

УДК 551.583:

КП 2201040

№ держреєстрації 0121U108238

Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ
УНІВЕРСИТЕТ

Адреса: 65016 м. Одеса, вул. Львівська, 15 тел. 63 62 08

ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з НДР



д.г.н., с.н.с. Тучковенко Ю.С.

30

»

12

2023 р.



ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

ДОСЛІДЖЕННЯ ОСОБЛИВОСТЕЙ ТЕРМОДИНАМІЧНОЇ

СТРУКТУРИ ТУРБУЛЕНТНОГО ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ

НАД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИМ ПРИЧОРНОМОРСЬКИМ РЕГІОНОМ

УКРАЇНИ ЗА ДОПОМОГОЮ ЧИСЕЛЬНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

(заключний)

Науковий керівник НДР

кандидат географічних наук



Іванова О.В.

2023

Рукопис закінчено 30 грудня 2023 р.

СПИСОК АВТОРІВ

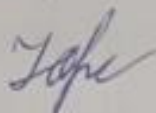
Науковий керівник,
стар. вик., к.геогр.н.



О.В. Іванова

(Розділ 1)

стар. вик., к.геогр.н



Н.М. Ювченко

(Розділ 2)

стар. вик., к.е.н.



С.О. Ізотов

(Розділ 3)

доцент



Харасанджіанц О.Г.

(Розділ 4)

РЕФЕРАТ

ГРАНИЧНИЙ ШАР АТМОСФЕРИ, МОДЕЛЮВАННЯ, МЕТЕОРОЛОГІЧНІ ВЕЛИЧИНИ, ТЕПЛОВИЙ ТА РАДІАЦІЙНИЙ БАЛАНС ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ, ТУРБУЛЕНТНІСТЬ, ПОТОКИ ТЕПЛА, ВОЛОГИ ТА ІМПУЛЬСУ, ТЕМПЕРАТУРА ТА ВОЛОГІСТЬ ҐРУНТУ, СИНОПТИЧНА СИТУАЦІЯ, БРИЗОВА ЦИРКУЛЯЦІЯ, ПАРАМЕТР ШОРСТКОСТІ, АЛЬБЕДО, ТИПИ ҐРУНТІВ.

Звіт про Н.Д.Р., 129 с.; табл.14; рис.52; кількість джерел 51.

Об'єкт дослідження - граничний шар атмосфери.

Мета дослідження – оцінка особливостей термодинамічної структури граничного шару атмосфери над північно-західною частиною причорноморського узбережжя при різних синоптичних ситуаціях.

Метод дослідження – чисельне моделювання граничних шарів атмосфера-ґрунт, атмосфера-вода.

Звіт про НДР включає в себе 3 розділи.

У першому розділі надаються математичні постановки задач граничного шару атмосфери, поверхневого шару ґрунту, діяльного шару моря, а також кінцево-різницеve рішення та адаптація до реальних фізико-географічних умов.

У другому розділі описується процедура реалізації використаної числової математичної моделі з адаптуванням до існуючих фізико-географічних, теплофізичних, оптичних та динамічних умов розглядуваної області.

У третьому розділі описуються вибірки полів метеорологічних величин при типових синоптичних ситуаціях у літній, зимовий та перехідні сезони року.

У четвертому розділі містяться результати моделювання структури граничного шару атмосфери в базові періоди 2019 року, на протязі яких протікали типові синоптичні ситуації над північно-західним причорноморським регіоном.

