

**МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ХЕРСОНСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ФАКУЛЬТЕТ БІОЛОГІЇ, ГЕОГРАФІЇ І ЕКОЛОГІЇ
КАФЕДРА ЕКОЛОГІЇ ТА ГЕОГРАФІЇ**

**ВПЛИВ КАТАСТРОФІЧНИХ СИНОПТИЧНИХ КОЛИВАНЬ НА
БЕРЕГОВУ ЗОНУ ЧОРНОГО ТА АЗОВСЬКОГО МОРІВ В
МЕЖАХ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ**

Кваліфікаційна робота (проект)
на здобуття ступеня вищої освіти «магістр»

Виконав: студент 2 курсу, 213-м групи
Спеціальності 103 Науки про Землю
Освітньо-наукової програми Науки про Землю
Стахович Максим Ігорович
Керівник к.геогр.н., доцент Котовський І.М.
Рецензент к.геогр.н., доцент Богадьорова Л.М.

Херсон – 2020

ЗМІСТ

ВСТУП	4
РОЗДІЛ 1. Загальні відомості про синоптичні коливання та методи їх дослідження	7
1.1. Синоптичні коливання рівня моря на фоні сучасних кліматичних змін	7
1.2. Базові поняття, визначення та термінологія	12
1.3. Методи дослідження синоптичних коливань рівня моря	16
РОЗДІЛ 2. Загальна характеристика берегової зони Херсонської області	23
2.1. Фізико-географічна характеристика берегової зони Херсонської області	23
2.2. Характеристика геологічного середовища з акцентом на геоморфологічні умови	31
2.3. Гідрометеорологічні характеристики в межах берегової лінії Херсонської області, що впливають на згінно-нагінні процеси	39
РОЗДІЛ 3. Аналіз катастрофічних синоптичних коливань в межах регіону дослідження	45
3.1. Синоптичні коливання рівня в межах берегової зони Чорного моря Херсонської області при штормових вітрах	45
3.2. Синоптичні коливання рівня в межах берегової зони Азовського моря Херсонської області при штормових вітрах	47
РОЗДІЛ 4. Заходи щодо попередження катастрофічних наслідків від синоптичних коливань рівня моря	51
4.1. Загальні відомості про берегозахисні споруди	51
4.2. Берегозахисні споруди в межах берегової лінії Херсонської області	57
ВИСНОВКИ	61
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	64

ДОДАТКИ

Додаток А.....	70
Додаток Б.....	71
Додаток В.....	72
Додаток Г.....	73
Додаток Ґ.....	74
Додаток Д.....	76
Додаток Е.....	77
Додаток Є.....	78
Додаток Ж.....	79
Додаток З.....	86
Додаток И.....	87
Додаток І.....	88
Додаток Ї.....	89
Додаток Й.....	90
Додаток К.....	92
Додаток Л.....	93
Додаток М.....	94

ВСТУП

Актуальність теми «Вплив небезпечних синоптичних коливань на берегову зону Чорного та Азовського морів в межах Херсонської області» є доцільною та необхідною, враховуючи достатньо сильний вплив синоптичних згінно-нагінних процесів, які є невід'ємною частиною гідрологічного режиму цього регіону, при сильних вітрах на берегову й прибережну зони України, в тому числі, й Херсонської області. Найбільший вклад у мінливість коливання рівня водойми, в межах Чорного та Азовського морів, вносять кліматичні процеси, що призводять до утворення штормових згонів та нагонів, часто катастрофічного характеру. При сучасній тенденції зміни кліматичних умов необхідним є дослідження впливу цих змін на коливання рівня моря, й, в свою чергу, на згінно-нагінні процеси, що дозволить їх прогнозування й створення заходів для попередження катастрофічних наслідків в межах берегової лінії морів, для економіки й населення прибережних регіонів.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами: тема наукової роботи пов'язана з ініціативною науково-дослідною темою кафедри екології і географії «Морфологія і динаміка берегової зони Азово-Чорноморського басейну України» з державним реєстраційним номером - № 0118U004402.

Мета дослідження: дослідити вплив синоптичних коливань рівня моря на берегову зону досліджуваного регіону та виявити мінливість цього процесу внаслідок кліматичних змін.

Завдання дослідження:

1. Ознайомитись, на підставі аналізу літературних джерел, з базовими поняттями, визначеннями, термінами і методами дослідження синоптичних коливань рівня моря;

2. Проаналізувати зв'язок між геоморфологічними та гідрометеорологічними характеристиками району дослідження;
3. Дослідити зміни характеристик берегової зони району дослідження при мінливості синоптичних коливань рівня моря;
4. Встановити, ефективність наявних берегозахисних споруд в запобіганні негативним наслідкам синоптичних коливань рівня моря.

Об'єкт дослідження: берегова зона Чорного та Азовського морів в межах Херсонської області.

Предмет дослідження: вплив синоптичних коливань рівня моря на берегову зону Чорного та Азовського морів в межах Херсонської області.

Методи дослідження: спостереження, порівняння, аналіз, синтез, узагальнення, аналіз наукової літератури та електронних джерел, робота з топографічними й географічними картами, робота з програмними продуктами, що мають ГИС та GNSS.

Наукова новизна одержаних результатів: під час дослідження теми були отримані уточнені дані довжини берегової лінії Сивашу в межах Херсонської області та обчислення площі півострова Чурюк, що знаходиться в межах акваторії Сивашу.

Практичне значення одержаних результатів наукової роботи спостерігається у виявленні небезпечних зон берегової лінії Херсонської області, що найбільше піддані синоптичним згінно-нагінним явищам, та встановленні заходів щодо запобігання негативних наслідків в межах цього регіону.

Апробація дослідження: матеріали дослідження використовувались під час практичних занять з дисципліни «Берегознавство та управління прибережними комплексами».

Публікація роботи: за матеріалами дослідження опублікована стаття...

Матеріал дослідження присвячений, в першу чергу, темі роботи й займає обсяг 63 сторінки тексту, 6 сторінок списку використаних джерел (54 джерела) і 28 аркушів додатків.

Логіка дослідження зумовила таку структуру магістерської роботи: вступ, чотири розділи, висновки, список використаних джерел, додатки.

РОЗДІЛ 1. ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО СИНОПТИЧНІ КОЛИВАННЯ ТА МЕТОДИ ЇХ ДОСЛІДЖЕННЯ

1.1. Синоптичні коливання рівня моря на фоні сучасних кліматичних змін

Коливання рівня моря, утворені під дією синоптичних чинників, достатньо сильно впливають на берегову зону материків й на населення, що там проживає. Ми живемо в часи кліматичних змін, до яких відносяться - глобальне потепління, танення льодовиків, нагрівання земної поверхні під дією парникового ефекту та зміні температури й складу води, що призводить до непередбачуваних й часто руйнівних наслідків.

Головним фактором коливань рівня моря, які пов'язані з процесами в тропосфері є вітер. Вітер – це рух повітря відносно земної поверхні [30, с 42], який має горизонтальну й вертикальну складову. На нашій планеті це переважно горизонтального напрямку, рухомий потік повітря. Тому зазвичай розглядають саме горизонтальну його складову. Він викликається різницею в тиску між двома його різними областями. Якщо баричний градієнт ненульовий, то в цьому випадку повітряні маси рухаються від зони високого тиску до зони пониженого тиску. Окрім баричного градієнту на рух вітру впливає ще й сила Коріоліса, яка виникає внаслідок обертання планети навколо своєї осі. Отже, різниця в нагріванні повітря в районах екватора та полярних широт, що призводить до різниці в щільності потоків повітря й різниці тиску, та сила Коріоліса - це головні фактори утворення циркуляції атмосфери в глобальному масштабі.

Найбільш небезпечними вітрами являються шторми і урагани, що викликають штормові нагони і, в свою чергу, величезні руйнування, екологічні лиха, людські жертви..

Шторми й урагани мають дуже великий вплив на нагінні процеси, які мають руйнівний характер - абразія берегової зони, затоплення берегів, населених пунктів, інфраструктури, посівних площ тощо. Нагінні води, шукаючи вихід із суходолу до моря, проникають у мікрощілини й за рахунок своєї енергії призводять до ерозії ґрунтового покриву, розширюючи та поглиблюючи ці щілини. Слід також зауважити, що для берегових ділянок, які розташовані в межах гирлових частин річок, значному підйому рівня моря, під час штормових нагонів, також сприяє річковий стік. Під час таких штормових нагонів потужний напір води з моря перешкоджає стоку річки, внаслідок чого виникає підпір річних вод морськими та, як наслідок, відбувається катастрофічний підйом рівня води в гирловій частині [15, с. 75].

Більшість катастрофічних синоптичних явищ пов'язана з утвореннями циклонів, що, в свою чергу, й спричиняють різницю в тиску з навколишнім середовищем й призводять до утворення сильних вітрів. Циклони можуть бути, в залежності від того, де вони утворилися, таких типів: тропічні та позатропічні.

Шторми, урагани й тайфуни, що є наслідком цього циклогенезу, здатні викликати сильні вітри, опади, хвилювання водних мас океанів та морів, утворювати штормові згінно-нагінні явища й смерчі. Вони виникають й підтримують свою енергію над поверхнею океанів й інших водних басейнів й при заходженні на суходіл починають втрачати набуту силу. Тому острівні держави й прибережні території країн найбільше страждають від цих синоптичних явищ, тоді як території в глибині материків знаходяться у відносній безпеці й зазнають збитків лише від повені й сильних вітрів. Тропічні циклони є переносниками значних запасів енергії від тропіків до помірних широт, що робить їх важливим елементом глобальної циркуляції атмосфери й розподілу температур, завдяки чому зменшується різниця температур в різних регіонах планети. Тобто, одночасно вони приносять і шкоду й користь,

що доводить неоднозначність цього явища. Часто вітер, який утворюється при них, перетворюється за своєю силою на шторми й навіть урагани (називають у атлантичному регіоні), які в тихоокеанському регіоні називають тайфунами [52].

Зараз весь світ спостерігає так зване глобальне потепління. Незважаючи на те, людина являється його причиною, чи ні, воно призводить до підвищення загальносвітової температури й танення льодовиків, площа яких зменшується, а отже й зменшується покрив, який відбиває сонячні промені й призводить до більшого поглинання сонячного тепла й більш швидкого потепління. Потепління, в першу чергу, призводить до збільшення кількості циклонів, які є необхідною й невід'ємною складовою теплообміну планети й циркуляції атмосфери, а отже й підвищення кількості штормів, ураганів й, в свою чергу, катастрофічних штормових нагонів, через що відбуваються різного виду руйнування та катастрофи.

З аналізу даних гідрометеоцентру Росії, помітна тенденція до збільшення кількості тропічних циклонів за останні 10 років, починаючи з 2010 й закінчуючи 2019 роками (додаток А) [51; 52; 53; 54; 55; 56; 57; 58; 59; 60]. Наприклад в 2019 році на планеті виникло 99 тропічних циклонів, що перевищило норму (яка становить 83,2) на 19%. У північній півкулі цей сезон був дуже активним, тут утворилося 73 циклони, тобто на 28% більше середніх багаторічних значень (57,2). У південній півкулі їх кількість відповідала нормі - тут сформувалося 26 циклонів при нормі 26,1 [43].

Регіони, де виникають тропічні циклони називають басейнами циклонічної діяльності. Серед них офіційно виділяють 7 подібних басейнів: Північноатлантичний, Північно-східний тихоокеанічний, Північно-західний тихоокеанічний, Північний індійськоокеанічний, Південно-західний індійськоокеанічний, Південно-східний індійськоокеанічний, Південно-тихоокеанічний [52].

Північно-західний Тихоокеанічний басейн виділяється найбільш активною циклонічною діяльністю, в межах якого утворюється приблизно 26 циклонів на рік. Північно-індійськоокеанічний є найменш активним, де формується від 4 до 6 циклонів на рік [52].

Впродовж усього часу спостережень було виявлено та зареєстровано лише декілька випадків формування тропічних циклонів поза цими басейнами. Першим став циклон «Катаріна», який утворився у 2004 році на півдні Атлантичного океану й дійшов до берегів Бразилії з вітрами 2 категорії за шкалою Саффіра-Сімпсона. Після цього випадку в цій області були зареєстровані ще кілька подібних циклонів в 2006, 2010 («Аніта»), 2011 року («Арани»), 2019 («Іба»). Тому можна виділити ще один, восьмий басейн циклонічної діяльності – Південноатлантичний, який тільки починає формуватися й має тенденцію до збільшення циклонічної діяльності в цьому регіоні [33; 34; 35; 43].

Також потепління призводить до збільшення сили ураганів і штормів. Проаналізувавши дані з 1985 по 2018 рік, зібрані 31 супутником і більш ніж 80 буями, дослідники відзначили збільшення середньої висоти хвилі і швидкості вітру в океанах. Ефект спостерігався по всьому світу, але найбільш сильно виявлявся в південній півкулі. Швидкість штормових вітрів за 30 років зросла на 1,5 м/с, що відповідає 8%, а максимальна висота хвиль - на 30 см, або на 5%.

Ще одним негативним наслідком глобального потепління й танення льодовиків є підвищення рівня моря. Згідно з результатами комп'ютерного моделювання вченими Потсдамського інституту вивчення кліматичних змін 2014-2015 років, поточна тенденція потепління клімату призведе до тривалого підвищення рівня світового океану на 3 метри протягом найближчих сотень років. За іншими прогнозами (2009), до 2100 року очікується підвищення рівня моря від 0,5 до 2 м [54]. Підвищення рівня моря також призведе до затоплення

прибережних територій - низовин материків, багатьох островів і подолання деяких природних бар'єрів, що раніше не дозволяли заходити штормовим нагонам далі в глиб материків.

Досить яскравим прикладом подібної ситуації являються Мальдіви, столиця яких вже відчуває на собі ці наслідки глобального потепління й має тенденцію до затоплення. А в столиці Індонезії, Джакарті, загальне підняття рівня Світового океану призвело до затоплення великої її частини – близько 40 %, що призвело до пропозицій від влади перенести столицю на інший острів. Багато островів Океанії відчувають на собі негативний вплив ураганів щороку. Невеликі острови з низькими абсолютними висотами і пологою поверхнею піддаються затопленням при нагонах, як і прибережні зони островів з більш високою абсолютною висотою. Часто цим коливанням піддаються Тувалу, Вануату, Соломонові острови, Фіджі, Нова Каледонія й інші острівні держави та території в цьому регіоні. Безліч островів тут сильно страждають від підняття рівня океану і при цьому, до 2100 року, багато з них можуть взагалі зникнути з лиця Землі, по прогнозам вчених.

Найбільше при сучасних кліматичних умовах страждають від синоптичних коливань рівня низовинні території країн, що розташовані поблизу басейнів формування тропічних циклонів. До них відносяться прибережжя сходу Північної й Південної Америки та Африки, південних Зондських островів, півдня, заходу та сходу Австралії, сходу та півдня Азії й острівні держави, що також страждають від підняття рівня моря. В Європі домінують позатропічні циклони. Їх найбільше відчувають країни південної Європи Середземноморського регіону і країни північної Європи та причорномор'я, приморські території яких є низькими і пологими.

Головним фактором синоптичного коливання рівня моря являється вітер, що викликається різницею в тиску (баричний градієнт). Головними його характеристиками є його сила та напрямок. Найбільш

небезпечними вітрами являються шторми й урагани, що викликають штормові нагони, що мають руйнівний характер. Циклони можуть бути таких типів: тропічні й позатропічні. За останні роки спостерігається тенденція до потепління клімату. Воно, в першу чергу, призводить до виникнення більшої кількості й сили циклонів, а отже й підвищення кількості штормів, ураганів й штормових нагонів.

1.2. Базові поняття, визначення та термінологія

Аналізуючи вітчизняні та зарубіжні публікації, які пов'язані з темою моєї роботи - «Вплив небезпечних синоптичних коливань на берегову зону Чорного та Азовського морів в межах Херсонської області », стало зрозуміло, що є необхідність більш детально розглянути певні терміни, визначення та базові поняття, які приурочені до неї. З назви роботи ясно, що мова піде про атмосферні процеси в тропосфері та їх вплив на берегову зону морів. Тож необхідно ознайомитись з основними поняттями, для кращого розуміння роботи.

У термінологічному довіднику морської геоморфології, берегова зона - це прибережна смуга моря й суші, яка заливається під час хвилювання, зі специфічними формами рельєфу, створеними під переважним впливом хвиль, які, трансформуючись і руйнуючись в межах цієї лінії, внаслідок зменшення глибини, витрачають енергію в основному на переформування підводного берегового схилу і берега, на переміщення прибережно-морських наносів і на побудову акумулятивних берегових форм. Берегова зона складається з трьох геоморфологічних елементів - берега, підводного схилу і пляжу [27, с. 8]. Берег - смуга суші, на якій розташовані різні форми рельєфу і накопичення наносів, створені морем при його сучасному середньобагатолітньому рівні. Нижче берега лежить підводний береговий схил, в межах якого профіль дна, накопичення наносів і

форми мезорельєфу утворилися також при сучасному середньобагатолітньому рівні моря. Між берегом і підводним схилом виділяється прибійна смуга, де при хвилюванні утворюється зворотно-поступальний прибійний потік, або накат. В поворотну фазу накату поверхня ґрунту оголюється, а під час поступальної фази частина берега заливається водою. Якщо в цю смугу поступає достатня кількість наносів, вони утворюють специфічне, дуже мінливе акумулятивне утворення, яке називається пляж (додаток Б) [27, с. 8-9].

На берегову зону безпосередньо впливають коливання рівня моря – це зміна взаємного положення поверхонь моря і суші по вертикалі [27, с. 206]. Ці коливання відбуваються відносно певного умовного початку відліку. Вони можуть бути періодичними - це коливання, які систематично повторюються через певний відрізок часу (припливно-відпливні коливання, згінно-нагінні коливання, які пов'язані з порою року, тощо) та неперіодичними – коливання, які не мають певного систематичного повторення й не мають певної часової прив'язки (сейші, згінно-нагінні коливання, що пов'язані з циклонами, цунами тощо). Вони можуть досягати досить великих значень і супроводжуватися катастрофічними наслідками через їх непередбачуваність й неспроможність повною мірою підготуватися до них.

Колівання рівня моря зазвичай пов'язані з гравітаційними та синоптичними факторами.

Гравітаційні коливання рівня моря – коливання рівня, пов'язані з дією гравітаційних процесів на водну поверхню. Вони найбільше пов'язані з такими космічними об'єктами, як Місяць та, меншою мірою – Сонце. Внаслідок притягання води Місяцем та Сонцем, відбуваються зміни у висоті, що призводить до утворення припливів, в локації підвищення рівня моря, де утворюються так звані «горби», та відпливів, в локації зниження рівня моря. Тобто, це явище ще називають припливно-відпливні коливання рівня моря – періодичні підвищення та

зниження рівня водойми моря чи океану, внаслідок гравітаційного впливу на них Місяця та Сонця.

Синоптичні коливання рівня моря – коливання рівня, пов’язані з дією атмосферних процесів на водяну поверхню. Відповідні процеси можуть сприяти зниженню та підвищенню рівня моря. На коливання великий вплив мають такі фактори: гідрометеорологічний (швидкість, напрямок і тривалість дії вітру, відстань яке проходить вітер над водою); геоморфологічний (форма акваторії, конфігурація і висота берегової лінії, рельєф і ухили підводного схилу) [20, с. 710]. До цих коливань відносять вітрові нагони та згони, штормові згінно-нагінні явища, сейші.

Нагони - підвищення рівня в береговій зоні в результаті перенесення в її межі води з відкритого моря головним чином під дією хвилювань і вітру. Якщо нагін відбувається під дією вітру, який дме у сторону суші, тоді його називають вітровим нагоном [27, с. 29]. Протилежний процес називають вітровий згін - зниження рівня в береговій зоні, як правило, під дією вітрів, що дмуть з берега або уздовж нього [27, с. 33]. Ці коливання можна назвати згінно-нагінними коливаннями рівня моря.

