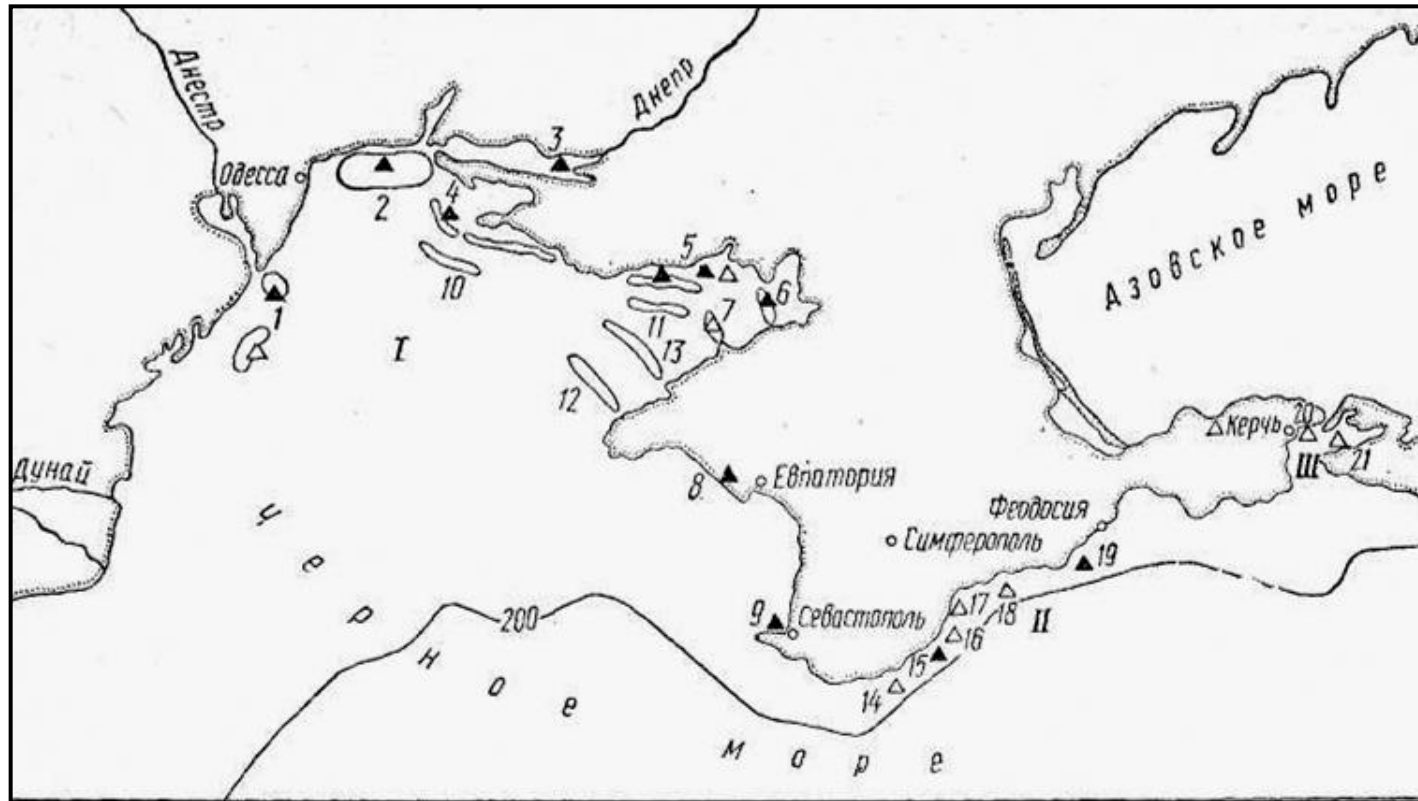


Рис.3.5. Поширення родовищ будівельних матеріалів в межах чорноморського шельфу України [2]:

Цифрами на карто-схемі позначені: I - північно-західний район; родовища: 1 - Терновська і Алібейська банки, 2 - Одеська банка, 3 - Дніпровсько-Бузький лиман, 4 - Тендрівська затока, 5 - Джарилгацька затока, 6 - Чурюмська банка, 7 - Бакальська банка, 8 - Донузлавський лиман, 9 - район Севастополя; поховані акумулятивні форми, коси: 10 - давньо-Тендрівська, 11 - Давньоджарилгацька пересип: 12 - Давньотарханкутська, 13 - Давньоаярилгацька; II - акумулятивні тіла шельфу Гірського Криму: 14 - між Ластівчиним гніздом і Сімеїзом, 15 - у Ялтинській бухті, 16 - між мисом Нікіта і Гурзуфом, 17 - між Аюдагом та селом Рибальчим, 18 - між Алуштою та селом Морське; 19 - гирлі річки Отузка; III - акумулятивні тіла в акваторії Керченської протоки і прилеглому шельфі Чорного моря: 20 - Церковна банка, 21 - коса Русанова.

Саме тому розробка корисних копалин повинна проводитися лише за умов фундаментального наукового обґрунтування, яке дозволяє мінімізувати вплив на навколишнє середовище.

У межах чорноморського узбережжя Херсонської області, формування штучних форм рельєфу відбувається лише під час видобутку будівельних матеріалів. Більшість даних форм рельєфу розташовано на підводному схилі, тобто за межами берегової зони, але в більшості випадків вони впливають на розвиток природних берегових форм рельєфу.

В регіоні дослідження видобування будівельних матеріалів, здебільше піску, проводиться в межах Джарилгацької затоки та Утлюцького лиману. Обидва родовища знаходяться в межах реліктових банок, які не мають літодинамічного зв'язку із береговою зоною, тому безпосередньо не впливають на хід еволюції берегової зони. Але слід зауважити, що завдяки гідрологічному зв'язку вплив родовища на розвиток берегової зони все ж таки існує. газовий режим придонних вод, збільшується їх каламутність.

В Джарилгацькій затоці видобування піску проводиться в межах Каланчацького родовища, яке міститься в 5 км на південний-захід від портопункту Хорли, в межах Каланчацької банки.

Каланчацька банка знаходиться в 5 км на захід від півострова Гіркий Кут та в 1,5 км на південь від півострова Карадай. Вона розповсюджується смугою, яка спрямована на північний захід вздовж островів Пташині та Каланчацькі. Довжина даної банки до 12 км, при ширині 2 – 2,5 км, а площа 30 км². Це родовище належить до великої реліктової акумулятивної форми, яка виражена у вигляді значної обмілини морського дна [20,21].

Глибина над місцем розробки досягає 5-8 м, висота хвиль не перевищує 1,0-1,5 м, швидкість прибережних течій 0,5-0,7 м/с, тобто існуючі тут гідрологічні умови не впливають на тіло акумулятивної форми.

Каланчацькі острови представляють собою складову частину природної акумулятивної системи, тому будь-які зміни в системі знаходять своє відображення в межах цих островів. Вони зараз розвиваються в умовах

деструктивного режиму, зумовленого посиленням хвильової активності, внаслідок поглиблення дна в межах Каланчацької банки.

Отже, у межах берегової зони Херсонської області штучних форм рельєфу зумовлених видобутком корисних копалин не існує, всі форми рельєфу знаходяться або на морському дні, або в межах суходолу. Деякі з них завдяки гідрологічному зв'язку впливають на розвиток берегової зони, а деякі представляють собою небезпечні ділянки, в межах яких може прорватися тіло акумулятивної форми.

ВИСНОВКИ

У результаті проведених досліджень ми дійшли наступних висновків:

1. Особливості природи досліджуваної території визначаються її географічним положенням на півдні України в межах степової зони Східно-Європейської рівнини. Територія Північно-західного Причорномор'я є унікальною. Вона охоплює багато своєрідних природних комплексів з різноманітним рослинним та тваринним світом, ґрунтами, гірськими породами, кліматом і водами та іншими компонентами, які знаходяться у зв'язку і взаємодії.

2. Північне Причорномор'я умовно ділиться на два великі регіони: Причорноморська западина і степовий або рівнинний Крим.