Умови одержання звіту: за договором ОДЕКУ, м. Одеса, вул.. Львівська, 15

ЗМІСТ

	ВСТУП	6
1	МАТЕМАТИЧНІ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧ ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ, ПОВЕРХНЕВОГО ШАРУ ҐРУНТУ ТА ДІЯЛЬНОГО ШАРУ МОРЯ	11
	1.1 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ АТМОСФЕРНОГО ГРАНИЧНОГО ШАРУ.....	11
	1.1.1 Параметризація турбулентності	11
	1.1.2 Параметризація шару постійних потоків	13
	1.1.3 Параметризація кількості хмарності і радіаційних потоків в області розрахунку.....	17
	1.1.4 Параметризація фазових переходів вологи, сухої конвекції та випадання дощу	22
	1.1.5 Параметризація протиградієнтного перенесення при наявності нейтральних або слабкостійких граничних шарів	28
	1.2 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ ПОВЕРХНЕВОГО ШАРУ ҐРУНТУ	29
	1.3 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ ДІЯЛЬНОГО ШАРУ МОРЯ	31
	1.4 ПОЧАТКОВІ ТА ГРАНИЧНІ УМОВИ	32
2	РЕАЛІЗАЦІЯ ЧИСЛОВОЇ МАТЕМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ	38
	2.1 ОПИС ПОРЯДКУ ОБЧИСЛЕНЬ	38
	2.2 УМОВИ ПРОВЕДЕННЯ ЧИСЕЛЬНОГО ЕКСПЕРИМЕНТУ	40
	2.2.1 Загальні відомості	40
	2.2.2 Визначення берегової лінії	41
	2.2.3 Фізико-географічні умови області розрахунку та рельєф	43
	2.2.4 Ґрунтові ресурси та їх теплофізичні характеристики	45
	2.2.5 Визначення параметру шорсткості підстильної поверхні	49
	2.2.6 Визначення оптичних характеристик підстильної поверхні	55
3	ФОРМУВАННЯ БАЗИ ДАНИХ ТИПОВИХ СИНОТИЧНИХ ПРОЦЕСІВ НАД ОБРАНИМ РЕГІОНОМ ТА ВІДПОВІДНИХ ПОЛІВ РЕ-АНАЛІЗУ В ЗИМОВИЙ, ЛІТНІЙ ТА ПЕРЕХІДНІ ПЕРІОДИ РОКУ	58
	3.1 ПОВТОРЮВАНІСТЬ ТИПІВ (ПІДТИПІВ) СИНОПТИЧНИХ ПРОЦЕСІВ В СЕРЕДНІ МІСЯЦІ СЕЗОНІВ РОКУ	58

	3.2 ФОРМУВАННЯ ВИБОРОК СИНОПТИЧНИХ СИТУАЦІЙ У ЗИМОВИЙ, ЛІТНІЙ ТА ПЕРЕХІДНІ ПЕРІОДИ 2019 РОКУ	59
	3.2.1 Формування вибірки синоптичних ситуацій у січні 2019 року	60
	3.2.2 Формування вибірки синоптичних ситуацій у липні 2019 року	62
	3.2.3 Формування вибірки синоптичних ситуацій у жовтні 2019 року	66
	3.2.4 Формування вибірки синоптичних ситуацій у квітні 2019 року	69
	3.3 ОПИСИ СИНОПТИЧНИХ ОБСТАНОВОК ЗА ПЕРІОД СІЧНЯ, ЛИПНЯ, ЖОВТНЯ ТА КВІТНЯ 2019 РОКУ НАД ТЕРИТОРІЄЮ ЄВРОПИ З УТОЧНЕННЯМ ДЛЯ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я	72
	3.3.1 Опис синоптичної обстановки за період січня	72
	3.3.2 Опис синоптичної обстановки за період липня	77
	3.3.3 Опис синоптичної обстановки за період жовтня	81
	3.3.4 Опис синоптичної обстановки за період квітня	88
4	МОДЕЛЮВАННЯ ТЕРМОДИНАМІЧНОЇ СТРУКТУРИ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ ПРИ ТИПОВИХ СИНОПТИЧНИХ СИТУАЦІЯХ НАД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИМ ПРИЧОРНОМОР'ЯМ	98
	4.1 ПЕРИФЕРИЧНІ ПРОЦЕСИ ЗА ПЕРШИЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД ЛИПНЯ	98
	4.2 АНТИЦИКЛОНІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ЗА ДРУГИЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД ЖОВТНЯ	103
	4.3 ЦИКЛОНІЧНА ЦИРКУЛЯЦІЯ З ВЕЛИКИМИ БАРИЧНИМИ ГРАДІЄНТАМИ ЗА ТРЕТІЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД СІЧНЯ	109
	4.4 ПЕРИФЕРИЧНІ ПРОЦЕСИ З ПРОХОДЖЕННЯМ ФРОНТІВ ЗА ТРЕТІЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД КВІТНЯ	115
	ВИСНОВКИ	123
	ПЕРЕЛІК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ	125