Штормові нагони виникають внаслідок взаємодії таких явищ, як вітрові нагони (зазвичай з високою швидкістю вітру - 15-20 м/с і більше, яка являє собою шторм) та сейші. Вони являють на навколишнє середовище більш руйнівний вплив ніж менш руйнівні вітрові нагони.

Сейші - це великі, довготривалі коливання (зниження й підняття) маси води відносно середнього рівня водойми у водному басейні, які виникають внаслідок впливу на водойму різниці атмосферного тиску (областей високого та низького тиску). Територія водойми, на яку впливає область високого тиску, понижується, виштовхуючи великі маси води на територію, де переважає область низького тиску, підвищуючи, таким чином, рівень води на цій території. Найбільш помітний вплив сейшів на берегову зону спостерігається у замкнених

водоймах. Точка перетину середнього рівня водойми у водному басейні й водних мас, які коливаються внаслідок різниці атмосферного тиску, називається вузлом сейші. Залежно від кількості вузлів сейші бувають одновузлові та двухвузлові.

Одновузлова сейша утворюється внаслідок дії на поверхню водойми однієї області високого тиску та однієї області низького тиску. Внаслідок коливань рівня води відносно середнього рівня водойми у водному басейні утворюється один вузол сейші (додаток В). Якщо на поверхню водойми діє одна область високого тиску, та дві області низького тиску, то в цьому випадку, внаслідок коливань рівня води відносно середнього рівня водойми у водному басейні, утворюється два вузла сейші, які розташовані з обох сторін антициклону й таким чином утворюються двухвузлові сейші (додаток В).

Морські течії – це постійні або періодичні потоки водних мас у товщині водойми. Течії, які безпосередньо впливають на берегову зону водойми, називають прибережними течіями. Внаслідок синоптичних коливань рівня моря, за генезисом розрізняють такі прибережні течії, як вітрові та хвильові, а також течії, які утворюються внаслідок сейшевих нагонів. Вітрові течії - течії, утворені нахилом поверхні моря або перерозподілом щільності води, викликаними дією вітру, а також створюваних вітром на водній поверхні дотичним напруженням. В останньому випадку вітрові течії називають дрейфовими [27, ст. 40]. Хвильові течії - течії, що утворюються внаслідок трансформації хвильової енергії в береговій зоні. Перенесення рідини в напрямку поширення хвиль супроводжується при цьому виникненням складної системи прибережних течій, в загальному випадку (при підході хвиль до берега під гострим кутом) мають дві складові - спрямовану в бік берега (нормальну) і вздовжберегову (поздовжню) [27, ст. 42].

Вздовжберегові течії - течії, обумовлені вздовжбереговою складовою потоку хвильової енергії, а також градієнтом рівня уздовж

берега. Вони можуть мати різний генезис. Не виключена можливість виникнення вздовжберегових течій через наявність градієнта атмосферного тиску вздовжберегової лінії. Вздовж берега діють також дрейфові течії, хоча подібно градієнтним, вони можуть мати і нормальну до берега складову. Також постійні течії, частково проникають в межі берегової зони з відкритого моря, в загальному випадку також мають вздовжберегову складову [27, ст. 39].

На берегову зону, таких невеликих і замкнених водойм, як Чорне та Азовське моря синоптичні коливання рівня моря впливають більшою мірою, ніж гравітаційні, й призводять до згінно-нагінних процесів. До них належать такі атмосферні явища, як циклони, одновузлові та багатовузлові сейші, що безпосередньо впливають на розвиток берегової зони морів, її руйнування та створення нових акумулятивних форм рельєфу.

1.3. Методи дослідження синоптичних коливань рівня моря

Дослідження коливань рівня моря є необхідними, адже від них залежить безпека людей, населених пунктів та різних установ, від яких залежить економіка держави та благополуччя населення. Спостереження за цими процесами дозволяє простежувати тенденцію до зміни коливання рівня та її зв'язок зі змінами кліматичних умов у нижніх шарах атмосфери. Завдяки цьому можна прогнозувати ці явища й запобігати до певних захисних заходів.

При дослідженні коливання рівня моря в регіоні Чорного й Азовського морів, в першу чергу, необхідно звертати увагу на погоду, тобто стан тропосфери, яка впливає на поверхню водойм. Спостереження за атмосферою займається метеорологія – наука, яка також займається прогнозуванням негативних погодних ситуацій у

майбутньому, для запобігання певних руйнівних наслідків для населення та економіки.

Дослідженнями стану тропосфери та її впливом на поверхню водойм Чорного та Азовського морів займаються метеорологічні та гідрометеорологічні станції - станції для проведення спостережень за погодою та кліматом в межах берегової зони морів, а іноді на плавучих станціях в межах самої водойми. В Херсонській області сьогодні функціонують 2 гідрометеорологічних станцій - у Хорлах (Чорне море, Джарилгацька затока) та Генічеську (Азовське море), й гідрометеопост у Скадовську. Також доцільним є використання даних з гідрометеостанції в Очакові (Дніпровсько-Бузький лиман) (додаток Г). Усі вони раніше являлися частиною Гідрометеослужби СРСР. Вони складаються з метеомайданчиків, на яких розташована більшість приладів, необхідних для фіксації погодних умов, і замкненого приміщення, в якому встановлюється барометр і барограф та ведеться обробка спостережень. У відкритому морі зазвичай встановлюють автоматичні метеостанції.

Метеомайданчик служить для установки приладів і обладнання, що є необхідними при метеорологічних спостереженнях в приземному шарі атмосфери. Місце для метеорологічного майданчику вибирається на ділянці, яка є типовою для довкілля й не відрізняється від навколишньої території певними особливостями теплообміну та вологообміну підстилаючої поверхні з атмосферою. Це дає можливість робити більш чіткі для цієї місцевості виміри та спостереження за кліматичними умовами [47, с. 18].

Також існують морські гідрометеорологічні пости - пости, в завдання якого входять метеорологічні спостереження за станом синоптичної ситуації й гідрологічні спостереження за станом морської поверхні. Вони являються доповненням до основних метеорологічних та гідрометеорологічних станцій й мають ціль краще зрозуміти вплив

погодних умов на водну поверхню. Одержані на метеостанціях та постах дані згодом надсилають до метеорологічних центрів.

Під час дослідження впливу синоптичних процесів на коливання рівня моря, зазвичай звертають увагу на такі погодні характеристики, як тиск, напрямок та швидкість вітру, температура в навколишньому середовищі. Класичні метеостанції й гідрометеостанції зазвичай складаються з таких приборів, як: термометр, барометр, гігрометр, анемометр.

Ми розглянули прилади, які найчастіше використовуються для спостереження й дослідження синоптичних факторів, що впливають на коливання рівня моря, точніше на згінно-нагінні процеси. Тепер необхідно розглянути, як саме досліджується коливання рівня моря в межах берегової зони. Спостереження за згінно-нагінними процесами ведеться на гідрометеорологічних станціях та постах завдяки різним методам – використанню гідрологічних постів, мареографів, можливості альтиметрів й супутників.

Гідрологічний пост (або водомірний пост) - сукупність приладів та гідротехнічних споруд, що здійснюють спостереження та гідрологічні вимірювання в межах водного басейну річок, озер та морів. Також так називають місце, де розташовуються ці устаткування та прилади [2, с. 63].

Існують такі найпростіші гідрологічні пости, як: рейкові водомірні пости, використовують вертикальну рейку з поділками, зазвичай прикріплену до гідротехнічної споруди (мосту або греблі); пальові водомірні пости, що утворюються з ряду паль, які мають різну висоту й вбиваються в дно водойми, де відбувається збирання необхідної інформації; комбіновані (рейково-пальові) пости, що встановлені на водоймах з різкими переломами поперечного профілю. Вони складаються з рейки, встановленої на крутій частині берега, і пальового посту - на пологій його частині; передаючі пости - часто застосовують

для вимірювання рулетку або мотузку з розміткою, й використовують тягар на їх кінці [2, с. 63].

В основі найбільш простого й примітивного методу вимірювання коливань рівня моря для введення поправок в виміряну глибину лежить використання рівневих постів рейкового і пальового типу [53, с. 464 - 472]. Результати вимірювань знімаються вручну і реєструються в спеціальному журналі.

Рейковий пост набув широкого поширення на водних об'єктах з невеликими коливаннями річної амплітуди рівня (до 3 м). Він представляє собою одну або декілька вертикальних або похилих рейок з поділками через кожні 2 см, які прикріплюють до підвалин гребель, мостів й до набережних, а в разі відсутності цих споруд - до спеціальної палі. Для забезпечення безпечного й надійного розташування пристроїв протягом тривалого часу спостережень, вони повинні бути захищені від пошкоджень льодоходом, колодами, що плавають, та іншими предметами. Водомірні рейки повинні бути встановлені таким чином, щоб нульовий розподіл було занурене у воду на 0,5 м нижче найнижчого рівня води, що спостерігається протягом року, а верхній розподіл було піднято на 0,5 м вище максимального рівня води. Висоту рівня води вимірюють від нуля рейки (абсолютного або умовного), який встановлюється нівелюванням [2, с. 63].

При пологому профілі в захищеному від хвилювання місці можна встановлювати пальові пости, що повинні складатися з ряду паль різної висоти, вбитих в дно й встановлюваних перпендикулярно береговій лінії у ряд. Спостереження на цьому посту ведуться за допомогою переносної рейки. [17, с. 2]. Довжина паль становить близько 1,5 м. Висота їх головок над поверхнею землі повинна бути рівною й становити 0,1-0,25 м. Нумеруються палі по порядку, зверху вниз. Кількість паль для пристрою подібного поста залежить від кута нахилу берегового укосу і амплітуди коливання рівня води в межах водного басейну. Відстань між

сусідніми палями повинна коливатися в межах від 2 до 5 м, а різниця висот головок двох суміжних паль – 0,4-0,8 м. Верхня і нижня палі повинні забиватися відповідно на 0,5 м вище максимального і на 0,5 м нижче мінімального рівнів води. Пальові пости використовуються на водоймах зі значною амплітудою коливання рівня. Висоту рівня води у водоймі на пальовому посту вимірюють за допомогою переносної водомірної рейки. При спостереженнях водомірну рейку встановлюють на головку найближчій до берега затопленій палі і по ній ведуть відлік коливання рівня [2, с. 63].

Іноді, в ускладнених умовах місцевості для організації пристроїв пальового або рейкового постів, можна влаштовувати комбінований (рейково-пальовий) рівневий пост. У зимові періоди при суцільному недрейфуючому льодовому покриві й при відсутності сильних течій можна влаштовувати рівневий пост на льоду. Головною перевагою цього методу є низька вартість організації рівневих спостережень, а також простота в установці і використанні, а його недоліком є неможливість отримання даних про припливи в реальному часі [17, с. 79].

Ще одним видом гідрологічного посту є автоматичний пост, що використовує мареограф та є більш складним за своїми функціями. Мареограф (або лімніграф) – це прилади для вимірювання коливання рівня моря та його безперервна автоматична реєстрація. Він являється самописним футштоком, тобто приладом, який сам відзначає коливання рівня моря. Складається він завжди з двох головних частин - приймача-поплавка і механізму, що пише [50, с. 611].

Зазвичай для вимірювання коливання рівня моря у береговій зоні використовують поплавкові та гідростатичні мареографи. Вони відносяться до сучасних дистанційних гідрологічних постів, що використовують автоматизовані рівнеміри, передаючи відліки зміни рівня на відстані.

Поплавковий мареограф, що здійснює свої функції завдяки самописцю рівня моря (СРМ), є найбільш поширеним в прибережних пунктах спостереження. Принципом його роботи є фіксування вертикальних переміщень поплавця. Ці переміщення фіксуються та записуються на діаграмній стрічці - мареограмі, що одягнена на барабан, який обертається годинниковим механізмом. Цей мареограф встановлюється в спеціальному колодязі, який з'єднаний з морем певним отвором в стінці або трубою. Колодязь перешкоджає потраплянню вітрових хвиль й береже поплавок від зовнішніх процесів. Для передачі здобутої інформації на відстань (по радіохвилям або дротам) є додаткові пристрої, що перетворюють вертикальні переміщення поплавка в електричні імпульси [22, с. 33].

Також досить часто в прибережній зоні водойм використовують гідростатичні мареографи, принцип дії яких схожий на принцип дії барометру-анероїду. Ці мареографи роблять вимірювання гідростатичного тиску стовпа води, що змінюється під впливом згінно-нагінних процесів. В межах тимчасових пунктів спостереження за коливаннями рівня використовують прилади, в яких реєстратор та датчик знаходяться в одному контейнері. Інший тип подібних мареографів реєстратор встановлюється на березі, а датчик тиску у водоймі. Певні зміни передаються до реєстратора по спеціальній трубі. Часто при цьому методі, окрім запису інформації на стрічку, проводиться її передача по радіохвилям [22, с. 35].

Незважаючи на те, що гідрометеостанції та пости розташовані досить рідко по береговій лінії (в межах Херсонської області існує лише 2 таких станції та 1 пост), все ж ці методи дають досить точні та довгоперіодичні вимірювання рівня моря, чого в наш час не поки не можуть запропонувати вимірювання завдяки супутникової альтиметрії. Їх зараз вважають менш точними, ніж берегові вимірювання. Внаслідок цього вони, як правило, не застосовуються для вивчення регіональних

особливостей зміни рівня океану чи моря, а служать для оцінки тенденцій зміни середньоглобального рівня [31, с. 14 - 15].

У зв'язку з розвитком космічних технологій у сучасній науці з'явилася можливість здійснювати дистанційне зондування поверхні Землі з борта космічних апаратів, які називається альтиметрами. Методика вимірювання відстаней від космічного об'єкта до водної поверхні отримала назву супутникової альтиметрії [16, с. 54]. Супутникова альтиметрія - один із сучасних дистанційних методів зондування Землі з космосу, який полягає у вимірюванні висоти супутника відносно поверхні Землі за часом проходження сигналу, що посилається і одержується після його відбиття від поверхні Землі [51, с. 1-10].

Супутникова альтиметрія - один з найважливіших активних методів моніторингу динамічної топографії Світового океану, що дозволяє також проводити оцінку висоти поверхневих хвиль і швидкості приводного вітру. Цей метод спочатку розроблявся з урахуванням умов відкритого океану на відстані від берега не менше 20 км, де він забезпечує заявлену точність вимірювань. В останні роки активно обговорюються можливості додатків супутникової альтиметрії для моніторингу прибережної зони, внутрішніх водойм і поверхні суші [17, с. 82].

За синоптичними коливаннями рівня моря ведеться спостереження на гідрометеостанціях та постах. В Херсонській області розташовані вони у Хорлах, Скадовську та Генічеську. Існують різні методи вимірювання рівня - гідрологічні пости, які можуть бути рейковими, палевими, рейково-палевими та автоматичними. Також з розвитком космічних технологій у сучасній науці з'явилися такі методи, як супутникова альтиметрія, яку тільки починають впроваджувати у дослідженні коливання рівня води в межах берегової зони, та технології кінематики реального часу (КРЧ-технології).

РОЗДІЛ 2. ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ ХЕРСОНСЬКОЇ ОБЛАСТІ

2.1. Фізико-географічна характеристика берегової зони Херсонської області

Щоб краще розуміти вплив синоптичних коливань на берегову зону Херсонської області, необхідно знати її загальну характеристику. Для більшої зручності, я розмежував берегову зону на декілька локацій: ділянки Чорного моря, затоки Сиваш та Азовського моря. Усі данні про площу островів, півостровів, довжину кіс та берегових ліній знаходяться у додатках Г-Є відповідно й були вираховані під час мого дослідження завдяки програмі Google Earth. Номенклатура зображена в додатку Ж й утворює більш цілісну картину фізико-географічної ситуації досліджуваного регіону.

Ділянка Чорного моря являється областю берегів з великим горизонтальним розчленуванням, з наявністю півостровів, невеликою кількістю островів, заток й акумулятивних форм рельєфу. Довжина цієї ділянки в межах Херсонської області становить 491,2 км.

У її північно-західному районі розташований Дніпровсько-Бузький лиман, який складається з двох складових – Дніпровського й Бузького лиманів. Довжина берегової лінії цієї локації в межах Херсонської області становить 141,2 км.

На заході цієї акваторії утворились Дніпровські плавні, на півдні яких розташовані затоки Глаголь та Збур'ївський Кут. На заході, затоку Глаголь, від основної акваторії Дніпровсько-Бузького лиману, відокремлюють острова Тендер, Малий Соколик та Великий Соколик, площа яких становить 0,203 км², 0,451 км² та 0,553 км² відповідно.

Від інших водойм, лиман відділений Кінбурнським півостровом, з площею 215,6 км². Він раніше являвся однією з давніх терас Дніпра. Західний берег півострова обрізаний морем и з обох боків на ньому

утворилися акумулятивні форми рельєфу: на півночі - Кінбурнська коса, на півдні – острів Довгий. Його обрис говорить про те, що він ріс з півночі на південь й являвся кінцем древньої коси [18, с. 125]. Кінбурнська коса має довжину 7,35 км. Вздовж північної берегової лінії Кінбурнського півострова розташовані острова, які, скоріш за все, були частиною плавнів Дніпра. Серед них виділяються острова Тендра, Вербки та Янушев, площа яких становить 0,182 км², 1 км², 1 км² відповідно.

Південніше, між Кінбурнським півостровом та півостровом Ягорлицький Кут, розташована Ягорлицька затока. Від акваторії Чорного моря вона відділена островами Круглий та Довгий, про які згадувалось вище. Їх площа становить 0,061 та 3,7 км² відповідно. Як і острів Довгий, Круглий колись являвся частиною древньої коси, що зрозуміло від його розташування. Довжина берегової лінії в межах затоки становить 62,9 км.

Вздовж південно-західної частини Кінбурнського півострова розташовані острова Тернів й Орлов, площа яких становить 0,44 км² та 0,46 км² відповідно. Аналізуючи космічні знімки програми Google Earth, я дійшов висновку, що вони є результатом діяльності Дніпра й складені з його наносів. На заході затоки сформувалися острова Великий та Конський, площею 0,063 та 0,162 км² відповідно. Після перегляду космічних знімків з програми Google Earth, зрозуміло, що вони мають акумулятивне походження й утворюють невелику лагуну в межах затоки. Північний берег півострова Ягорлицький Кут є слабо розчленованим, з наявністю невеликих кіс й лагун.

В межах Тендрівської коси (Тендра) та південних берегів півострова Ягорлицький Кут (площа – 89,7 км²) розташована Тендрівська затока. Довжина берегової лінії в її межах становить 81,7 км. Вона, охоплюючи південний берег півострова й доходячи до Тендри,

являється дуже розчленованою, з наявністю великої кількості невеликих бухт, заток, островів, лагун та лагунних озер.

В південно-західній частині півострова Ягорлицький Кут знаходяться Сибірські острова, площа яких разом становить 0,072 км². На його заході знаходяться Ягорлицькі острова, загальною площею 0,189 км², що розташовані на підводній косі, яка тягнеться від коси Білі Кучугури. Це приводить до висновку, що ці острова утворилися під час її утворення й мають акумулятивне походження.

На півдні затока відокремлена від загальної акваторії Чорного моря найдовшою в цьому регіоні косою – Тендрівською. Її довжина становить 66,87 км. Під час її дослідження по зображенням космічних знімків в програмі Google Earth, між нею та материком був утворений розрив, внаслідок чого, у географічному розумінні, вона стала островом, площа якого становить 27,3 км². Вона була відомою ще в античні часи й за свою довжину називалася «Ахіллесовим берегом» [18 с. 124].

Посеред акваторії затоки, між Тендрівською косою та півостровом Ягорлицький Кут, знаходяться острова Бабин та Смолений, площею 0,051 та 0,048 км² відповідно.

На заході цей водний басейн відокремлюється від загальної акваторії Чорного моря косою Білі Кучугури, довжина якої становить 6,34 км, й підводною косою, яка простягається від Білих Кучугур до Ягорлицьких островів й північних берегів півострова Ягорлицький Кут, маючи довжину приблизно 15 км, та островом Орлов (площа - 0,195 км²).