Із заходу на схід берегова зона змінюється від суттєво розчленованої озерами лиманного типу та лиманами до території з характерними ознаками вітроприсушних берегів та берегів із значною абразійною трансформацією. Провідне місце серед природних берегів займають антропогенні, адже прибережні райони достатньо антропогенно перетворені внаслідок розміщення тут продуктивних сил та населених пунктів, які водночас виконують функції як рекреаційні, так і господарські (міста-курорти, морські порти тощо). Природні умови берегової зони Північно-західного Причорномор'я зумовлені її розташуванням на поверхні давньої Східноєвропейської платформи. Саме тектонічна будова регіону зумовлює унікальні геоморфологічні умови, завдяки яким вздовж узбережжя панують береги акумулятивні наростаючі з півдня і акумулятивно-абразійні первинного розчленування з півночі. Ці береги зазнають суттєвих динамічних змін лише під час штормових нагонів.

3. Геолого-геоморфологічні особливості регіону дослідження характеризуються значною обмілиністю підводного схилу, пануванням глинистих та суглинистих порід вздовж корінних берегів, поширенням акумулятивних форм складених піщаними породами різного генезису та

структури. Найголовніша відмінність регіону дослідження полягає в домінуванні вздовж берегової смуги специфічного генетичного типу берегу – вітроприсушного.

4. У береговій зоні Чорного моря у межах Херсонської області поширені акумулятивні і абразійні морфоскульптури, а також достатньо поширений антропогенний морфогенез, представлений спорудами берегозахисту, у меншості портами і формами рельєфу, утвореними внаслідок видобутку корисних копалин. Акумулятивні морфоскульптури займають чільне місце серед інших, але вони є лише «умовно-акумулятивними», адже процес акумуляції часто знімається процесами денудації, тому берегова зона є акумулятивно-денудаційною із ділянками антропогенного морфогенезу та природоохоронними територіями.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Айбулатов Н. А. Геоэкология шельфа и берегов мирового океана / Н. А. Айбулатов, Ю. В. Артюхин. – Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 1993. – 304 с..
2. Александров Б.Г. Экологические последствия антропогенного преобразования прибрежной акватории Черного моря в XX веке / Исследование береговой зоны морей: Сб. научн. трудов. – Киев: Карбон ЛТД. – 2001. – С. 25 – 34.
3. Артюхин Ю.В. Антропогенный фактор в развитии береговой зоны моря. – Ростов/Дон: Изд-во Ростовск. унив., 1989. – 144 с.
4. Бойко М.Ф. Растительный мир Херсонской области / М.Ф. Бойко, Н.В. Москов, В.И. Тихонов. – Симферополь: Таврия, 1987. – 144 с.
5. Бондарчук В. Г. Геоморфология УРСР / В. Г. Бондарчук. – К. : Рад. шк., 1949. – 123 с.
6. Бровко П.Ф. Основные аспекты управления природопользованием в береговой зоне Мирового океана / Исследование береговой зоны морей: Сб. научн. трудов. – Киев: Карбон ЛТД. – 2001. – С. 285 – 296.
7. Буданов В.Н. Методика экспедиционных исследований береговой зоны. – Москва: Наука, 1964. – 224 с.
8. Географічна енциклопедія України : в 3 т. –К. : Укр. енцикл. ім М.П.Бажана, 1989-1993. –Т.1-3
9. Геология шельфа УССР // Лиманы: Гл. ред. Е.Ф.Шнюков. – Киев: Наукова думка, 1984. – 207 с.
10. Геология шельфа УССР // Среда. История и методика изучения: Гл. ред. Е.Ф.Шнюков. – Киев: Наукова думка, 1984. – 175 с.
11. Давидов О.В. Морфология та розвиток вітрових присух різних типів на берегах Чорного моря // Укр. Геогр. журнал. - 1998. -№ 4. - С. 31 - 33.
12. Давидов О.В., Крючкова Т.М. Штормові нагони: їх генезис та методика дослідження // Наукові записки Херсонського відділу Українського