ВСТУП

У зв'язку з бурхливим розвитком комп'ютерних технологій інтерес до завдань чисельного моделювання фізичних систем зростає такими ж темпами, оскільки детальна чисельна реалізація останніх дозволяє більш точно відтворювати процеси, що відбуваються в різних компонентах природного середовища. Регіональна тривимірна нестационарна гідростатична модель граничного шару атмосфери (ГША) була адаптована до фізико-географічних умов Північно-Західного Причорномор'я шляхом включення форми берегової лінії, рельєфу схилів, теплофізичних та оптичних характеристик ґрунту, а також шляхом врахування шорсткості підстильної поверхні на тлі реального просторового розподілення елементів шорсткості. Використовувана модель являє собою модель взаємодії атмосферного граничного шару і верхнього шару ґрунту, якщо розглянута точка в розрахунковій області знаходиться над сушею, а атмосферний граничний шар і верхній діяльний шар моря – коли точка знаходиться над морем. Атмосферна частина була розроблена свого часу в Західно-Сибірському науково-дослідному інституті гідрометеорології (Новосибірськ, Росія) [1], але потім удосконалена і адаптована до північного узбережжя Колумбії [2]. Автор ввів вертикальну регулярну сітку з великим просторовим розподіленням (50 м), відсутні параметризації потоків випромінювання на основі інтегрування по шарах, що дозволило врахувати їх на кожному розрахунковому рівні, фазові переходи води в атмосфері, протиградієнтне перенесення і параметризацію турбулентності. Атмосферна модель базується на розв'язанні системи рівнянь для мезомасштабного граничного шару атмосфери. Вона враховує тривимірне впорядковане і турбулентне перенесення, процеси динамічної, теплової і вологісної взаємодії із земною поверхнею. Рівняння моделі граничного шару вирішувалися шляхом розщеплення за фізичними процесами і просторовими змінними [3, 4]. Чисельна модель ґрунту базується на використанні стандартного рівняння теплопровідності, що враховує такі характеристики вологості ґрунту, які притаманні певному типу ґрунту, який спостерігається в конкретній точці.

Морський діяльний шар описувався відповідною системою диференціальних рівнянь гідротермодинаміки, що вирішуються в рамках K -теорії турбулентності, яка застосовує другий порядок замикання.

В даний час існує три основні підходи до чисельного моделювання турбулентності [5]:

- пряме чисельне моделювання (DNS-direct numerical simulation), яке є найбільш точним методом в описі турбулентних процесів, але вимагає високого просторово-часового розподілу і, як наслідок, великих обчислювальних витрат, що обумовлює його практичну непридатність [6-8];

- моделювання методом великих вихорів (LES-large eddy simulation), основний сенс якого полягає в тому, що турбулентна течія розкладається на дві складові: вихори, масштаб яких припадає на великий і половину інерційного діапазону, які описуються явними алгебраїчними виразами, і вихори другої частини інерційного діапазону з усіма дрібномасштабними вихорами, для обліку яких використовуються різні замикаючі параметризації. Турбулентні вихори великого масштабу дають основний внесок в енергію основного потоку і грають визначальне значення у взаємодії турбулентності з середнім рухом. Основною проблемою такого підходу досі, по-перше, залишається пошук універсального підходу до замикання вихідної системи рівнянь, невідомими членами якої є члени, що описують нелінійну взаємодію великих вихорів з дрібномасштабною турбулентністю, що лежить за межами просторового кроку сіткової області [9-12]. По-друге, метод вирішення задачі опису великих вихорів в пристінковій області не працює, оскільки масштаби турбулентних вихорів змінюються в прямій залежності від відстані до границі збурень;