Уся східна частина берегової зони Чорного моря в межах Херсонської області омивається Каркінітською затокою, берегова лінія якої являється достатньо сильно розчленованою, з наявністю великої кількості півостровів, заток та кіс й протяжність її в цих межах становить 205,4 км.

Тендра утворює частину північного берега великої затоки. На її східному продовженні лежить абразійна ділянка берега, за якою, в тому ж напрямку, тягнеться майже така ж довга Джарилгацька коса, що відокремлює Джарилгацьку затоку від Каркінітської [18, с. 124]. Аналізуючи систему Тендра-Джарилгач, необхідно в'яснити походження й склад її наносів. Роз'єднуюча ці дві коси абразійна ділянка має дуже невисокі кліфи, й складені вони тонкими лесовидними суглинками, що майже не містять частки більші від 0,1 мм. Тут берег відступає з великою швидкістю (більш ніж 1 метр в рік), але навіть якби він був повністю піщаним, то й в цьому випадку його матеріалу не вистачило б для формування кіс. Отже, пісок, який створив коси являється не місцевого походження й є викинутим саме з морського дна. Аналіз проб, узятих на всій протяжності системи від краю Тендри до краю Джарилгача показав, що в тяжкій фракції наносів переважає рогова обманка. Тут ми зустрічаєм ніяк не дніпровський (цирконовий), а скоріш за все дунайський матеріал. Поблизу корінних частин обох кіс існують постійні прірви. Під час нагонів й згонів створюються великі різниці між вершинами мілководних заток (Тендрівська та Джарилгацька) и морем, а тому течії не дають прірвам «замитись» [18, с. 129].

Протяжність берегової лінії, від Тендри до Джарилгацької затоки, становить 26,2 км. Вона є відносно рівною, мало розчленованою, абразійного типу, з великою кількістю акумулятивних наносів, пляжів, які сформовані внаслідок розташування в цій зоні спеціальних берегозахисних споруд. В її межах утворилися декілька лагунних озер – Кефальне та Устричне, які повністю відокремлені від моря пересипами.

Далі на схід простягається острів Джарилгач, площа якого становить 57,5 км². Він відокремлює Джарилгацьку затоку від Каркінітської. В його межах розташована найдовша коса в затоці – Джарилгацька, довжина якої становить 18,4 км, а також безліч менших кіс – Льовкіна, Дурилова, Мілка, Глибока, Синя, довжиною 0,49 км,

1,03 км, 3,49 км, 2,43 км, 1,93 км відповідно. На півночі Джарилгацької затоки розташовано, ще декілька невеликих кіс – Свиняча й Овеча - 1,9 та 1,4 км в довжину.

В північно-східному напрямку від Джарилгацької затоки, між мисами Каржинський Рожок та Кумбатин, простягається Каржинська затока, яка заглиблюється в суходіл. На південному заході цієї акваторії розташовані Каржинські острова, загальною площею 0,024 км².

На сході від затоки, між мисами Кумбатин та Делгелтип, що знаходиться на півострові Крадай (площа – 6,9 км²), розташований Каланчацький лиман – затока, в яку впадає невелика річка Каланчак. На південь від півострова розташовані Каланчацькі острова, загальна площа яких являє 0,214 км². Між Карадаєм та півостровом Горький Кут (5,8 км²) знаходиться Гірка затока. На сході від неї розташована затока Широка, що омиває західні берега півострова Домузгла.

Горький кут в народі ще називають «Маленький Крим», через схожі з ним контури, й Хорли, через однойменний населений пункт, який раніше був морським портом, що зараз знаходиться в занедбаному стані. На сході від Горького Кута розташовані Устричні острова, загальною площею 0,064 км². Вони відокремлюють затоку Широку від Каркінітської акваторії.

Домузгла – достатньо великий півострів материкового походження, площею 76,7 км². Він має декілька відгалужень, які помилково називають косами, хоча вони в більшій своїй частині складені суглинками. Їх назви Адаманська (Мала) Коса й Чурюмська Коса – півострова другого порядку з відповідними площами 4,5 й 6,5 км² відповідно.

На вершині Каркінітської затоки, на сході від півострова Домузгла, знаходиться Перекопська затока, яка має мілко розрізані берега, з великою кількістю півостровів й бухт між ними [18, с. 124]. Вона

обмежена косою Джалдихан, довжина якої становить 1,9 км та мисом Картказак, що на Кримському півострові.

Ділянка затоки Сиваш, або Гнилого моря, являється областю берегів сильно розчленованих, низьких, пологих, які влітку покриваються шаром солей, з наявністю великої кількості півостровів, островів, заток, мисів та бухт. Ця територія є дуже мілководною й великі її частини часто затоплюється й оголюється під дією згінно-нагінних процесів. Довжина берегової лінії локації в межах Херсонської області становить 487,2 км. Сиваш не є єдиною водоймою, а представляє собою сукупність численних роз'єднаних заток [18, с. 163]. Він ділиться на чотири великі акваторії – Західний Сиваш, Центральний Сиваш, Східний Сиваш та Південний Сиваш (не межує з Херсонською областю). Затока являється акваторією Азовського моря. Береги в цій зоні переважно обривисті з високими кліфами.

Західний Сиваш простягається від перекопського перешийку до Кутаранської дамби, яка є штучною й була створена для контролю рівня води в затоці, що сприяє покращенню умов видобутку необхідної сировини. Дамба простягається між мисами Кутара, що на півострові Чурюк, та Джангара, що на Кримському півострові. На заході від Перекопського перешийку простягається півострів Ад, назва якого, на мою думку, пов'язана зі словами «ада» чи «яримада», що на кримсько-татарській мові означає острів чи півострів відповідно. Його площа становить 6,8 км². В його межах, західніше, простягається півострів другого порядку – Східний Ріг, площею 1,6 км².

Між Кутаранською дамбою й півостровом Чонгар простягається Центральний Сиваш. В цьому регіоні розташований найбільший в Сиваші острів Чурюк, площею 42,5 км², який відділений від материка протокою (шириною 1,2 км) з мілинами. Він сильно розділений водою на західну й східну частини, які з'єднуються штучним перешийком. При згінних процесах він з'єднується з материковою частиною -

півостровом Чурюк, площа, якого становить 182 км², тобто він являється одним з найбільших півостровів України. В межах цього півострова розташована затока Василь'євська Засуха, посеред якої знаходиться острів Зеленовський (1,3 км²). При змінних процесах, що відбуваються під дією вітру, затока часто перетворюється на солоне озеро.

На схід від острова Чурюк розташований півострів Тюбек (в народі його ще називають Чобіток, у зв'язку з його формою), площею 79,9 км². На заході він омивається Сергіївською затокою, яка отримала свою назву від населеного пункту Сергіївка. Під час дії вітрів, південну частину півострова затоплює водою, внаслідок чого від суходолу відокремлюються невеликі острова, які доцільно назвати острова Тюбек.

На сході Центрального Сивашу розташований острів Куюк-Тук, площею 11 км². Береги острова звивисті, чергуються пологі і обривисті, з берегами і без. Південна частина острова переходить в мілину. Є кілька тимчасових водойм. Відділений від материка (півострова Чонгар) вузькою протокою з мілинами, який перекриває насип з автодорогою без твердого покриття.

Східніше від острова Куюк-Тук розташований півострів Чонгар – найбільший півострів Сивашу й один з найбільших в Україні, площа якого становить 192,7 км². Він є витягнутим з півдня на північ, дуже розчленований. На півдні відокремлений від острова Верблюдка (площа становить 1,4 км²) мілководними протоками, які час від часу осушуються. Чонгар, разом з півостровом Тюп-Джанкой, що розташований на Кримському півострові, відокремлює Центральний Сиваш від інших акваторій. Між ними проходить Чонгарська протока, що з'єднує Центральний Сиваш зі Східним Сивашем.

Східний Сиваш – затока, яка безпосередньо з'єднана з акваторією Азовського моря протоками Промоїна (Арабатська) й Генічеська, завдяки яким відбувається водообмін з Азовським морем. Між ними розташований острів Крячиний (площа – 3,1 км²). На захід від нього

лежить острів Верблюжий, площа якого становить 2,1 км². Обидва острова лежать між протоками, які відокремлюють Арабатську Стрілку від материкової частини, й скоріш за все у давнину були її складовими частинами.

Східний Сиваш відокремлений від загальної акваторії Азовського моря Арабатською Стрілкою, яка є найдовшою акумулятивною формою рельєфу в цій й чорноморській акваторії. Її довжина сягає 110,9 км. В межах Херсонської області вона має довжину 44,9 км. За роботою Зенковича - «Берега Чорного й Азовського морів» - Арабатська Стрілка (Арабатка) називається береговим валом, тобто берегова акумулятивна форма рельєфу, що утворюється в результаті поперечного переміщення морських наносів і їх відкладення, при формуванні якого, відтіта частина акваторії моря утворює лагуну [18, с. 171-172].

На сході від Арабатської Стрілки розташований півострів Семеновський Кут, площа якого сягає 40,7 км². Він має форму зірки, складається з таких другорядних півостровів: Генічеський Кут (площа 6,6 км²) на півночі, Чонгарський Кут (площа 4 км²) на заході та Копіловський Кут (площа 3 км²) на півдні. Посеред півострова розташоване озеро Солоне Генічеське, яке зв'язане з Сивашем вузькою протокою.

На південь від півострова Семеновський Кут розташований острів Папанін (стара назва - Коянли), площа якого становить 10,3 км². Південніше знаходиться острова Лисий та Комиші, з площею 1,3 та 0,27 км² відповідно. Між півостровом та островами розташовані мілководні протоки, які час від часу, при змінно-нагінних процесах осушуються й затоплюються.

Берегова зона Херсонської області, яка знаходиться в межах Азовського моря, має протяжність 151,6 км. Ця територія лежить в межах північних берегів цієї акваторії, головною особливістю якої, є ціла серія кіс, що вузькими піщаними полосами виходять у відкрите

море на десятки кілометрів. В проміжку між косами берег розмивається й утворює широкі відкриті бухти [18, с. 164].

В межах області на цій території розкидається Утлюцький лиман, який відокремлений від моря косами Бірючий Острів (що перекладається, як Вовчий Острів), Федотовою косою (на сході) та Арабатською Стрілкою (на заході).

Федотова коса та коса Бірючий Острів являють собою одну систему кіс, після їх з'єднання у 1929 році. До цього періоду острів, який мав акумулятивне походження, та коса були розділені протокою. Бірючий Острів повністю лежить в межах області й має довжину 22,8 км. В його межах розташовані невеликі затоки, які називають «лиманами» - Вершинська, Олень й Ямкавська.

На північному сході Бірючий Острів переходить у Федотову косу, яка разом з першою являє найдовшу косу в північних берегах азовської акваторії. Довжина Федотової коси становить 22,4 км, що разом з Бірючим Островом сягає 45,2 км. Але вона не повністю лежить в межах Херсонської області, а лише частково, південно-західною своєю частиною, протяжність якої сягає 8 км.

Берегова зона Херсонської області являється досить сильно розчленованою з наявністю великої кількості півостровів, невеликих островів, заток, лагун та лиманів. Також в її межах утворилися сукупність досить унікальних взаємозв'язаних водойм - Сивашів, що є досить мілкими й під дією згінно-нагінних процесів періодично осушуються та заповнюються водою.

2.2. Характеристика геологічного середовища з акцентом на геоморфологічні умови

Уся територія берегової зони Херсонської області лежить в межах Причорноморської западини. Структурні межі Причорноморської

западини збігаються з геоморфологічними межами Причорноморської низовини. Структурно - це міжгірна западина [3, с. 36-37]. Північна межа низовини збігається з південною межею відслонень порід Азовсько-Подільського кристалічного масиву. На півдні низовина обмежена Чорним морем, Сивашем та Азовським морем [3, с. 156].

Геоморфологічна ситуація в межах берегів Чорного та Азовського морів дуже різноманітна. Вона являється результатом складних взаємодій активних та пасивних береготвірних факторів. До перших можна віднести гідродинамічний (робота хвиль, течій, згінно-нагінних явищ), тектонічні рухи земної кори, евстатичні коливання рівня моря, життєдіяльність організмів, роботу річок, антропогенну діяльність. До других можна віднести геологічну будову, склад порід, вертикальне розчленування тощо [4, с. 21-22].

Геологічна структура Причорноморської западини безпосередньо відбивається на морфології узбережжя, так як по осі занурення берега і морське дно складені тільки пухкими четвертинними відкладеннями, а на крилах западини на денну поверхню виходять відносно міцні вапняки неогену. Останні залягають майже горизонтально або мають незначні кути падіння [19, с. 6]. Уся частина берегів Чорного моря відчуває опускання в середньому на 2 мм/рік в період голоцену, в наслідок впливу тектонічних рухів земної кори. Наприклад в Очакові швидкість опускання становить 0,8 – 0,9 мм/рік, при евстатичному піднятті рівня моря до 3 мм/рік [4, с. 21-22].

Можна з впевненістю говорити, що вплив успадкованої тектоніки визначив положення берегової лінії, а опускання її, що відбувається й нині, призводить до посилення абразійних процесів. Формування ж берегових схилів відбувається під дією сучасних екзогенних процесів – вивітрювання, денудації, ерозії, гравітаційних та акумулятивно-абразійних процесів та діяльності людини [4, с. 21-22].

Особливості геологічної будови Причорноморської западини вивчені недосить. За даними геофізичних спостережень, товща осадів, які заповнюють западину, близько 3000 м. З них можливі товщі: четвертинні відклади - 30 м, неогенові - 200 м, палеогенові - 900 м, мезозойські - 250 м, палеозойські - 1000-1500 м [3, с. 37].

Велика територія між Дніпровським лиманом і Каркінітською затокою, яку відносять до Дніпровсько-Каркінітської берегової зони, є виключно низинною. У північній частині на перешийку між лиманом і затокою Ягорлицькою, а також далі на схід уздовж долини Дніпра тягнуться піски древніх дніпровських терас. У напрямку до Перекопу і Сивашу піски зникають і змінюються плоскою, розчленованою поверхнею, складеною бурими структурними глинами. В результаті часткового занурення цієї плоскої поверхні під рівень моря утворилася складна лопастна берегова лінія з затоками Ягорлицька, Тендрівська, Джарилгацька, Перекопська й більш дрібними. Робота хвиль, зокрема викидання з дна мушель та піску і поздовжнє переміщення цих наносів, привели до створення великих акумулятивних форм - кіс і підводних валів (банок). На південному сході берега Перекопського перешийка представляють вже досить високі глинисті обриви [19, с. 7].

У межах описуваної берегової області можна виділити дві неоднорідних за будовою берегів частини. Материковий берег однієї з них (Джарилгацька й вершина Каркінітської заток, а також ділянку між косами Тендра і Джарилгач) є абразивним. Тут море розмиває товщу нижнечетвертинних бурих глин і лесів, що покривають їх. Плоска поверхня причорноморського степу піднята в східній частині області на висоту 10-15 м, але знижується у напрямку до півострову Ягорлицький Кут. До другої ділянки узбережжя відносяться низовинні простори Кінбурнського і західній частині Ягорлицького Куту. Вони складені кварцовими пісками, які на думку ряду авторів, представляють одну з річкових терас [19, с. 87].

Північні береги Дніпровсько-Бузького лиману являються ділянкою з крутими схилам. Вони тут зложені з глинисто-піщаних порід. Деякі висоти в цьому регіоні становлять біля 20 й навіть 35 м (усі данні про висоти були узяті внаслідок спостережень у програмі Google Earth). Південні береги, що знаходяться в районі Кінбурноського півострова, являються низькими, піщаними й пологими. Обидва берега лиману обтягнуті значними мілинами, особливо південний, від якого мілина проти Аджигольської коси доходить до половини ширини лиману.

Північні берега Ягорлицької затоки по характеристиці схожі з південними берегами Дніпровського лиману. Весь північний берег затоки, що омиває південь Кінбурноського півострова, облямований пляжем з кварцового піску. На заході смуга пляжу переходить в пересип озера Кефального [19, с. 95]. Для південних берегів затоки, в межах Ягорлицького Кута, характерною береговою формою рельєфу являються бари, часто розірвані й утворюючі невеликі острова. Західний підводний схил являється достатньо пологим, в більшості місцях, й продовгуватим. На південному березі Ягорлицької затоки чітко виражена тенденція поздовжнього переміщення наносів. Тут виросла велика коса, частинами якої є острова Кінський і Великий. Берег власне вершини затоки низинний і вирівняний. Берегова лінія, в східній частині затоки, мігрує на сотні метрів в залежності від згінно-нагінних явищ. Ця затока має плоске мілководне дно, за винятком своєї найбільш глибокої (6,4 м) ділянки, що лежить за островом Довгий [19, с. 95-96].

Берегова лінія півострова Ягорлицький Кут являється дуже пологою з висотами, не перевищуючими 1 метра. Підводний схил на півдні не крутий й заходить далеко вглиб Тендрівської затоки. Тендрівська коса, що відокремлює затоку від чорноморської акваторії, має висоту над рівнем моря не більше 1м. Під час сильних штормів хвилі моря тут можуть перекочуватися через неї. Як обриси коси, так і прямолінійність її закінчення показують, що вона повинна отримувати

харчування з двох сторін, тобто з морського та лиманного берегів. Це підтверджується тим, що склад мушель на морській та лиманній сторонах різний. На першій - великі мідії, кардіум і венус, на другий - дрібні мідії, адакни і дрейссени [19, с. 89].

В районі Ягорлицьких островів обриси внутрішнього берега представляють серію дуг і півкругів. На суміжній на захід ділянці видно, що ці дуги є не чим іншим, як материковою стороною круглих озер, на які розбилася акваторія єдиної колись лагуни. Бар у Ягорлицьких островів виявився розірваним, а його ланки присунені до берега. За останньою дугою берег різко повертає на південь і тут зникають всякі сліди колишнього бару, але дуги і півкруги залишаються. Крайне з них окреслено косою Єгипетська стрілка [19, с. 98].

Район берегової зони в межах системи Тендра-Джарилгач являється пологим, з висотою берегової лінії, в більшій його частині, не більше 1 м. Лише в районі населеного пункту Залізного Пору, є висоти до 4 м. Береги тут являються абразійними й зложені червоно-бурими глинами, в яких утворився досить низький кліф. До кліфу примикає невеликий пляж, складений з вапнякового матеріалу, що виділився з корінних порід [4, с. 16-17]. Висота кліфу уздовж берега поступово знижується на схід і сходить нанівець поблизу пересипу озера Устричного, що має не морське походження. У селі Ново-Олексіївка кліф на невеликій ділянці берега з'являється знову, але висота його дуже мала [19, с. 104]. Підводний схил являється не крутим, що уходить далі від суходолу приблизно на 1 км, з наявністю акумулятивних наносів.

Внутрішній (північний) берег Джарилгацької затоки охоплює узбережжя всієї мілководної вершини Каркінитської затоки. Береги цього району відчувають вплив тільки слабких місцевих хвиль, так як хвилі відкритого моря з одного боку частково руйнуються над Бакальської банкою, що перегороджує Каркінитську затоку, починаючи приблизно від краю Джарилгацької коси. З іншого боку, хвилі, що

пройшли в «ворота» на північ від Бакальської банки, зустрічають потім Чурюмську банку (підводний вал, витягнутий в південно-східному напрямку) і розбиваються над нею [19, с. 109]. Північні берега Джарилгацької затоки нерівні, з м'якими обрисами, має невисокі глинисті кліфи, що чергуються з акумулятивними формами, такими як Свиняча й Овеча коси. Північне узбережжя представлено стрімчастими і низинними берегами. Висоти там не перевищують 4 м. Підводний схил достатньо пологий, з урахуванням того, що глибина затоки не перевищує 8 м. Південні берега (острів Джарилгач) повністю являються низинними. Звужена частина Джарилгацької коси морфологічно і за складом матеріалу майже повністю повторює прикореневу ділянку Гендрівської коси [19, с. 104].

Для цього району характерні значні згінно-нагінні коливання рівня. У східній ділянці затоки згони викликають осушення вельми широкої смуги дна. Підніжжя глинистих обривів обробляється хвилями тільки під час нагонів, тому темп абразії берегів всього району дещо уповільнений [19, с. 110].