- географічного товариства. Херсон: ПП Вишемирський В.С., 2006.-с. 18-21
13. Давыдов А.В. Влияние штормовых нагонов на развитие берегов с ветровой осушкой на Черном море // Наукові записки Херсонського відділу Українського географічного товариства. Херсон: ПП Вишемирський В.С., 2006.- с.16-18
 14. Есин Н.В., Крыленко В.В. Разработка природоохранных мероприятий и комплексная природоохранная оценка проектов морских берегов (на примере Геленджикского морского порта) // Исследование береговой зоны морей. – Киев: «Карбон ЛТД», 2001. – с. 144 – 152.
 15. Зенкович В.П. Берега Черного и Азовского морей. – Москва: Географгиз, 1958. – 316 с.
 16. Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. – Т. 2. – Москва: Изд-во АН СССР, 1960. – 216 с.
 17. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. – Москва: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.
 18. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Никифоров Л.Г. Берега. – Москва: МЫСЛЬ, 1991. – 480 с.
 19. Леонтьев О.К. Берега с ветровой осушкой как особый генетический тип берега // Изв. АН СССР. Сер. географическая, - №5,-1956,-с.81-90.
 20. Лымарев В.И. Береговое природопользование: вопросы методологии, теории, практики. – СПб: Изд-во РГГМУ, 2000. – 166 с.
 21. Літологія / В. К. Гавриш, Н. А. Гаркуша, П. Ф. Гожик, Д. Е. Макаренко; ред. Е. Ф. Шнюков. – К. : Наук. думка, 1985. – 192 с.
 22. Леонтьев О.К. Общая геоморфология: учеб. для студ.геогр .спец. вузов /О.К Леонтьев,Г.И.Рычагов,–[2-е изд., перераб.и доп.] – М. : Высш.шк.,1988. – С.252-274
 23. Природа Херсонської області / І. М. Котовський, О. П. Аліфанов, В. М. Бойко та ін. – К. : Фітосоціоцентр, 1998. – 120 с.

24. Рослий И.Н. Основные этапы геоморфологических исследований территории Украины / И.Н. Рослий, Ю.А. Грубрин // Развитие географической науки в Украинской ССР . – К.:Вища школа, 1990. – С. 37-56.
25. Рослий І.М. Антропогенні форми рельєфу / І.М. Рослий. – К.: Вища школа, 1977. – Т. 1. – С. 217.
26. Стецюк В.В. Основи геоморфології: навч. посібн.[для студ.вищ.навч.закл] / В.В.Стецюк,І.П.Ковальчук;за ред.О.М.Маринича. – К.: Вища шк.,2005.–495 с.
27. Черваньов І.Г. Рельєф / І.Г. Черваньов // Географічна енциклопедія України. – К.: Вища шк., 1993. – Т.3. – С. 122 – 123.
28. Шуйский Ю.Д. Основы стратегии строительства в береговой зоне Черного и Азовского морей // Исследование береговой зоны морей. – Киев: «Карбон ЛТД», 2001. – с. 8 – 24.
29. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В., Педан Г.С. Основные результаты исследования влияния подводных карьеров по добыче песка на динамику берегов Черного моря // Природные основы берегозащиты.- Москва.-1987,-с.68-92.
30. Шуйский Ю.Д., Замбриборщ Ф.С., Педан Г.С., Чернявский А.В., Березкина Е.Н. Влияние промышленных разработок строительных песков на динамику берегов и состояние зообентоса Черного моря // Водные ресурсы. – 1985. – № 5. – С. 142 – 156.
31. Шуйський Ю.Д. Типи берегів Світового океану. – Одеса: “Астропрінт”, 2000. – 480 с.
32. Якушева А.Ф. Хаин В.С., Славин В.И. Общая геология.- М.:Изд-во МГУ 1988.-488 с
33. Google Earth Pro. [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://www.google.com/earth/download/gep/agree.html>
34. Геомар Ukraine [Электронный ресурс]. Режим доступа: <http://geomap.land.kiev.ua/>