- рішення систем рівнянь, осереднених по Рейнольдсу (RANS-Reynolds averaged Navier-Stokes), яке дозволяє отримати осереднені за ансамблем стани значення вектора швидкості вітру і таких скалярних величин, як температури і вологості повітря. Моделі, побудовані на вирішенні такої системи рівнянь, можуть бути не тільки тривимірними, але і двовимірними, і навіть одновимірними. Вплив усіх флуктуацій враховується через турбулентні замикання, які можуть бути одно

-, дво- [13] або трипараметричними [14]. Основною перевагою таких моделей є те, що вони більш економічні, ніж LES - або DNS-моделі, і є найбільш застосовуваними при практичних розрахунках турбулентних течій [15], мають величезний досвід роботи з ними і дозволяють розглядати стаціонарні процеси для виявлення чистих механізмів розвитку різних фізичних станів.

Використана модель побудована, по-перше, як полігон для оцінок якості застосовуваних параметризацій для конкретної території. Крім цього, моделювання за допомогою більш сучасних методів досі не має універсального рішення і вимагає своїх міркувань для адекватного опису турбулентних течій різної природи, хоча вони за певних умов дають досить точний результат. По-друге, запропонована постановка задачі може виступати як основа для побудови моделі більш високого порядку (трипараметричної) через виписування додаткового рівняння для дисперсії турбулентних пульсацій температури, і, по-третє, для вивчення режиму турбулентності і термодинамічної структури граничного шару над розглянутим регіоном в різні періоди року і при різних синоптичних обстановках. Також можливості запропонованої моделі поширюються на відтворення мезомасштабних циркуляцій, таких як бризові ефекти, як це було зроблено подібною моделлю, що стосується атмосферної частини, в [16]. І, нарешті, по-четверте, сукупність наборів параметризацій і блоків чисельного опису різних середовищ формує деяку унікальність запропонованої моделі. Причому така сукупність варіабельна і динамічна.

Дослідження термодинамічної структури граничного шару за допомогою математичного чисельного моделювання повинно проводитися, по-перше, на базі якнайбільш наближених до реальних фізико-географічних умов, таких як, рельєф, фізичні та оптичні властивості ґрунтів (пористість, питома вага та щільність та альbedo відповідно), шорсткість підстильної поверхні, а також їх просторовий розподіл. По-друге, для отримання відповідної статистичної оцінки термодинамічних структур ГША необхідно відібрати типові синоптичні ситуації для обраного регіону. По-третє, результати розрахунків повинні обов'язково апробуватися на базі фактичного матеріалу. Для досягнення відповідності

вищезазначеним умовам в цій роботі здійснені кропіткий аналіз базису синоптичних ситуацій, які протікають над територією північно-західного причорноморського регіону, відбір тих, які виявилися типовими для регіону, а також аналіз просторово-часової структури термодинамічних полів ре-аналізу основних метеорологічних величин для подальшого їх використання при апробації застосованих математичних моделей ГША.

Відомо, що успішність чисельного моделювання граничного шару атмосфери у великій мірі залежить від збагаченості математичної постановки задачі різноманіттям фізичних процесів різного масштабу, а також від точності задання фізичного середовища, яке не стискається та характеризується відносно сталими характеристиками. Останнім виступає ґрунт. При моделюванні просторово-часової, точніше, тривимірної структури велике значення має морфологічний, теплофізичний та оптичний стан підстильної поверхні, на яку набігає потік атмосферного повітря. Так, північно-західна частина причорноморського регіону характеризується горизонтальною нерівномірністю висот рельєфу, оскільки в напрямку з північного заходу на південний схід регіону простягається відріг Подільської височини. Крім того, поверхня ґрунту нерівномірно шорстка. В районах розташування Придністровського національного парку чи в районах лиманських ярів, де розвинена рослинність, або в районах зосередження міської забудови параметр шорсткості може досягати 1 метра та більше. Такі морфологічні характеристики підстильної поверхні значно впливають на термодинамічний стан атмосфери приземного шару. Не меншу значущість має ряд теплофізичних та оптичних характеристик ґрунту, таких як, пористість, питома вага та альbedo. Значення першої та другої залежать від типу ґрунту. Останніх на території регіону налічується 11. Це створює значну нерівномірність в горизонтальному розподілі коефіцієнта теплопровідності ґрунту, який використовується при розв'язуванні рівняння теплопровідності та водного балансу ґрунту. Значення третьої характеристики ґрунту залежать від морфології підстильної поверхні, яка у вегетаційний та не вегетаційний періоди року різна. Також відмінність альbedo проявляється й у тому, що саме розташоване у поточній точці чи то ліс, чи то село,