На сході цей берег закінчується косою, що не має назву, досить складної будови. Від неї він повертає на північ в Каржинську затоку, що на 4 км вривається у материк. Її берега високі, глинисті, з чітко вираженими кліфами, висотою біля 5 м [4, с. 16-17].

Далі на захід берега являються достатньо сильно розчленованими й утворюють ряд виступів, що відчленовують інгресійні форми (Перекопська затока тощо). Ці форми розділяються вузькими й довгими півостровами – Карадай, Горький Кут, Домузгла, Чурюмська Коса та Адаманська (Мала) Коса. Береги в Перекопській затоці також являються абразійними, окрім південної її частини. Підводний схил цієї області являється досить пологим, а висота берегів не перевищує 4 м, окрім північної її частини, де спостерігаються висоти 9 м з крутими береговими схилами.

Західні береги Азовського моря багато в чому схожий з верхніми берегами Каркінітської затоки. До моря примикає низька глиниста рівнина з абразійними берегами. Однак на азовській стороні, від Керченського півострова до Генічеську, простягнувся береговий бар – Арабатська Стрілка, що відокремив систему Сивашів від загальної акваторії [18, с. 163]. Берегові лінії в його межах місцями обривисті, заввишки 5-8 м, іноді більше. Береги цієї території дуже сильно розчленовані вимоїнами і балками. Велика частина прибережних територій, які являються більш пологими, періодично затоплюються під впливом вітрів.

У Західному Сиваші обриви можуть мати висоту від 5 до 12 м, як наприклад в західній частині півострова Чурюк, де обриви становлять 12 м. Лише невеликі ділянки північній частині затоки являються більш пологими.

Схожа ситуація спостерігається і в межах берегової лінії Центрального Сивашу. Південні ділянки півострова Чурюк, мають обриви висотою до 3 м, а берега обтягнуті значними мілинами. В східних його межах вони становлять висоти до 8 м. Берегова зона Сергіївської затоки і півострова Тюбек мають, в своїй більшості, пологі невисокі береги. На схід від півострова проглядаються обриви висотою до 10 м. Західні регіони півострова Чонгар також мають різкі й обривисті форми з висотами від 2 до 7 метрів.

Береговий схил в цих Сивашах є пологим, без різких прогинів, глибини в його межах не перевищують -1 м, як і по всій площі цих акваторій.

Північні райони Східного Сиваша є обривистими, з висотами до 10 м, особливо в північно-західних областях. У цьому водойм зустрічаються досить великі поглиблення 3-4 м, що пов'язано з промоїнами в цьому регіоні.

Прибережні райони Арабатської Стрілки являються пологими. Середні висоти цього акумулятивного формування не перевищують 5 м. Наноси, що утворили цей береговий бар надійшли з морського дна. Матеріал його складає майже повністю з морських мушель – кардіум та супутні йому форми [18, с. 171].

Берегова зона Азовського моря, за геологічними процесами, схожа з чорноморською. В її межах також спостерігаються абразійні процеси, внаслідок опускання берегів при тектонічних рухах земної кори. В межах північних берегів цієї акваторії, обривів, що сягають десятки метрів, спостерігається їх склад з четвертинних глин та лесів. Головною особливістю цієї області є серія кіс, що вузькими піщаними полосами витягнуті у відкрите море на десятки кілометрів. Частиною цієї системи являються Федотова коса та Бирючий Острів. Матеріалом цих акумулятивних форм рельєфу є кварцовий пісок, мушлі й кардіум [18, с. 163-171]. У проміжку цих кіс сформувалися бухти й затоки, при розмиванні берегів.

Однією з цих заток є Утлюцький лиман. Північно-західний його берег переважно обривистий, що має висоти від 3 до 13 м. Південно-східні береги більш пологі з висотами, що не перевищують 2-х метрів. Береговий схил в цій області є достатньо крутим на заході й більш пологим на сході. Бирючий Острів та Федотова коса мають висоту близько 2 м, й лише в деяких місцях вона перевищує 5 м.

Прибережжя Херсонщини лежить в межах Причорноморської низовини, що геологічно відповідає Причорноморській западині. Уся її територія є низовинною, яка складена з глин та лесів, та понижається, в геологічному відношенні, приблизно на 2 мм/рік. В межах досліджуваного регіону підводні схили являються достатньо пологими в більшості випадків. В західних межах області, найчастіше зустрічаються кліфи висотою 4 м й менше. Найбільш круті й обривисті береги спостерігаються на сході Херсонщини – від Каркінітської затоки до

Утлюцького лиману, де висота кліфів може сягати 12 м. Усе прибережжя досліджуваної території ділиться на абразійну (наприклад берегова лінія між Тендрою та Джарилгачем) та акумулятивну (система Тендра-Джарилгач) частини.

2.3. Гідрометеорологічні характеристики в межах берегової зони Херсонської області, що впливають на згінно-нагінні процеси

Актуальність вимірювання гідрометеорологічних характеристик морських акваторій та певних їх прибережних регіонів є досить високою. Для морського господарства та екологічного моніторингу особливий інтерес представляє метеорологічні (сила й напрямок вітру, баричний градієнт, температура прибережних вод та територій, кількість атмосферних опадів тощо) та гідрологічні (рівень моря та його коливання під дією певних кліматичних чинників) показники стану морського середовища, які в досліджуваному регіоні найбільше залежать від зовнішніх природних факторів й антропогенного впливу. Мінливість цих характеристик впродовж десятиліть й століть призводить до необхідності перевірки, аналізу й узагальненню усіх матеріалів регулярних та спеціалізованих метеорологічних й гідрологічних спостережень, що відбуваються на прибережних станціях та суднах, й їх порівняння з минулими результатами подібних спостережень [8, с. 5].

Клімат Херсонської області в межах берегової зони являється помірно-континентальним із порівняно м'якою зимою та жарким тривалим літом [1, с. 11]. Найбільша середньомісячна кількість опадів, в межах Хорлів, фіксується у липні та вересні - 42 й 41 мм відповідно з максимальним показником 159 мм у вересні. Мінімальні середньомісячні показники фіксуються у березні - 28 мм, а мінімальна кількість опадів випадає у лютому - 63 мм [24].

У Генічеську найбільша середньомісячна кількість опадів спостерігається у червні - 42 мм, з максимальним показником 202 мм у цьому ж місяці. Мінімальні середньомісячні показники зафіксовані у жовтні - 25 мм, а мінімум кількості опадів спостерігається у лютому - 83 мм [23].

Найбільші середньомісячні показники температури в межах Хорлів та Генічеська спостерігаються у липні - 28-29 °С, мінімальні (-5 °С) - у січні [23; 24].

Температура прибережних вод являється дуже важливим елементом будь-якого моря. Температурні контрасти поверхневого слою моря дозволяють ідентифікувати наслідки згінно-нагінних процесів в прибережних зонах і є досить важливим фактором для аналізу розвитку морського господарства [9, с. 143]. Максимальні середньомісячні показники температури у Хорлах фіксуються у липні - 24,6 °С. Мінімальні спостерігаються взимку у січні та лютому - 0,3 та 0,5 °С відповідно. Середньорічний показник сягає 12,2 °С [9, с. 154].

В межах Генічеська максимальні середньомісячні показники температури прибережних вод спостерігаються у червні та липні - 24,3 та 23,7 °С відповідно. Найменші подібні показники фіксуються в січні й лютому - 0,4 та 0,5 °С відповідно. Середньорічний показник в межах гідрометеостанції сягає 11,8 °С [8, с. 186].

Основними факторами, що впливають на коливання рівня моря в регіоні акваторій Чорного та Азовського морів, являються вітер та атмосферний тиск. При цьому вітру приписується головна роль у формуванні згінно-нагінних явищ.

Баричний градієнт приводить до утворення сейшів, що в межах невеликих та замкнутих акваторій Чорного та Азовського морів можуть бути як одновузловими (в своїй більшості) так і багатовузловими (до 5 вузлів).

Швидкість вітру в прибережних зонах Чорного та Азовського морів має виражений річний хід з максимумом вітрової активності в холодні періоди року та мінімумом у літні. Більшість вітрів з найбільшими величинами середньомісячної швидкості пов'язані з баричними градієнтами між відгалуженням Сибірського антициклону та циклонічною діяльністю на півдні Чорного моря. Зменшення баричного градієнту у літні періоди призводить до зменшення вітрової активності над акваторіями морів [8, с. 32]. Взагалі виокремлюють 4 типи області вітрових потоків, що найбільше впливають на утворення штормових вітрів й утворюються при певних траєкторіях циклонів (додаток 3) [46, с. 79].

До першого типу відноситься баричний градієнт між антициклоном над центральними районами Європи (відгалуження Сибірського антициклону) та циклонічною діяльністю в південних та південно-західних регіонах Чорного моря, що утворюються під впливом депресії. Це призводить до утворення східних, північно-східних та північних вітрів [8, с. 161-169].

Другий тип характеризується розвитком циклонічної діяльності в межах Балтійського моря, циклони якого зазвичай направлені до Балкан та півночі Чорного моря. Кавказ та Мала Азія зайняті областю високого тиску, під впливом якої знаходиться північно-східна частина Чорного моря. Тут панують південно-західні вітри. Якщо над півднем України чи над Кримом розвивається циклон, то в цьому випадку починають домінувати південні та південно-східні вітри [8, с. 161-169].

До третього типу відносять північно-західні та західні вітрові потоки, що утворюються при баричному градієнті між циклонічною діяльністю у європейській частині СНГ та антициклоном в межах Західної Європи з відгалуженням на Балкани. Західні Казахстан та Сибір при цьому знаходяться під дією малопотужних антициклонів [8, с. 161-169].

Для четвертого типу характерне розташування антициклону над західним Казахстаном й східними районами європейської частини Росії, а Середземне море та південь Балкан зайняті депресією. При зміщенні циклонів до Чорного моря посилюються південно-східні вітри. Синоптичні процеси цього типу малотривалі й мають рідку повторюваність [8, с. 161-169].

За аналізом даних на сайті Гідрометцентру за період з 1899 по 2019 рік [24], в межах гідрометеостанції Хорли, найбільша середньомісячна швидкість вітру спостерігається в період з січня по березень - 4,9-5,3 м/с, причому у лютому найвищий показник - 5,3 м/с (додаток И) [23; 24]. В цей період домінують північно-східні та східні вітри (додаток I) [24]. Мінімальні показники середньомісячної швидкості вітру спостерігаються в серпні та вересні - 4 м/с (додаток И), при переважанні північних та південно-західних вітрів (додаток I). Максимальні показники швидкості вітру спостерігаються в період з листопада по березень й сягають до 40 м/с (додаток И).

Досить потужними для утворення згінно-нагінних явищ являються вітри зі швидкістю більше 10 м/с. Вони виникають протягом усіх пір року, але найбільш часто в холодні періоди. Якщо їх сила сягає більше 15 м/с, то такі вітри називають штормовими або буремними, що завдають великої шкоди населенню та господарству.

Необхідно дослідити вітри подібної потужності не тільки в межах Хорлів та Генічеська, але й в межах Очакова, що дасть змогу уявити їх хід над Дніпровсько-Бузьким лиманом, який більшою своєю частиною лежить в межах Херсонської області.

Найбільший відсоток вітрів із силою більшою 10 м/с (приблизно 4,5 % в середньому) в межах гідрометеостанції Хорлів (за період з 1945 по 2011 рік) спостерігається в період з листопада по квітень. В теплі місяці року, з травня по жовтень, їх відсоток зменшується більш ніж у 2 рази (додаток Й) [8, с. 36-39; 9, с. 69]. Більша частина подібних вітрів

спостерігається при північно-східних та східних їх напрямках. З березня по травень зменшується відсоток північно-східних вітрів (вони домінують все одно) й підвищується відсоток західних, південно-західних та південно-східних штормових вітрів [9, с. 69].

Прибережний регіон гідрометеостанції Очакова має досить схожий хід сильних вітрів з локацією Хорлів. Найбільший відсоток вітрів із силою більшою 10 м/с тут за період з 1950 по 2011 рік спостерігається з листопада по квітень (приблизно 4,1 % в середньому). В теплі місяці року, як і в Хорлах, з травня по жовтень, їх відсоток зменшується більш ніж у 2 рази (додаток Й). Більша частина подібних вітрів спостерігається при північно-східних та східних напрямках. З березня по травень зменшується відсоток північно-східних вітрів й підвищується відсоток західних, південно-західних та південно-східних буремних вітрів [9 с. 69]. Тож вітрові умови в цих пунктах досить однакові.

В межах гідрометеорологічної станції в місті Генічеськ спостерігаються максимальна середньомісячна швидкість вітру в період з січня по березень - 4,8-5,2 м/с, при цьому найвищий показник має лютий - 5,2 м/с (додаток И). В цей період домінують східні вітри (додаток І) [23]. Мінімальні показники швидкості вітру спостерігаються у липні та серпні - 3,5 та 3,3 м/с відповідно (додаток И), при домінуванні північних вітрів (додаток І). Максимальні показники швидкості вітру спостерігаються у січні та лютому - 34 та 35 м/с відповідно (додаток И).

Найбільша кількість вітрів зі швидкістю більше 10 м/с (приблизно 9,5 % в середньому) в межах гідрометеостанції Генічеська (за період з 1936 по 2006 рік) спостерігається з листопаду по квітень. З травня по жовтень їх відсоток зменшується майже у 2 рази (додаток Й). Більша їх частина спостерігається при північно-східних та східних вітрах. В період з червня по серпень починають своє домінування південно-західні вітри [8, с. 36-39].

Кліматична ситуація в прибережних акваторіях морів Херсонщини, в межах Хорлів та Генічеська, приблизно однакова, з майже ідентичними температурними й вітровими режимами та кількістю опадів. Існує 4 області вітрових потоків, що найбільше впливають на згінно-нагінні явища. При цьому домінує область північно-східних та східних вітрів (за силою та відсотком повторюваності), що утворюються внаслідок баричного градієнту між Сибірським циклоном та антициклонічною діяльністю на півдні Чорного моря. Швидкість вітру в прибережних зонах Чорного та Азовського морів має виражений річний хід з максимумом вітрової активності в холодні періоди року й мінімумом у літні.

РОЗДІЛ 3. АНАЛІЗ КАТАСТРОФІЧНИХ СИНОПТИЧНИХ КОЛИВАНЬ В МЕЖАХ РЕГІОНУ ДОСЛІДЖЕННЯ

3.1. Синоптичні коливання рівня в межах берегової зони Чорного моря Херсонської області при штормових вітрах

Для аналізу катастрофічних синоптичних явищ вибирають випадки зміни рівня, що являють собою небезпечні та надзвичайно небезпечні явища. Лише поля вітру з великим тиском та швидкістю вітру (10-15 м/с й більше) можуть призвести до небезпечного підняття та опускання рівня [8, с. 161].

На розвиток згінно-нагінних коливань рівня Чорного моря впливають фізико-географічні умови басейна - достатньо велика площа (422 тис км²) й середня глибина (1240 м), а також досит висока штормова активність (середнє число днів зі штормовими вітрами становить приблизно 34-35 [12, с. 39]). Нагони бувають досить великими й можуть сягати 3 м (Каркінітська затока).

В межах акваторії Чорного моря можуть спостерігатися одноузлові, двухузлові та багатовузлові (до 5 вузлів) сейші. У всіх пунктах спостерігаються сейші з періодом 5-10 хвилин. В Хорлах можуть спостерігатися сейші з періодом більше 1 часу. Повторюваність сейшів з різними періодами та розмахами впродовж року є неоднаковою [45, с. 48-58]. Сейші з розмахом 5-10 см спостерігаються рівномірно впродовж року. Їх повторюваність в Хорлах сягає до 10-15 діб. Сейші з розмахом 10 см - більш рідке явище. За даними з самописців рівня моря в Хорлах за 10 років відбулося біля 40 подібних випадків. Максимальні розмахи в межах досліджуваної території сягали 35-55 см [12, с. 346].

Для аналізу згінно-нагінних коливань рівня доцільним є використання даних гідрометеостанцій не лише в Хорлах але й в Очакові, так як ця інформація буде відображати стан водного басейну в

межах Дніпровсько-Бузького лиману, більша частина якого знаходиться в межах Херсонської області.

Розглянемо вплив вітрів певної направленості при їх швидкості 10-15 м/с (подібні циклони зустрічаються тут найчастіше) на величину згінно-нагінних коливань в межах досліджуваної території (додаток К) [46, с. 80-81].

При першому типі області вітрового потоку, що провокується південними циклоном з тенденцією переміщення на північ, при якому домінують східні, північно-східні та північні вітри, проглядаються досить великі згони в пунктах спостереження. Так при північних вітрах величина згону в Очакові сягає 86 см, нагон не перевищує 5-7 см, а в межах Хорлів згони становлять 81 см й нагони - 91 см (додаток К).

При другому типі області вітрових потоків, які розвиваються внаслідок циклонічної діяльності над Балтійським морем, домінують південно-західні, рідше південні та південно-східні. При вітрах, утворених цими циклонами, в Очакові нагони сягають 29 см, згони - 57 см. В Хорлах, при цих умовах нагони мають такий показник - 77 см, згони - 92 см. В більшості пунктів нагін більший за згін (додаток К).

До третього типу області вітрових потоків відносяться північні циклони, що утворені над європейськими країнами СНГ, й призводять до утворення північно-західних та західних вітрів. При них в межах Хорлів утворюються нагони до 87 см, згони ж становлять 95 см. В Очакові ж відбувається тільки нагони, які становлять приблизно 20 см (додаток К).

Південні циклони, що приходять з південно-західних районів Західної Європи й призводять до утворення південно-східних вітрів, внаслідок взаємодії з антициклоном у Казахстані призводять до значних коливань рівня (4 тип). В межах Очакова нагони становлять 77 см, а згони - 69 см. В Хорлах нагони мають величину 79 см, а згони - 60 см.

Ця вітрової область призводить до значно менших згінно-нагінних характеристик ніж інші (додаток К).

Слід також зауважити, що прибережжя системи Тендра-Джарилгач не знаходиться в межах заток, як гідрометеостанції в Очакові та Хорлах. Тому показники згінно-нагінних явищ там можуть відрізнятись й бути більшими.

Максимальні показник згінно-нагінних явищ в межах Хорлів становлять у лютому 112 см (нагін), у січні 93 см (згін) за даними джерела [12, с. 343]. Але у 2003 році в межах Каркінітської затоки при штормовому вітрі 30 м/с нагін в межах півострові Горький Кут сягав 310 см, а згін – 135 см, а в 1981 році був зафіксований нагін 150 см, що призвів до затоплення низинних прибережних територій на відстань 300-500 м від берегової лінії й всіх штучних пляжів міста Скадовськ [14, с. 159-160].

В межах акваторії Чорного моря можуть спостерігатися одновузлові, двухвузлові та багатовузлові (до 5 вузлів) сейші. В Хорлах можуть спостерігатися сейші з періодом більше 1 часу й розмахом 35-55 см. В межах Очакова найбільше на розмах коливання рівня (при швидкості вітру 10-15 м/с) впливають південні, південно-західні (нагін - 77 см) та північно-східні вітри (згін - 86 см), на берегову зону Хорлів - півднічно-західні та західні вітри (нагін - 87 см, згін - 95 см). Максимальні показник згінно-нагінних явищ в межах Хорлів (при вітрі більше 15 м/с) становлять 310 см (нагін) й 135 см (згін).

3.2. Синоптичні коливання рівня в межах берегової зони Азовського моря Херсонської області при штормових вітрах

Розвитку згінно-нагінних коливань рівня Азовського моря сприяють фізико-географічні умови басейна - достатньо велика площа (39 тис км²) при невеликій середній глибині (7 м), а також досить висока

штормова активність (середнє число днів зі штормовими вітрами становить приблизно 24-34 дні). Нагони бувають досить великими й можуть сягати 2 м (Генічеськ) [8, с. 159].

Так як згінно-нагінні коливання рівня Азовського моря мають вигляд одновузлової сейші, що проходить приблизно через центр моря, то найменші коливання рівня спостерігаються поблизу неї, а найбільші - у віддалених від вузла сейші пунктах, до яких відноситься і Генічеськ [11 с. 220]. Після припинення вітру в морі протягом певного часу зберігаються поступово згасаючі сейшеві коливання рівня. Висота сейш і період, необхідний для їх затухання, знаходяться в тісній залежності від швидкості вітру та його напрямку [13, с. 85]. Період сейш в досліджуваному регіоні набагато більший ніж у Чорному морі й може сягати 12,5-24 години [5, с. 13]. При вітрах нагінного або згінного напрямку щодо ділянки берега сейшевих коливання можуть досягати 40-60 % від екстремального значення нагону або згону при першій або другій хвилі сейшевих коливань. В межах Генічеська висота сейші може сягати 150 см [26, с. 49]. Надалі коливання швидко зменшуються [13, с. 85].

Розглянемо згінно-нагінні коливання в межах досліджуваної території в умовах певного напрямку вітру.

В межах першого типу вітрової області домінують східні, північно-східні та північні вітри. Штормовий вітер зі швидкістю 10-15 м/с може спостерігатися в будь-яку пору року, а зі швидкістю 15-20 м/с, лише у зимній період, коли відбувається пік циклонічної діяльності в межах Чорного моря [8, с. 161-165].

За період з 1950 по 2007 рік атмосферні процеси в межах цієї вітрової області у зимній період призвели до утворення 10 небезпечних згінно-нагінних коливань рівня, 3 випадки з яких призвели до збитків - у 1964, 1969 та 1970 роках.

В межах Генічеська при східних та північно-східних вітрах зі швидкістю 10-15 м/с, відбуваються нагони до 90 см. При цьому ж вітровому полі зі швидкістю вітрів 15-20 м/с утворюються нагони до 135 см. При північних вітрах зі швидкістю 10 - 20 м/с, завдяки географічно розташуванню регіону, навпаки відбуваються згони, що можуть сягати 10-25 см відносно середнього багаторічного рівня моря (додаток Л) [13 с. 85].

Східні вітри утворюються при поширенні антициклонічної діяльності на Північному Кавказі, що часто, на відміну від інших вітрових полів, призводять до утворення досить сильних штормів, зі швидкістю вітру понад 20 м/с й підняття рівня в межах Генічеська на досить екстремальні відмітки - 200 й більше см. Це призводить до затоплення низинних прибережних територій, зокрема більшої частини Арабатської Стрілки. При подібних вітрах коливання рівня спостерігається майже на всьому басейні. Довготривалість стояння рівня на екстремальних відмітках може сягати 2-5 діб [8, с. 161-165].

В межах другого типу вітрової області переважають південно-західні, південні та, рідше, південно-східні вітри. Сильні (10 - 20 м/с) південно-східні вітру можуть утворювати нагони до 90 см в межах Генічеська, південні - призводять до невеликих нагонів - до 10 см, так як їх енергія блокується Кримськими горами. Внаслідок специфічного географічного розташування регіону, при сильних південно-західних вітрах в цій області відбувається згінн, який може сягати 75 см й більше (додаток Л).

Третій тип характеризується північно-західними й західними вітровими потоками, що призводять до згінних процесів в межах Генічеська й нагінних в межах Бірючого острова й Федотової коси. При сильних західних вітрах згін може сягати 130 см, при північно-східних показники значно менші й сягають 90 см (додаток Л).

Для четвертого типу характерні південно-східні та східні вітри, потоки яких є нестійкими та мають рідку повторюваність. Достатньо сильні вітри спостерігаються лише 2 рази на рік. У січні 1968 року спостерігався штормовий південно-східний вітер цього типу - 15-20 м/с, що призвів до нагону в межах Маріуполя на 72 см. Згінно-нагінні характеристики цієї вітрової області досить схожі на характеристики третього типу [8, с. 169].

Екстремальні нагони рідкої повторюваності в межах Генічеська можуть сягати 258 см, а згони до - 240 см, при умові вільного від льоду моря в період з квітня по листопад [13, с. 87-88].

В межах акваторії Азовського моря найчастіше спостерігаються лише одновузлова сейша. В Генічеську можуть спостерігатися сейші з періодом 12,5-24 години. Сейшеві коливання можуть досягати 40-60 % від значення нагону або згону при сильних вітрах. Розмах сейші в межах Генічеська може сягати 150 см. В цій береговій зоні найбільші нагони (при швидкості вітру 10-20 м/с) спостерігаються при північно-східних вітрах - 135 см й згони при західних - 130 см. Екстремальні нагони можуть сягати 258 см, а згони до 240 см.

РОЗДІЛ 4. ЗАХОДИ ЩОДО ПОПЕРЕДЖЕННЯ КАТАСТРОФІЧНИХ НАСЛІДКІВ ВІД СИНОПТИЧНИХ КОЛИВАНЬ РІВНЯ МОРЯ

4.1. Загальні відомості про берегозахисні споруди

Для уникнення та мінімізації наслідків катастрофічних синоптичних коливань рівня моря - штормових нагонів, хвилювань тощо, будуються берегозахисні споруди (БС) - гідротехнічні споруди, призначенням яких є збереження берегів від руйнівної дії хвиль чи криги, або створення пляжів для рекреаційних або захисних цілей, іноді завдяки тим самим спорудам [7, с. 55]. Часто їх зводять в межах території портів, на відкритому узбережжі берегової зони. Берегоукріплюючі споруди будують в межах берегової ділянки курортних комплексів, промислових об'єктів, населених пунктів, й захищають її від розмиву.

Берегозахисні споруди діляться на активні та пасивні. Активні БС призводять до суттєвої зміни водного потоку в прибережній зоні, що спричиняє переформування берега завдяки акумуляції біля нього наносів й утворення штучного пляжу. Вони сильно зменшують енергію хвиль, що підходять до берегу.

Найбільш розповсюдженими БС активного типу являються буни - це поперечні берегозахисні споруди, призначені для накопичення пляжу, намівання піску, що, в свою чергу, захищатиме берег від розмиву [7, с. 55]. Сучасна буна виглядає як масивна (гравітаційна) або пальова конструкція, що побудована перпендикулярно (рідше під гострим кутом) до лінії берегу. На берегах що складаються з ґрунтів є можливість встановлення пальових або пальово-шпунтових конструкцій бун. Також найчастіше їх застосовують у піщаних берегів. Іноді між палями залишають проміжки, що надають конструкції певну

наскрізність (ажурні буни). Там, де берег не призначений для курортної діяльності, використовуються буни із нагромадження масивів. Раніше застосовувалися також ряжеві буни. Буни гравітаційного типу зводяться в тих випадках, коли можна закласти їх підстави на корінних породах, стійких валунних або інших важкорозмивних ґрунтах. В даний час запропонований ряд вдосконалених типів бун, що полегшують і здешевлюють будівництво (наприклад, буни на бетонних колонах - оболонках).

Довжину бун визначають в залежності від рельєфу підводного берегового схилу, ступеня його розмитості і умов надходження наносів на зміцнювану ділянку. Відстані між ними визначають з урахуванням напрямку штормових хвиль або енергетичної хвильової рівнодіючої так, щоб підвітряна ділянка пляжевого накопичення в міжбунних відсіках не оголювалась під час штормів, а з навітряного боку нижній край накопичення не висувався би за голову буни. На піщаних берегах відстань між бунами зазвичай приймається рівною 1-1,5 їх довжини. В необхідних випадках вона може бути уточнена з урахуванням конкретних динамічних умов на даній ділянці берегової зони. На галькових берегах буна повинна бути вище природної поверхні пляжу по всій його довжині. Довжина буни не може бути менше 30- 40 м. Відстані між ними визначаються розрахунком [29, с. 13-18].

Уздовж рівних берегів зазвичай зводяться серії бун - так звані гребінці загальною довжиною до декількох кілометрів. Для захисту невеликих об'єктів або біля берегів з нерівними обрисами можуть бути ефективними поодинокі буни. Хороший результат буни дають при наявності вздовжберегового потоку наносів. Однак вони значно змінюють поперечну структуру потоку. З підвітряного боку серії бунів часто виникають низові розмиви, так як матеріал потоку затримується (тимчасово) в міжбунних відсіках (кишенях). Для уникнення розмивів прийнято проводити штучне заповнення кишень привізним матеріалом.

Таке заповнення обов'язкове там, де потік має дефіцит навантаження. Відсипний матеріал повинен відповідати за розміром місцевим природним наносам, а краще - бути трохи більше, щоб зазначена допустима крупність була досягнута після стирання [29, с. 13-18].

Ще один метод захисту берегів - шпора - гідротехнічна споруда, що зводиться під прямим кутом до берега. Ця споруда задає напрям течії, що оберігає берег від розмиву. Іноді шпорою називають коротку напівзапруду, що примикає одним кінцем до молу, захисної греблі або підводного хвилелому. На Чорному морі шпори довжиною до 15-20 м застосовувалися в якості бун, але виявилися неефективними.

Зовнішні розмежувальні споруди - це споруди, що захищають акваторію порту з боку моря від вітру, хвилювання і наносів. До них відносяться хвилерізи та моли.

Хвилеріз (хвилелом) - паралельна берегу залізобетонна стінка або начерк тетраподів, великого каменя, що захищає акваторію порту або берега. При руйнуванні хвиль на хвилерізі відбувається гасіння хвильової енергії. Він перешкоджає також зворотному скочуванню перекинутих через нього наносів, і вони накопичуються між захищеним берегом і хвилерізом. Хвилерізи бувають надводні та підводні [7, с. 54].

Мол - перпендикулярна до берегу або під кутом до нього конструкція, у вигляді міцної стіни, що захищає акваторію порту, прилягаючи одним кінцем до берегу. Він може бути бетонним монолітним, з бетонних блоків або пальових з кам'яним заповненням або без нього. Призначена для захисту акваторії від великих хвиль з боку відкритого моря і може використовуватись для причалу суден [7, с. 55].

Зазвичай вони бувають суцільними і створюють перешкоду у всій товщі води, від дна до вершин штормових хвиль. Поодинокі моли зводяться при наявності природного захисту порту мисами, косами, островами від переважаючих вітрів і хвилювань. Парні, що сходяться

під кутом моли зводяться на прямолінійних відкритих морських берегах. Парні зустрічні моли застосовуються в бухтах, що не достатньо закриті від хвилювання.

Поєднання молу і хвилерізу застосовується при великій ширині входу в бухту. Огорожа значних портових акваторій іноді проводиться складнішим поєднанням декількох молів і хвилеломів. У коренів молів з їх зовнішньої (морської) сторони (в пазусі берегової лінії) часто накопичуються наноси.

Іноді вони висуваються до голови молу і зумовлюють заносимість корабельного ходу. При наявності вздовжберегового потоку наносів мол є для них повним непропуском, що викликає дуже великі низові розмиви берега. Хвилерізи створюють ззаду себе хвильову тінь, в якій також можуть накопичуватися наноси. Це обмежує можливість їх застосування [29, с. 85-87].

Часто також використовують траверс - допоміжне поперечне спорудження для накопичення пляжевих і донних наносів (штучна підводна перешкода), що зв'язує або берегозахисний підводний хвилелом з берегом, або огорожувальну дамбу з незатоплюваною територією.

До активних, на мою думку, берегозахисних споруд слід також віднести штучно намиті пляжі, внаслідок діяльності бун, хвилерізів тощо. Штучний пляж - одна з споруд для захисту берегів від розмиву або для розширення пляжу в бальнеологічних цілях. Пляжі, наноси для яких або завозяться ззовні, або рефілюються на берег з прилеглого дна, на мою думку більш доцільно було б віднести до пасивних берегозахисних споруд. Їх створення широко поширене в багатьох країнах. Вони можуть бути утворені як під захистом затримуючих наноси споруд (бун, підводних хвилеломів), так і безпосередньо на відкритому березі. У вітчизняній практиці відомі вдалі приклади піщаних одеських і галькових сочинських і південнокримських штучних

пляжів в міжбунних відсіках. Штучний пляж без додаткових споруд невдало запропоновано називати «вільними». У геоморфологічній літературі їм дана більш коректна назва – «неогороджені».

Пасивні берегозахисні споруди - спеціальні інженерні споруди або покриття, що захищають зони впливу на берег хвиль і течій, не порушуючи істотно природного режиму руху води. До них відносяться береговий одяг і берегові стінки.

Береговий одяг (берегозахисне прикриття) служить для зміцнення пологих берегових укосів при відносно слабкому впливі хвиль і використовуються в основному для кріплення берега на акваторії порту. Найпростіший вид берегового одягу – кам'яна накидка, яка, щоб уникнути вимивання з-під неї ґрунту, виконана по багат шаровому зворотному фільтру. В даний час трудомістке кріплення укосу наукою витісняється кріпленням збірними залізобетонними плитами з подальшим їх омонолічуванням або монолітними бетонними й залізобетонними покриттями. Застосовують також асфальтобетонні та синтетичні покриття. Для зменшення висоти нахату хвиль на укіс поверхню кріплення робиться іноді шорсткою. По нижній межі кріплення встановлюють надійну опору у вигляді кам'яних призм, бетонних масивів або шпунтових стінок [32, с. 103].

Ще однією берегозахисною спорудою пасивного типу являється берегозахисні стінки - бетонні або з іншого матеріалу конструкція, розташована в тильній частині пляжу біля основи кліфу або авандюни для захисту від штормових хвиль.

Берегові хвилевідбійні стінки, що обрамляють берег, застосовуються в основному на прискельному підставі. На м'яких ґрунтах стінки заглиблюються в дно моря нижче рівня передбачуваного розмиву. Для відкидання сплесків води в сторону моря лицьову грань стінки часто роблять криволінійною і облицьовують гранітом. Безпосередньо за стінкою влаштовується дренаж з випуском в сторону

моря. Для ослаблення дії хвиль на стінку попереду неї іноді роблять захисну начерку з великого каменю або бетонних масивів, які називаються берми - елементи інженерного захисту берегів. На відміну від пляжної берми це різноманітні за складом і походженням горизонтальні або слабо нахилені в бік моря споруди у основи хвилевідбійних стін, у голів бун або безпосередньо у підніжжя кліфу. Вони можуть складатись з бетону або бути накопиченням фасонних масивів чи гірської маси. В останньому випадку також може використовуватись назва банкет. Основною метою використання берми є зменшення висоти хвиль при не великій ширині пляжу [7, с. 55].

Часто також використовують проріз-пастку - паралельне підхідному каналу поглиблення в морському дні. Служить для перехоплення потоку донних наносів. Частково зменшує руйнівний вплив хвилі і акумулює частину наносів, що переміщуються по нормалі до траси каналу. На піщаних підводних берегових схилах прорізи можуть розташовуватися або з двох сторін каналу, якщо матеріал надходить в нього при двосторонніх міграціях наносів, або з однієї, якщо наноси подаються переважно з одного боку. На ділянках з мулистими ґрунтами прорізи розташовуються на відстані не ближче 100 м від основного каналу. При піщаних ґрунтах поблизу виходу каналу з портової акваторії влаштовують кишені для наносів, що мають перетин у вигляді напівтрапеції. Робота прорізу-пастки і кишень в загальному грає позитивну роль, хоча в технічному і економічному відношеннях ще мало досліджена. Відомі випадки, коли прорізи і кишеня не перехоплювали очікуваної кількості наносів і на каналі відбувалася втрата глибин.

Для тотального запобігання затоплення прибережних територій використовують берегозахисні дамби - гідротехнічні споруди у вигляді насипу, що створюється для захисту прибережних територій від затоплення під час нагонів і для захисту морських підхідних каналів від занесення. У першому випадку вони називаються напірними, в другому -

безнапірними. У гирлі річок і в портах на припливних морях влаштовують напрямляючі дамби, що слугують для регулювання течій. Дамби, що огороджують морський канал, можуть бути побудовані з одного його боку або з обох. Конструкції огороджувальних дамб можуть бути різними: дерев'яними, ряжевими, земляними з рефульованого ґрунту, дерев'яними з двох суцільних рядів паль з кам'яним наповненням. Часто дамби складаються з глиняного (що не фільтрується) ядра і піщаного покриву. На його поверхні зазвичай здійснюють посадки рослинності. Підніжжя дамб з зовнішньої сторони прийнято захищати облицюванням або берегозахисним прикриттям.

Берегозахисні дамби споруджені на дуже велику протяжність берегів Голландії, ФРН, Данії. Вони будувалися з XV сторіччя на поверхні піщаних берегових барів. Акваторії за ними осушені за допомогою насосів і перетворені в польдери.

Для захисту берегової зони від нагонів та хвилювання використовують берегозахисні споруди. Вони діляться на активні, що змінюють характер водного потоку в прибережній зоні і сприяють переформуванню берега за рахунок накопичення наносів (до них відносяться буни, моли, хвилерізи, штучні пляжі, що утворилися внаслідок акумуляції завдяки цим гідротехнічним спорудам) та пасивні, що захищають зони впливу на берег хвиль і течій, не порушуючи істотно природного режиму руху води (береговий одяг (берегозахисне покриття), берегозахисні стінки, насипні пляжі, берегозахисні дамби тощо).

4.2. Берегозахисні споруди в межах берегової лінії Херсонської області

В межах берегової лінії Херсонської області, беручи до уваги те, що в своїй більшості вона являє собою абразивний тип берегів,

встановлений ряд берегозахисних споруд біля економічно вигідних та заселених територій. Це є необхідною умовою для їх безпеки й збереження.

Вздовж берегів курортного села Залізного Порту побудована берегозахисна система з бун, що виступають в бік моря на 80 м й захищають ці території від розмивання пляжів (додаток М). Вони являються залізобетонними й мають свій початок на десятки метрів вглиб корінного берегу. Більш східніше розташована інша система берегозахисних споруд, а саме насипні шпори, що простягаються на 25 - 30 м перпендикулярно берегу. Вони складаються з каміння й виконують функцію примітивних бун. (додаток М). Усі берегозахисні споруди цього регіону повністю охоплюють прибережну зону Залізного Порту, яка сягає приблизно 2840 м, виконуючи захисну роль.

Берегові райони в межах ПМТ Лазурне також захищені від руйнівної діяльності хвиль берегозахисними спорудами різного типу. Між західними берегами населеного пункту та озером Устричне розташовані 4 залізобетонні буни невеликої довжини, (додаток М), найдовша з яких має довжину 30 м, а найкоротша не перевищує 10 м. Центральні та східні райони характеризуються наявністю штучних насипних пляжів, які завозяться ззовні для його розширення та захисту від розмивів. Прибережна територія тут сягає 3670 м, при чому система шпор розташована лінії протяжністю 365 м.

Більша частина берегової лінії селища Озерне в Скадовському районі покрита берегозахисною бермою, складеною з бетонних масивів й виконуюча роль зміцнення пологих берегових укосів. Це берегозахисне покриття займає довжину 1040 м й простягається повз увесь берег населеного пункту. Подібні спорудження також спостерігаються в селі Красне, але вони займають не увесь береговий комплекс, а лише невеликі його відрізки.

В районі міста Скадовськ побудовані бетонні берегозахисні берми (додаток М). Вони являються майже ідентичними тим, якими володіють населені пункти Красне та Озерне. Це пояснюється досить високим кліфом в межах цієї берегової лінії, що зазнає впливу абразії та піддається обвалам, внаслідок нагінних процесів та діяльності хвиль. Але при цьому самі подібні берегозахисні покриття побудовані в населених пунктах, що розташовані в межах відносно пологих берегових укосів. В межах Скадовського порту, що також обрамлений цими спорудами, спостерігається достатньо глибоке поглиблення для безперешкодного проходження суден, а саме покриття використовується як пристань.

Схожа ситуація спостерігається й в більшій частині південно-східних берегів міста Генічеськ. Бетонні берегозахисні покриття в цьому регіоні використовуються для запобігання абразії не лише внаслідок згінно-нагінних процесів, але й від негативної діяльності Генічеської (Тонкої) промоїни, що з'єднує Сиваш з Азовським морем й переносить досить великі об'єми водних мас.

Незважаючи на досить великі території, що захищені берегозахисними спорудами, деякі з населених пунктів, наприклад курортне село Приморське (до 2016 року - Більшовик), не входять до цього переліку, й зазнають негативного впливу від штормових нагонів та абразійної діяльності хвиль. Держава та місцева влада повинні звернути увагу на цю проблему й скоординувати свої дії та можливості на усунення подібних недоліків.

В межах берегової зони Херсонської області використовують такі берегозахисні споруди, як залізобетонні буни, насипні шпори, штучні пляжі із завезеного матеріалу, бетонний берми (берегове покриття). Спостерігається закономірність використання бун, шпор та штучних пляжів в тих абразійних регіонах де висота кліфів досить мала, в першу чергу це райони берегової системи Тендра-Джарилгач. Берегозахисні

берми застосовується в східних районах, від села Красне до міста Генічеськ, де спостерігається досить велика висота кліфів й тенденція до обвалів внаслідок діяльності хвиль й нагонів.

ВИСНОВКИ

1. Головним фактором синоптичного коливання рівня моря являється вітер, що викликається різницею в тиску (баричний градієнт). Головними його характеристиками є його сила та напрямок. Найбільш небезпечними вітрами являються шторми й урагани, що викликають штормові нагони, що мають руйнівний характер.

На берегову зону, таких невеликих и замкнених водойм, як Чорне та Азовське моря синоптичні коливання рівня моря впливають більшою мірою, ніж гравітаційні, й призводять до згінно-нагінних процесів..

За синоптичними коливаннями рівня моря ведеться спостереження на гідрометеостанціях та постах. В Херсонській області розташовані вони у Хорлах, Скадовську та Генічеську. Існують різні методи вимірювання рівня - гідрологічні пости, які можуть бути рейковими, палевими, рейково-палевими та автоматичними. Також з розвитком космічних технологій у сучасній науці з'явилися такі методи, як супутникова альтиметрія, яку тільки починають впроваджувати у дослідженні коливання рівня води в межах берегової зони, та технології кінематики реального часу (КРЧ-технології).

2. Берегова зона Херсонської області являється досить сильно розчленованою з наявністю великої кількості півостровів, невеликих островів, заток, лагун та лиманів. Також в її межах утворилася сукупність досить унікальних взаємозв'язаних водойм - Сивашів, що є досить мілкими й під дією згінно-нагінних процесів періодично осушуються та заповнюються водою.

Прибережжя Херсонщини лежить в межах Причорноморської низовини, що геологічно відповідає Причорноморській западині. Уся її територія є низовинною, яка складена з глин та лесів, та понижається, в геологічному відношенні, приблизно на 2 мм/рік. В межах досліджуваного регіону підводні схили являються достатньо пологими в

більшості випадків. В західних межах області, найчастіше зустрічаються кліфи висотою 4 м й менше. Найбільш круті й обривисті береги спостерігаються на сході Херсонщини – від Каркінітської затоки до Утлюцького лиману, де висота кліфів може сягати 12 м. Усе прибережжя досліджуваної території ділиться на абразійну (наприклад берегова лінія між Тендрою та Джарилгачем) та акумулятивну (система Тендра-Джарилгач) частини.

3. В межах акваторії Чорного моря можуть спостерігатися одновузлові, двухвузлові та багатовузлові (до 5 вузлів) сейші. В Хорлах можуть спостерігатися сейші з періодом більше 1 часу й розмахом 35-55 см. В межах Очакова найбільше на розмах коливання рівня (при швидкості вітру 10-15 м/с) впливають південні, південно-західні (нагін - 77 см) та північно-східні вітри (згін - 86 см), на берегову зону Хорлів - півднічно-західні та західні вітри (нагін - 87 см, згін - 95 см). Максимвльні показник згінно-нагінних явищ в межах Хорлів (при вітрі більше 15 м/с) становлять 310 см (нагін) й 135 см (згін).

В межах акваторії Азовського моря найчастіше спостерігаються лише одновузлова сейша. В Генічеську можуть спостерігатися сейші з періодом 12,5-24 години. Сейшеві коливання можуть досягати 40-60 % від значення нагону або згону при сильних вітрах. Розмах сейші в межах Генічеська може сягати 150 см. В цій береговій зоні найбільші нагони (при швидкості вітру 10-20 м/с) спостерігаються при північно-східних вітрах - 135 см й згони при західних - 130 см. Екстремальні нагони можуть сягати 258 см, а згони до 240 см.

4. В межах берегової зони Херсонської області використовують такі берегозахисні споруди, як залізобетонні буни, насипні шпори, штучні пляжі із завезеного матеріалу, берегозахисні бетонні берми (берегове покриття). Спостерігається закономірність використання бун, шпор та штучних пляжів в тих абразійних регіонах де висота кліфів досить мала, в першу чергу це райони берегової системи Тендра-Джарилгач.

Берегозахисні берми застосовуються в східних районах, від села Красне до міста Генічеськ, де спостерігається досить велика висота кліфів й тенденція до обвалів внаслідок діяльності хвиль й нагонів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Агрокліматичний довідник по Херсонській області (1986-2005 рр.) / за ред. С. І. Мельничук, Т. І. Адаменко. – О.: Астропринт. - 2011.
2. Большая советская энциклопедия: в 65 т. / глав. ред. А. М. Прохоров. - 3-е изд. - М.: Сов. энцикл. 1978. - Т. 12.
3. Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР / В. Г. Бондарчук. – К.: Радянська Школа. - 1949.
4. Геология шельфа УССР / глав. ред. Е. Ф. Шнюков. - К.:Наук. думка. - 1982.
5. Герман В. Х., Левиков С. П. Вероятносный анализ и моделирование колебаний уровня моря / В. Х. Герман, С. П. Левиков. – Л.: Гидрометеиздат. – 1988.
6. Глобальное потепление уже усилило штормы в океанах. Хайтек: веб-сайт. URL: <https://hightech.plus/2019/04/26/globalnoe-poteplenie-uzhe-usililo-shtormi-v-okeanah> (дата звернення: 09.01.2020)
7. Гогоберидзе Г. Г. Глоссарий по кадастру береговой (прибрежной) зоны: справочное пособие / Г. Г. Гогоберидзе, В. А. Жамойда, Е. Н. Нестерова, М. А. Спиридонов. - Санкт-Петербург: Изд. РГГМУ. – 2008.
8. Гидрометеорологические условия морей Украины: в 2 т. Т. 1: Азовское море / Ю. П. Ильин, В. В. Фомин, Н. Н. Дьяков, С. Б. Горбач. - Севастополь: УкрНИГМИ. - 2009.
9. Гидрометеорологические условия морей Украины: в 2 т. Т. 2: Черное море / Ю. П. Ильин, Л. Н. Репетин, В. Н. Белокопытов и др. - Севастополь: УкрНИГМИ. - 2012.
10. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР: Т. 2: Черное море / под. ред. Ф. С. Терзиева - Л.: Гидрометеиздат. - 1986.

11. Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР: Т. 3: Азовское море / под. ред. Ф. С. Терзиева - Л.: Гидрометеиздат. - 1986.

12. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР: в 10 т. Т. 4: Черное море / под ред. А. И. Симонов, Э. Н. Альтман. - С.-П.: гидрометеиздат. - 1991.

13. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР: в 10 т. Т. 5: Азовское море / под ред. А. И. Симонов, Н. П. Гоптарев, Б. М. Затучная, Д. Е. Гершанович. - С.-П.: гидрометеиздат. - 1991.

14. Давыдов А. В. Катастрофические синоптические колебания уровня моря в пределах мелководных заливов Черного и Азовского морей: международная научная конференция / А. В. Давыдов. - Ростов-на-Дону: Южный научный центр РАН. - 2019.

15. Давидов О. В., Роскос О. М. Причини та наслідки штормового нагону в береговій зоні Бердянської затоки 11 листопада 2007 року / О. В. Давидов, О. М. Роскос // Фальцфейнівські читання. Зб. наук. праць. - Херсон: ПП Вишемирський, 2009.

16. Деев М. Г. Уровень как индикатор изменений состояния Мирового океана / М. Г. Деев // География. - М.: Первое сентября, 2010. - № 6.

17. Елагин А. А., Демидов А. Л. Анализ методов определения колебания уровня моря при гидрографических работах [Электронный ресурс] / А. А. Елагин, А. Л. Демидов // Вестник ГУМРФ им. адмирала С. О. Макарова. - 2016. - № 2. - Режим доступа: <https://cyberleninka.ru/article/n/analiz-metodov-opredeleniya-kolebaniy-urovnya-morya-pri-gidrograficheskikh-rabotah>

18. Зенкович В. П. Берега Чёрного и Азовского морей / В. П. Зенкович. - М.: Географгиз, 1958.

19. Зенкович В. П. Морфология и динамика советских берегов Чёрного моря / В. П. Зенкович. – М.: Изд-во Академия наук СССР. - 1960. - Т. 2.
20. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов / В. П. Зенкович. - М.: Изд-во АН СССР, 1962.
21. Истомин Ю. В. Морская гидрометрия / Ю. В. Истомин. - Л.: Гидрометеиздат, 1967.
22. Истомин Ю. В. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам / Ю. В. Истомин. - Л.: Гидрометеиздат, 1971.
23. Кліматичні дані по м. Генічеськ за період з 1899 року. Український гідрометеорологічний центр : веб-сайт. URL: https://meteo.gov.ua/ua/33345/climate/climate_stations/161/24/ (дата звернення: 05.03.2020).
24. Кліматичні дані по м. Хорли за період з 1899 року. Український гідрометеорологічний центр : веб-сайт. URL: https://meteo.gov.ua/ua/33345/climate/climate_stations/162/24/ (дата звернення: 10.03.2020).
25. Лебедев С. А., Костяной А. Г. Спутниковая альтиметрия Каспийского моря / С. А. Лебедев, А. Г. Костяной. – М.: ИЦ ММИО, 2005.
26. Матишов Г. Г. Влияние сейш на формирование уровней и течений в Азовском море [Электронный ресурс] / Г. Г. Матишов, Д. Г. Матишов, Ю. И. Инжебейкин. Вестник ЮНЦ РАН. - № 2. – 2008. - Режим доступа: http://www.ssc-ras.ru/files/files/46_61_gg.pdf
27. Морская геоморфология: терминологический справочник / науч. ред. В. П. Зенкович и Б. А. Попов. – М.: Мысль, 1980.
28. Погосян Х. П. Циклоны / Х. П. Погосян. - Л. : Гидрометеиздат, 1976.

29. Проектирование и строительство берегоукрепительных сооружений / за ред. С. А. Пономаренко. – М.: Всесоюзное Издательско-полиграфическое объединение Министерства Путей сообщения. – 1960.

30. Прох Л. З. Словарь ветров / Л. З. Прох. – Л: Гидрометеиздат, 1983.

31. Рябов М. И. / Временной спектр колебаний уровня Черного моря и его возможная связь с динамикой изменения положения РТ-22 КраО как элемента европейской геодинамической РСДБ-сети [Электронный ресурс] / М. И. Рябов, А. Е. Вольвач, А. Л. Сухарев и др. // Odessa astronomical publications. - 2011. - Vol. 24. - Режим доступа: http://nbuv.gov.ua/UJRN/oap_2011_24_1_40

32. Самойлов К. И. Морской словарь: в 2 т. / К. И. Самойлов. - М.-Л.: Гос. Воен.-морское Изд-во НКВМФ СССР. - 1941. – Т. 2.

33. Тропические циклоны в 2006 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id=14367 (дата звернения: 12.11.2019).

34. Тропические циклоны в 2010 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id=3525 (дата звернения: 14.11.2019).

35. Тропические циклоны в 2011 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id=4455 (дата звернения: 14.11.2019).

36. Тропические циклоны в 2012 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id=6472 (дата звернения: 14.11.2019).

37. Тропические циклоны в 2013 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id=8444 (дата звернения: 14.11.2019).

38. Тропические циклоны в 2014 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id

=10445(дата звернення: 10.03.2020).

39. Тропические циклоны в 2015 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: https://meteoinfo.ru/?option=com_content&view=article&id=12045 (дата звернення: 14.11.2019).

40. Тропические циклоны в 2016 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: <https://meteoinfo.ru/novosti/33-tropcyclones/14135-ciklon-tropic-2016> (дата звернення: 14.11.2019).

41. Тропические циклоны в 2017 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: <https://meteoinfo.ru/categ-articles/33-tropcyclones/14644-tropicheskie-tsiklony-v-2017-godu-obzor> (дата звернення: 14.11.2019).

42. Тропические циклоны в 2018 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: <https://meteoinfo.ru/categ-articles/33-climate-cat/monitoring-klimata/tropcyclones/15823-tropicheskie-tsiklony-v-2018-godu-obzor> (дата звернення: 14.11.2019).

43. Тропические циклоны в 2019 году. Гидрометцентр России: веб-сайт. URL: <https://meteoinfo.ru/categ-articles/33-climate-cat/monitoring-klimata/tropcyclones/16709-tropicheskie-tsiklony-v-2019-godu-obzor> (дата звернення: 14.11.2019).

44. Фирсов Ю. Г. Методы использования спутниковой аппаратуры, реализующей режим кинематики реального времени (РТК) для определения поправок за уровень / Ю. Г. Фирсов // Эксплуатация морского транспорта. - 2007. - № 1.

45. Фомичева Л. А. Сгоны, нагоны, суточные колебания уровня и сейши Черного моря / Л. А. Фомичева // Тр. Гос. океаногр. ин-та.– 1975.– № 125.

46. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / под ред. В. Н. Еремеева / Ю. Н. Горячкин, В. А. Иванов. – Севастополь: РИСО МГИ НАН Украины. - 2006.

47. Ходжаева Г. К. Метеорологические методы и приборы наблюдения: учеб. пособие / Г. К. Ходжаева. - Нижневартовск: НГУ, 2013.
48. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь / С. П. Хромов, Л. И. Мамонтова. - Л.: Гидрометеиздат, 1974.
49. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и кліматологія / С. П. Хромов, М. А. Петросянц. - Л.: Гидрометеиздат. – 1968.
50. Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона : в 86 т. Т. 36: Малолетство - Мейшагола / глав. ред. К. К. Арсеньев, Ф. Ф. Петрушевский. - М.: МЭСБЕ, 1896.
51. Dohan K. Measuring the global ocean surface circulation with satellite and in situ observations [Electronic resource] / K. Dohan, F. Bonjean, L. Centurioni et al. // Proc. of OceanObs. - 2010. - Access mode: https://www.aoml.noaa.gov/phod/docs/Dohan_MeasuringtheGlobalOcean.pdf
52. Frequently asked questions about hurricanes. NOAA's Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory : Web site. URL: <https://www.aoml.noaa.gov/hrd-faq/> (Last accessed: 21.01.2020)
53. Testut L. The sea level at port-aux-Francais, Kergulen Island, from 1949 to the present / L. Testut, G. Wöppelmann, B. Simon, P. Téchiné // Ocean Dynamics. - 2006. - Vol. 56.
54. Vermeer M., Rahmstorf S. Global sea level linked to global temperature [Electronic resource] / M. Vermeer, S. Rahmstorf // Proceedings of the National Academy of Science. - 2009. - Access mode: <https://www.pnas.org/content/pnas/106/51/21527.full.pdf>

Додаток А

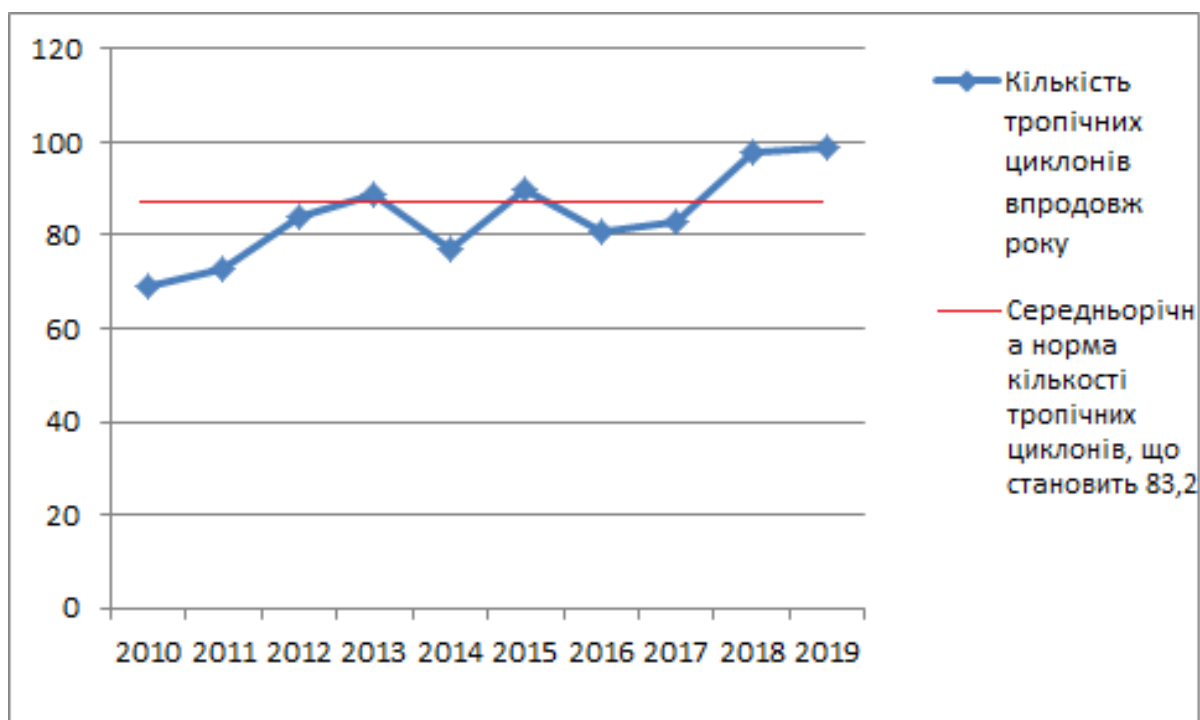


Рис. А. 1.1. Графік зміни кількості тропічних циклонів в період 2010 - 2019 років відносно середньорічних показників їх виникнення за даними гідрометеорологічного сайту.

Додаток Б

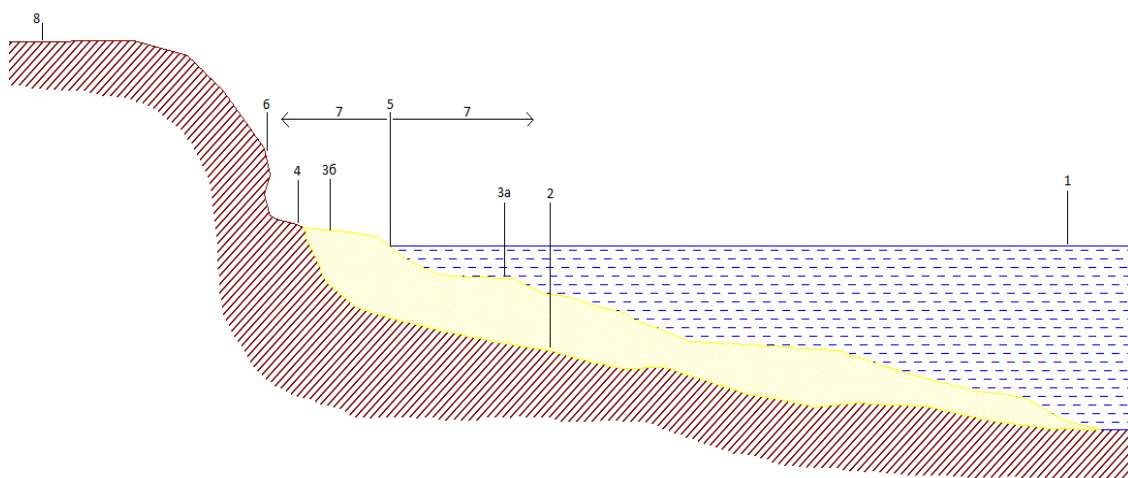


Рис. Б. 1.2. Структура берегової зони: 1 – середній рівень води водного басейну; 2 – береговий схил; 3 – пляж: 3а – нижній пляж, 3б – верхній пляж; 4 – берег; 5 – берегова лінія; 6 – кліф; 7 – узбережжя; 8 – суходіл.

Додаток В

Структура одновузлового та двухвузлового сейшів в межах досліджуваного регіону

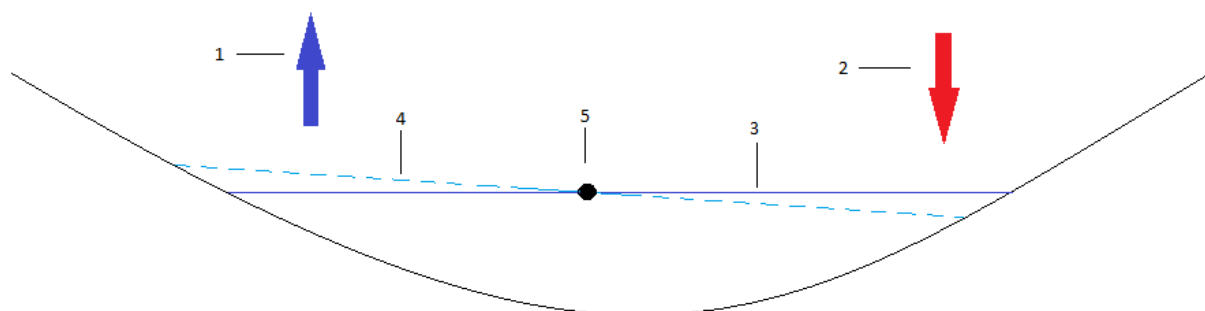


Рис. В. 1.3. Структура одновузлового сейшу: 1 – область низького тиску; 2 – область високого тиску; 3 - середній рівень води водного басейну; 4 – коливання водних мас; 5 – вузол сейші.

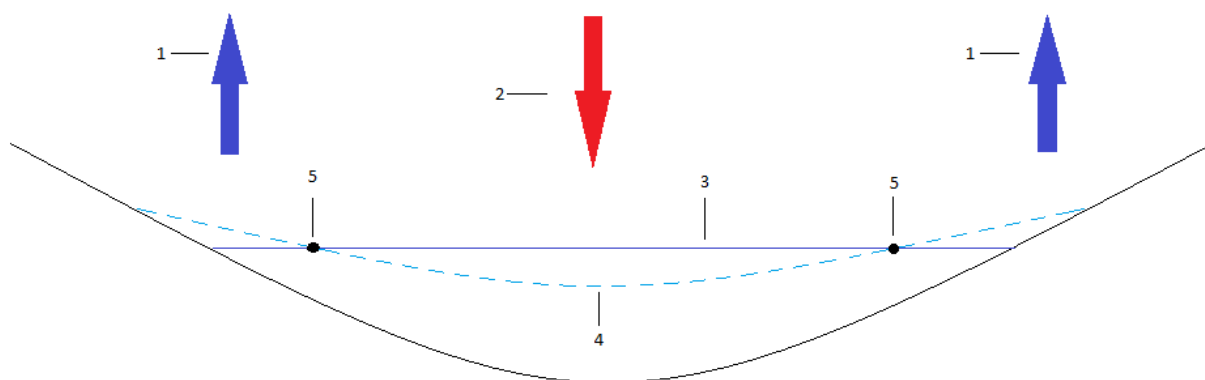


Рис. В. 1.4. Структура двухвузлового сейшу: 1 – область низького тиску; 2 – область високого тиску; 3 - середній рівень води водного басейну; 4 – коливання водних мас; 5 – вузол сейші.

Додаток Г

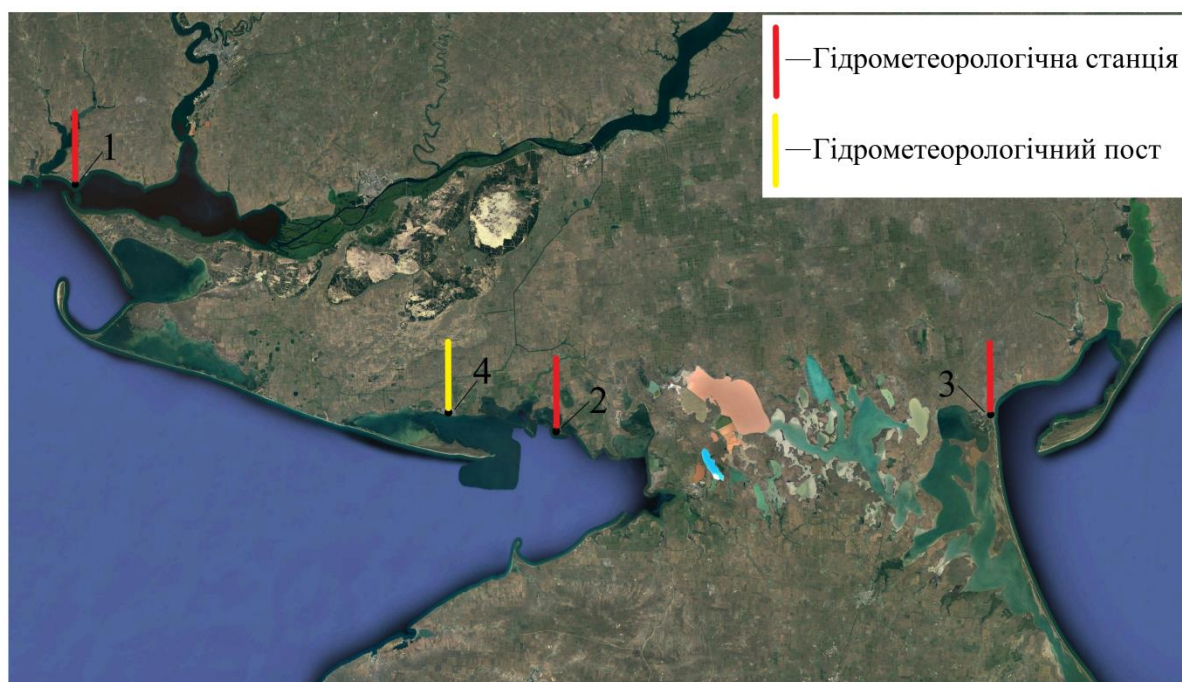


Рис. Г. 1.5. Гідрометеостанції та пости в межах Херсонської та Миколаївської областей: 1 – Очаків; 2 – Хорли; 3 – Генічеськ; 4 – Скадовськ.

Додаток Г

Таблиця Г. 2.1

Площа островів Чорного та Азовського моря в межах Херсонської області

Площа островів Чорного моря в межах Херсонської області	
Площа островів в межах Дніпровсько-Бузького лиману	
Назва острова	Площа острова (км ²)
Острова Вербки (разом)	1,017
Острів Янушев	1,014
Острів Великий Соколик	0,553
Острів Малий Соколик	0,451
Острів Тендер	0,203
Острів Тендра	0,182
Площа островів в межах Ягорлицької затоки	
Назва острова	Площа острова (км ²)
Острів Довгий	3,711
Острів Орлов	0,461
Острів Тернів	0,443
Острів Конський	0,162
Острів Великий	0,063
Острів Круглий	0,061
Площа островів в межах Тендрівської затоки	
Назва острова	Площа острова (км ²)
Острів Тендрівська Коса	27,342
Острів Орлов	0,195
Ягорлицькі острова (разом)	0,189
Сибірські острова (разом)	0,072

Продовження табл. Г. 2.1

Острів Бабин	0,051
Острів Смолений	0,048
Площа островів в межах Каркінітської затоки	
Назва острова	Площа острова (км ²)
Острів Джарилгач	57,512
Каланчацькі острова (разом)	0,214
Устричні острова (разом)	0,064
Каржинські острова (разом)	0,024
Площа островів Азовського моря в межах Херсонської області	
Площа островів затоки Сиваш в межах Херсонської області	
Назва острова	Площа острова (км ²)
Острів Чурюк	42,505
Острів Куюк-Тук	11,038
Острів Папанін (Коянли)	10,369
Острів Крячиний	3,129
Острів Верблюжий	2,136
Острів Верблюдка	1,415
Острів Лисий	1,301
Острів Зеленовський	1,258
Острів Камиші	0,268
Острів Китай	0,034
Площа островів Утлюцького лиману в межах Херсонської області	
Назва острова	Площа острова (км ²)
Острів Качиний	0,023

Додаток Д

Таблиця Д. 2.2

Площа півостровів Чорного та Азовського моря в межах Херсонської області

Площа півостровів Чорного моря в межах Херсонської області	
Назва півострова	Площа півострова (км ²)
Кінбурнський півострів	215,631
Півострів Ягорлицький Кут	89,679
Півострів Домузгла	76,682
<ul style="list-style-type: none"> • Півострів Чурюмська Коса • Півострів Адаманська Коса 	6,575 4,529
Півострів Карадай	6,906
Півострів Горький Кут	5,780
Площа півостровів Азовського моря в межах Херсонської області	
Півострів Чонгар	192,751
Півострів Чурюк	182,075
Півострів Тюбек (Чобіток)	79,877
Півострів Семеновський Кут	40,734
<ul style="list-style-type: none"> • Генічеський Кут • Чонгарський Кут • Копіловський Кут 	6,616 4,080 3,069
Півострів Ад	6,880
<ul style="list-style-type: none"> • Півострів Східний Ріг 	1,597

Додаток Е

Таблиця Е. 2.3

Довжина кіс Чорного та Азовського моря в межах Херсонської області

Довжина кіс Чорного моря	
Назва коси	Довжина (км)
Тендрівська коса	66,87
Джарилгацька коса	18,38
Кінбурнська коса	7,35
Коса Білі Кучугури	6,34
Коса Мілка	3,49
Коса Глибока	2,43
Коса Свиняча	1,97
Коса Джалдихан	1,96
Коса Синя	1,93
Коса Овеча	1,37
Коса Дурилова	1,03
Коса Льовкіна	0,49
Довжина кіс Азовського моря	
Назва коси	Довжина (км)
Арабатська Стрілка	110,88
Коса Бірючий Острів	22,88
Федотова коса	22,38

Додаток Є

Таблиця Є. 2.4

Довжина берегової лінії Чорного та Азовського морів в межах
Херсонської області

Довжина берегової лінії Чорного моря в межах Херсонської області (км)	
Довжина берегової лінії Дніпровсько-Бузького лиману в межах Херсонської області	141,2
Довжина берегової лінії Ягорлицької затоки в межах Херсонської області	62,9
Довжина берегової лінії Гендрівської затоки в межах Херсонської області	81,7
Довжина берегової лінії Каркінітської затоки в межах Херсонської області	205,4
Всього	491,2
Довжина берегової лінії Азовського моря в межах Херсонської області (км)	
Довжина берегової лінії затоки Сиваш в межах Херсонської області	487,2
Довжина берегової лінії Азовського моря та Утлюцької затоки в межах Херсонської області	151,6
Всього	638,8
Довжина берегової лінії Чорного та Азовського морів в межах Херсонської області (км)	
Всього	1130

Додаток Ж

Географічні об'єкти в межах акваторій Чорного та Азовського морів



Рис. Ж. 2.1. Географічні об'єкти в межах західної акваторії Дніпровсько-Бузького лиману.



Рис. Ж. 2.2. Географічні об'єкти в межах акваторії Дніпровсько-Бузького лиману та Кінбурнського півострова.

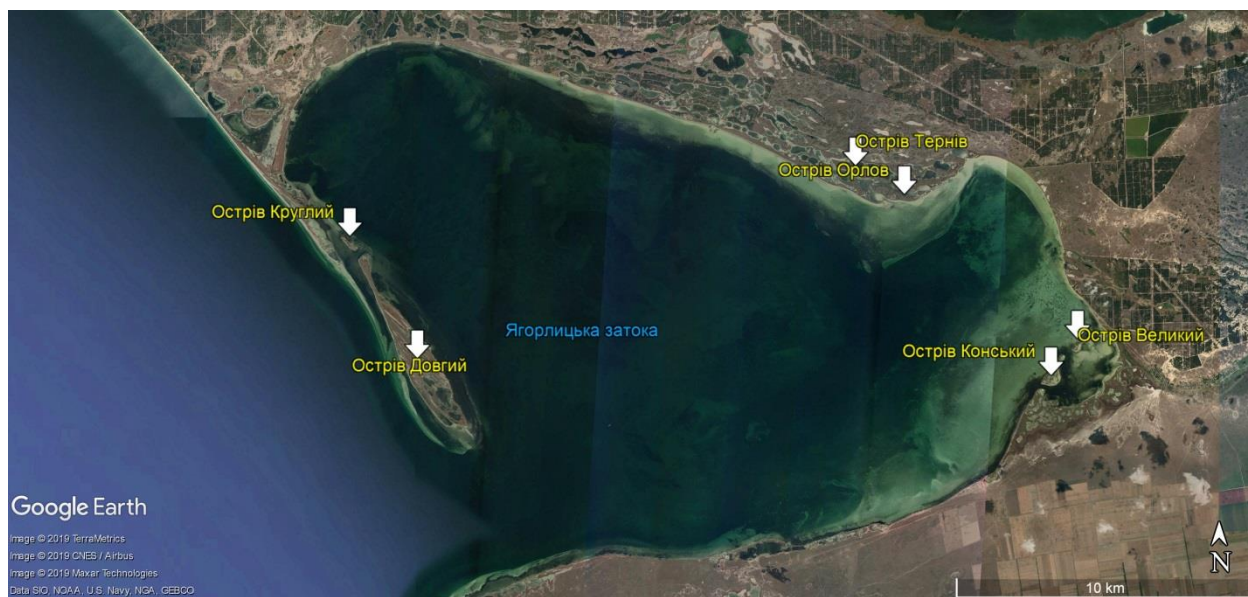


Рис. Ж. 2.3. Географічні об'єкти в межах акваторії Ягорлицької затоки та Кінбурнського півострова.



Рис. Ж. 2.4. Географічні об'єкти в межах півострова Ягорлицький Кут.



Рис. Ж. 2.5. Географічні об'єкти в межах акваторії Тендрівської затоки.

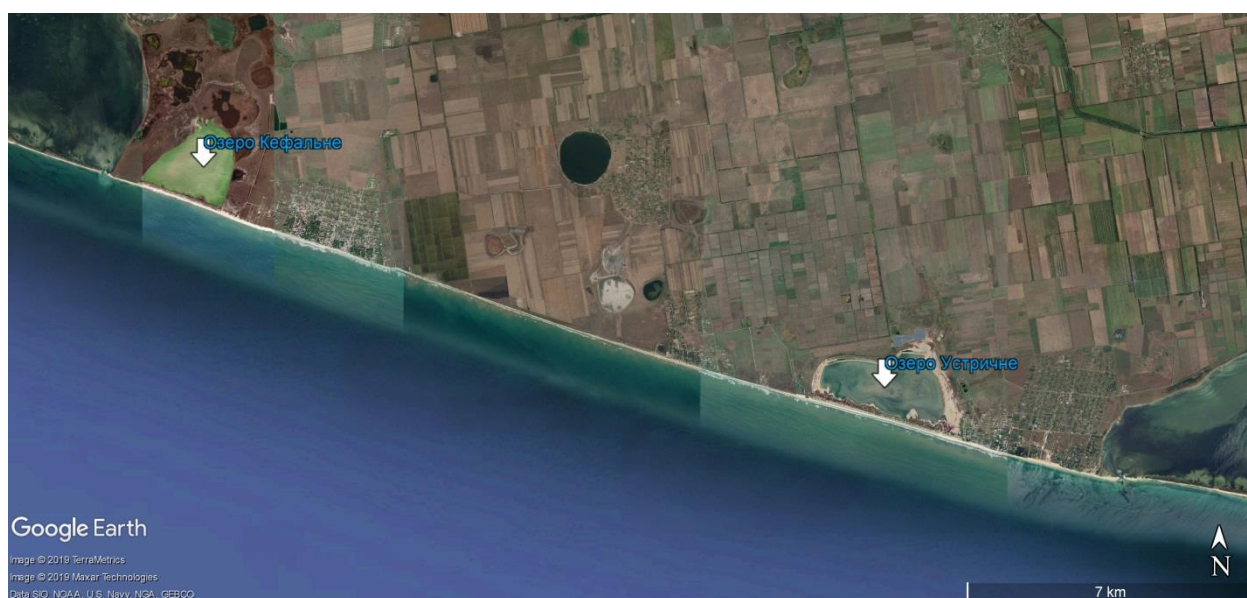


Рис. Ж. 2.6. Географічні об'єкти в межах берегової лінії між акваторіями Тендрівської та Джарилгацької заток.



Рис. Ж. 2.7. Географічні об'єкти в межах акваторії Джарилгацької затоки та острова Джарилгач.



Рис. Ж. 2.8. Географічні об'єкти в межах північного берега Джарилгацької затоки.



Рис. Ж. 2.9. Географічні об'єкти в межах акваторії Перекопської затоки й півострова Домузгла.



Рис. Ж. 2.10. Географічні об'єкти в межах акваторії Західного Сиваша.



Рис. Ж. 2.11. Географічні об'єкти в межах акваторії Центрального Сиваша.



Рис. Ж. 2.12. Географічні об'єкти в межах акваторії Східного Сиваша.



Рис. Ж. 2.13. Географічні об'єкти в межах прогину між Арабатською Стрілкою та материком.



Рис. Ж. 2.14. Географічні об'єкти в межах акваторії Утлюцького лиману.

Додаток 3

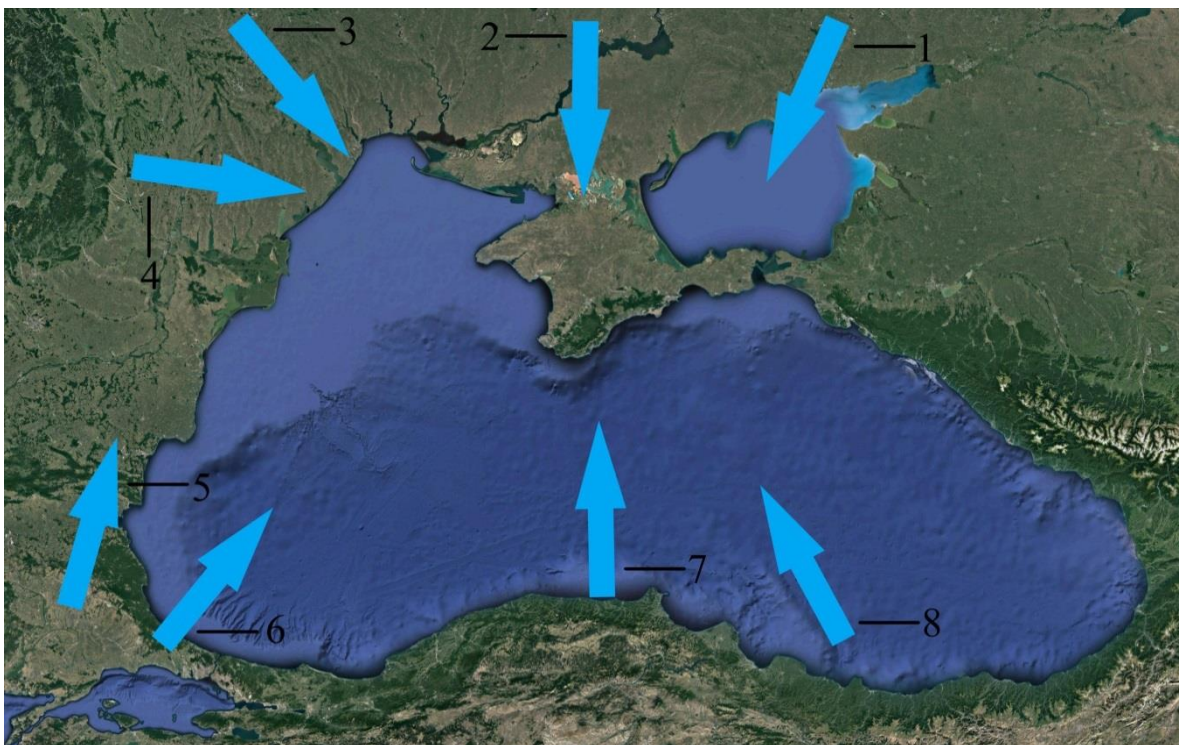


Рис. 3. 2.15. Траєкторії циклонів в мажах Чорного та Азовського морів, що найчастіше сприяють утворенню сильних та штормових вітрів: 1-2 – північні циклони (третій тип області вітрових потоків); 3-4 – північно-західні циклони (другий тип); 5-6 – південно-західні циклони (третій тип); 7-8 – південні та південно-східні циклони (перший тип).

Додаток И

Середньомісячна й максимальна швидкість вітру в межах досліджуваного регіону

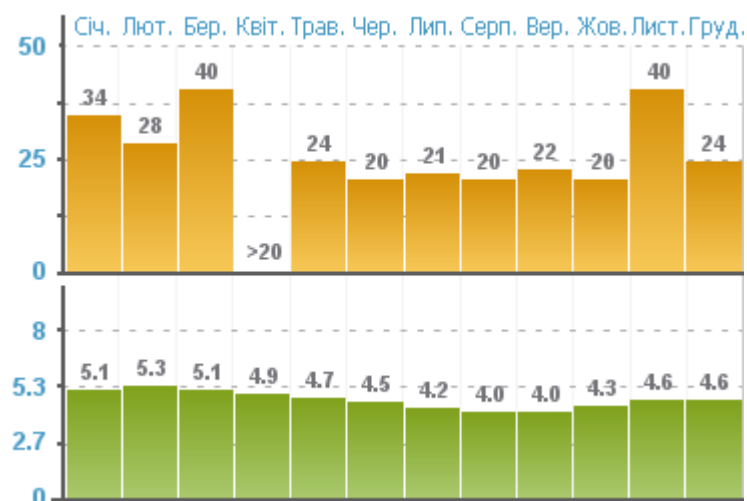


Рис. И. 2.16. Середньомісячна й максимальна швидкість вітру в межах гідрометеорологічної станції Хорлів в період з 1899 по 2019 рік.

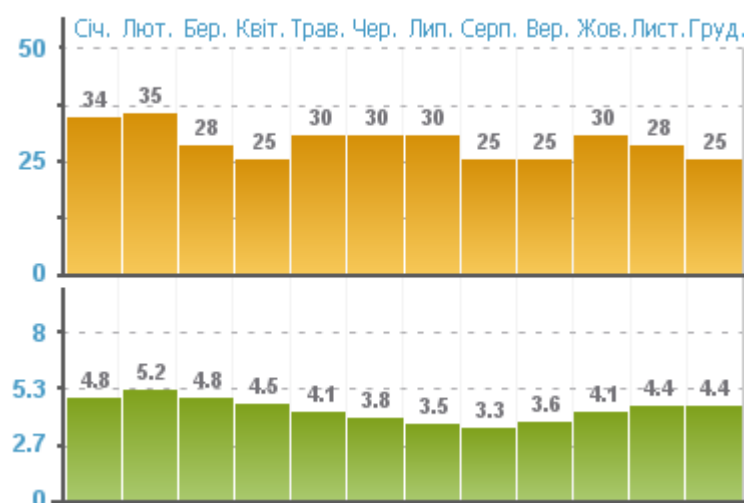
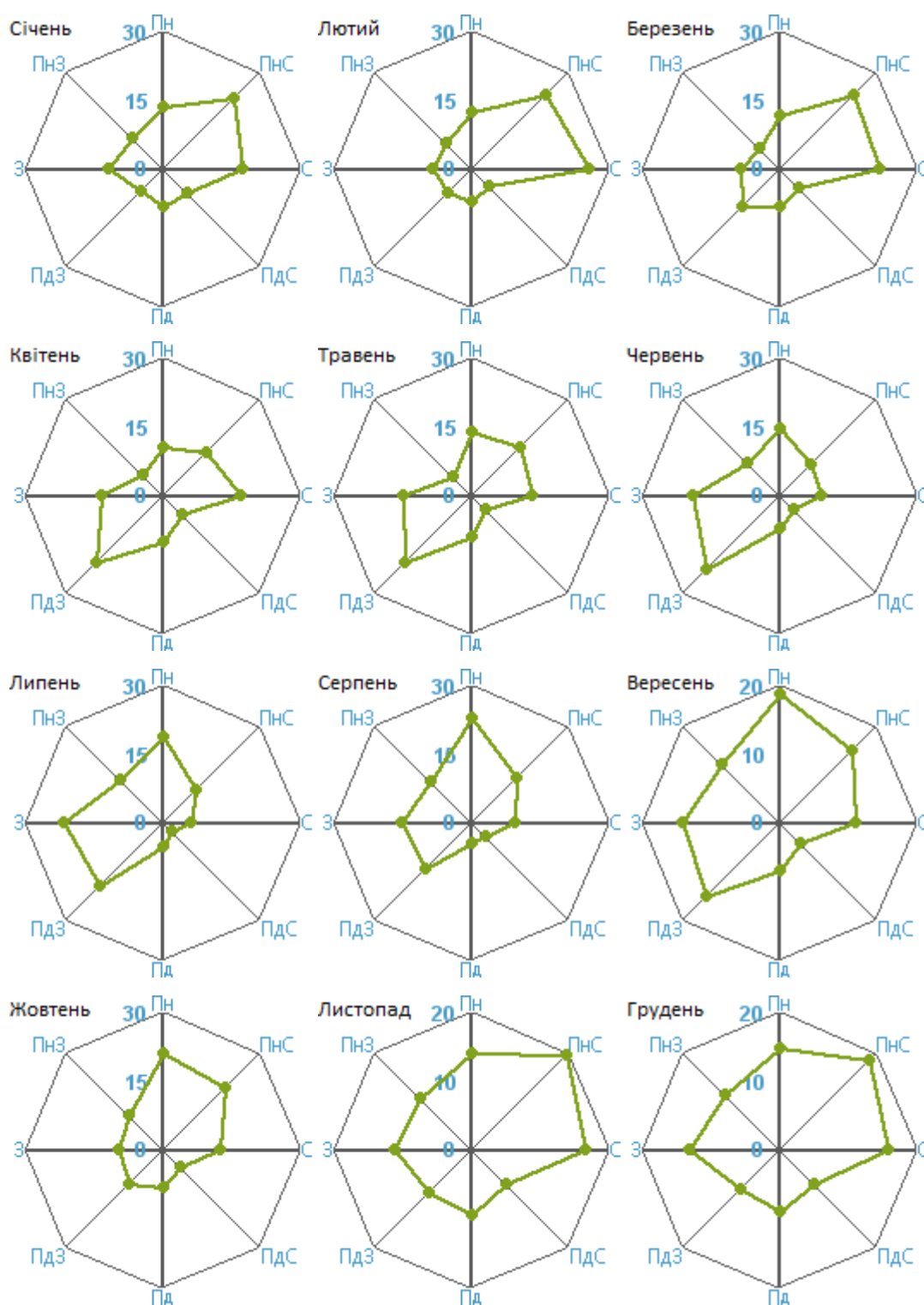


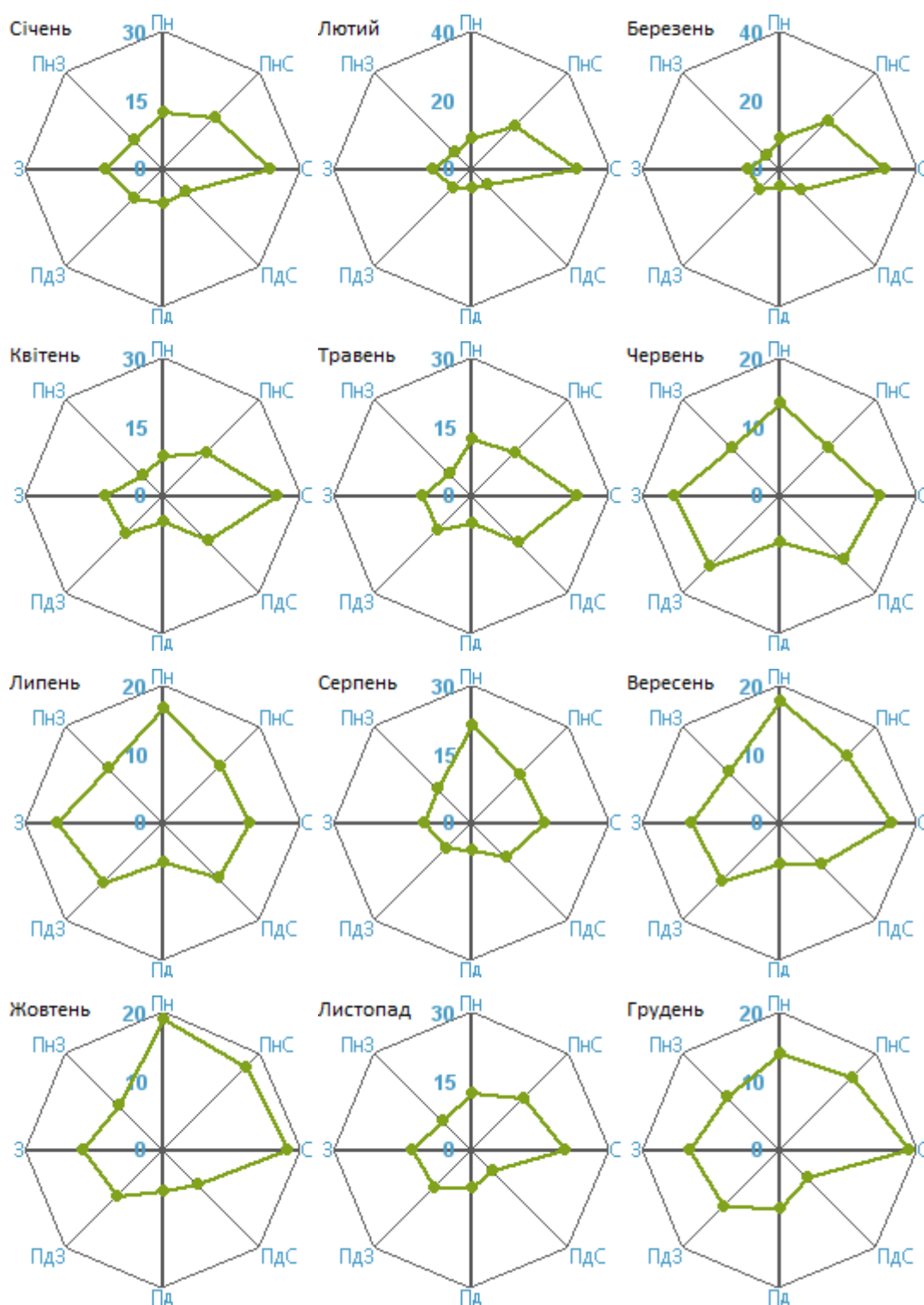
Рис. И. 2.17. Середньомісячна й максимальна швидкість вітру в межах гідрометеорологічної станції Генічеська в період з 1899 по 2019 рік.

Додаток І



Мал. 21. Середньорічна повторюваність напрямку вітру (%) та штилю в межах гідрометеорологічної станції Хорлів в період з 1899 по 2019 рік.

Додаток І



Мал. 22. Середньорічна повторюваність напрямку вітру (%) та штилю в межах гідрометеорологічної станції Генічеська в період з 1899 по 2019 рік.

Додаток Й

Таблиця Й. 2.5

Місячна повторюваність (у %) швидкості вітру (у м/с) протягом року в межах гідрометеорологічних станцій у Хорлах (за період з 1945 по 2011 рік), Очакові (за період з 1950 по 2011 рік)) та Генічеську (за період з 1936 по 2006 рік)

Показники в межах гідрометеостанції Хорлів						
Швидкість вітру (м/с)	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень
10 й менше	95,7	94,8	95,2	95,9	98,1	98,6
11-15	3,52	3,7	3,96	3,57	1,74	1,31
16-20	0,82	1,46	0,82	0,58	0,25	0,07
Більше 20	0,04	0,02	0,04	0	0	0
Швидкість вітру (м/с)	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень
10 й менше	99,0	98,8	98,6	98,0	97,1	97,6
11-15	0,95	1,02	1,35	1,7	2,54	2,35
16-20	0,13	0,23	0,15	0,22	0,37	0,14
Більше 20	0	0,02	0	0,02	0,06	0
Показники в межах гідрометеостанції Очакова						
Швидкість вітру (м/с)	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень
10 й менше	95,61	94,7	96,12	97,4	98,89	99,2
11-15	4,11	4,99	3,39	2,46	1,12	0,85
16-20	0,24	0,87	0,53	0,17	0,02	0,02
Більше 20	0	0	0	0	0	0

Продовження табл. Й. 2.5

Швидкість вітру (м/с)	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень
10 й менше	99,43	99,17	98,82	97,85	95,6	97,59
11-15	0,49	0,88	1,06	2,01	3,96	2,2
16-20	0,04	0,05	0,11	0,07	0,44	0,24
Більше 20	0	0	0	0,02	0	0
Показники в межах гідрометеостанції Генічеська						
Швидкість вітру (м/с)	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень
10 й менше	90,66	89,38	88,94	91,35	94,25	96,12
11-15	6,27	6,7	6,91	5,82	4,22	2,93
16-20	2,59	3,31	3,62	2,48	1,27	0,9
Більше 20	0,48	0,61	0,53	0,35	0,26	0,15
Швидкість вітру (м/с)	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень
10 й менше	96,92	97,16	95,73	93,27	90,57	90,29
11-15	2,24	2,28	2,86	4,45	5,96	6,68
16-20	0,77	0,49	1,23	1,78	2,88	2,56
Більше 20	0,07	0,07	0,18	0,5	0,59	0,47

Додаток К

Таблиця К. 3.1

Максимальні та мінімальні рівні моря можливі при циклонах різного та вітрах різного напрямку в межах прибережжя Хорлів та Очакова.

Пункт спостереження	Циклони (утворюють вітри зі швидкістю – 10-15 м/с)			
	Південні (перший тип)	Зах. та півн- зах. (другий тип)	Північні (третій тип)	Півд-зах., півд. (четвертий тип)
	Напрямки вітру			
	Схід., півн-схід., півн.	Півд.-зах., півд., півд-схід.	Півн-зах., зах.	Півд-схід.
Хорли	91	77	87	79
	-81	-92	-95	-60
Очаків	7	29	20	77
	-86	-57	-	-69

Додаток Л

Таблиця Л. 3.2

Максимальні та мінімальні рівні моря можливі при різних напрямках вітру в межах прибережжя Генічеська

Пункт спостереження	Напрямок вітрового потоку							
	Півн.	Півн-Схід.	Схід.	Півд-Схід.	Півд.	Півд-Зах.	Зах.	Півн-Зах.
Генічеськ	Швидкість вітру – 10-15 м/с							
	-10	50	90	50	10	-50	-90	-70
	Швидкість вітру – 15-20 м/с							
	-25	75	135	90	0	-75	-130	-90

Додаток М

Берегозахисні споруди в межах берегової зони Херсонської області

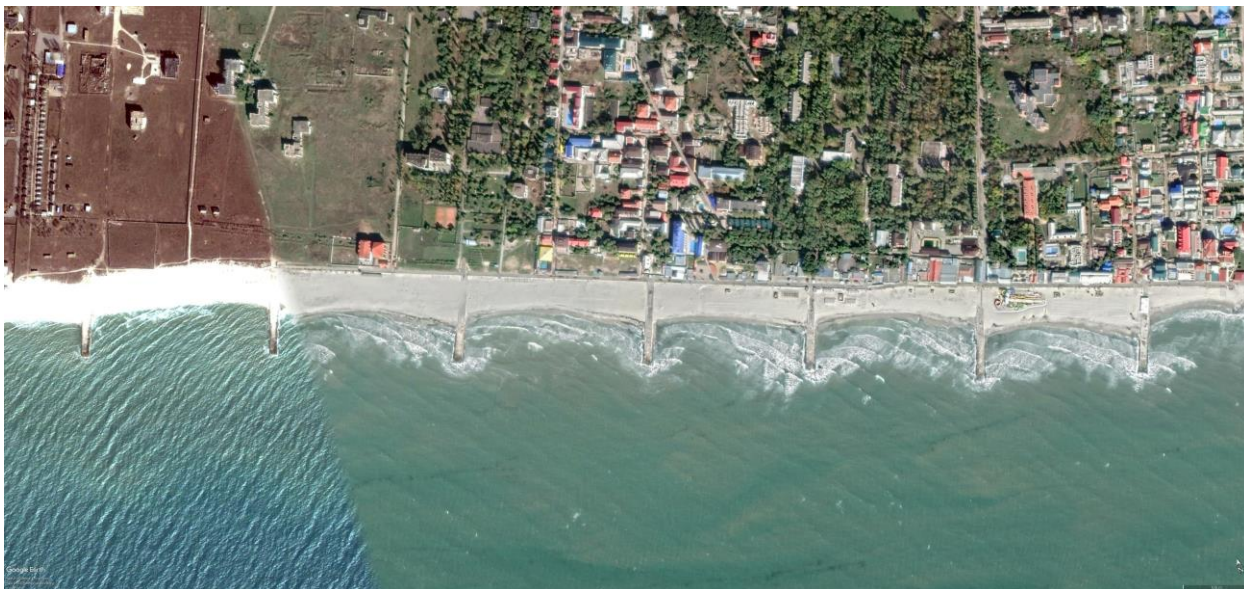


Рис. М. 4.1. Система залізобетонних бун в межах берегової зони Залізного Порту.



Рис. М. 4.1. Система насипних шпор в межах берегової зони Залізного Порту.

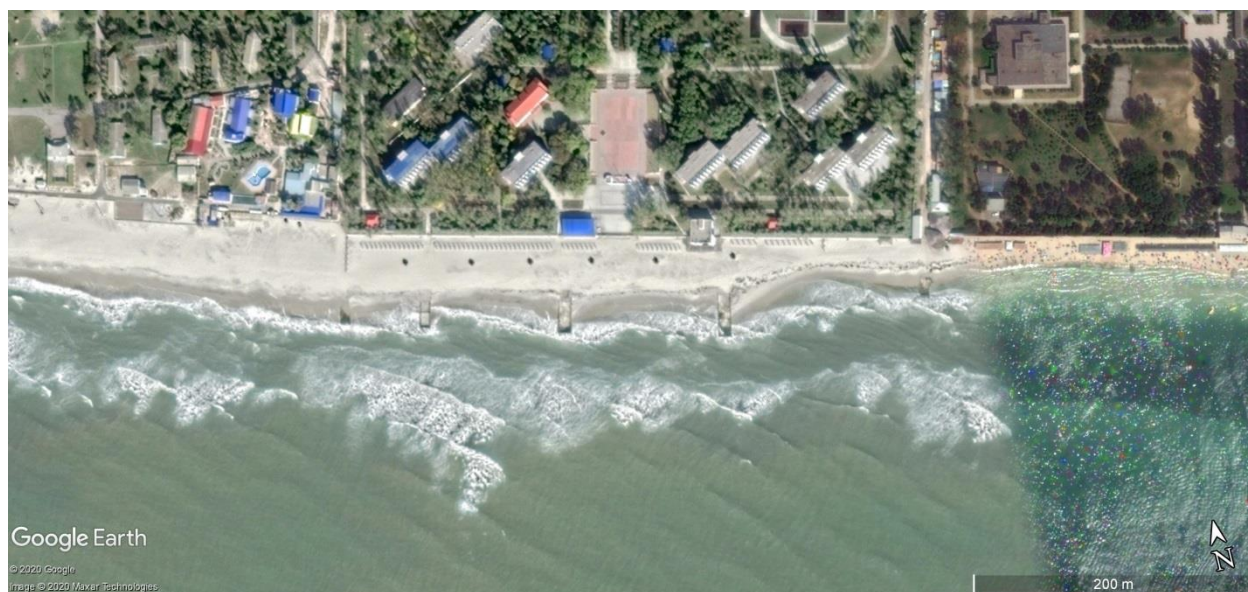


Рис. М. 4.2. Система залізобетонних бун в межах західних берегів ПМТ Лазурне.



Рис. М. 4.4. Берегозахисна берма в межах берегової зони міста Скадовськ.