чи то місто, чи то трава, чи то оголена земля. В рамках поточного дослідження ми врахували вищезазначену неоднорідність підстильної поверхні над північно-західним Причорномор'ям.

Основною метою наукової роботи, яку переслідують автори, є адаптоване чисельне моделювання граничного шару атмосфери при різних типових синоптичних ситуаціях стосовно фізико-географічних умов, а також теплофізичних характеристик та параметру шорсткості підстильної поверхні розглядуваної території.

1 МАТЕМАТИЧНІ ПОСТАНОВКИ ЗАДАЧ ВЗАЄМОДІЮЧИХ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ, ПОВЕРХНЕВОГО ШАРУ ГРУНТУ ТА ДІЯЛЬНОГО ШАРУ МОРЯ

1.1 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ АТМОСФЕРНОГО ГРАНИЧНОГО ШАРУ

Структура граничного шару атмосфери формується під дією двох факторів: термічної і динамічної неоднорідності підстильної поверхні і великомасштабних процесів вільної атмосфери. З іншого боку, через граничний шар здійснюється обмін теплом, вологою і кількістю руху між підстильною поверхнею і вільною атмосферою за допомогою турбулентного і впорядкованого перенесення. При цьому виникаючі вертикальні рухи формуються за рахунок нерівномірності в розподілі поверхневих напружень тертя і температури.

У даній постановці робиться ряд спрощень. Використано квазістатичне наближення. Не враховується зворотний вплив граничного шару на процеси вільної атмосфери.

Система координат - лівостороння криволінійна система координат, в якій передбачається, що осі x і y збігаються з поверхнею Землі і спрямовані на схід і північ ($x \approx x_\partial$; $y \approx y_\partial$); відповідно, і вісь вертикально вгору $z = z_\partial - \alpha(x_\partial, y_\partial)$ [17]. Тут індекс " ∂ " означає приналежність до декартової системи координат, і є функцією висот $\alpha(x_\partial, y_\partial)$ рельєфу.

Область розв'язування завдання ділиться на два підшари: постійні потоки, h товщиною близько декількох десятків метрів, і верхні, обмежені висотою H порядку 2-3 км (далі шар « $z > h$ »).

Початкова система рівнянь, яка була замкнута за допомогою К-теорії турбулентності, і описує фізичні процеси в шарі $z > h$ [1, 17], має вигляд:

$$\frac{du}{dt} = -\frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \alpha_x \lambda \vartheta + \mu \Delta_s u + \frac{\partial}{\partial z} K_u \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \gamma_u \right), \quad (1.1)$$

$$\frac{dv}{dt} = -\frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \alpha_y \lambda \vartheta + \mu \Delta_s v + \frac{\partial}{\partial z} K_u \left(\frac{\partial v}{\partial z} - \gamma_v \right), \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z} = \lambda \vartheta, \quad (1.3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (1.4)$$

$$\begin{aligned} \frac{d\vartheta}{dt} = & -S(w + \alpha_x u + \alpha_y v) + \mu \Delta_s \vartheta + \\ & + \frac{\partial}{\partial z} K_\theta \left(\frac{\partial \vartheta}{\partial z} + S - \gamma_\theta \right) + Q_R + Q_\theta, \end{aligned} \quad (1.5)$$

$$\frac{dq}{dt} = \mu \Delta_s q + \frac{\partial}{\partial z} K_q \left(\frac{\partial q}{\partial z} - \gamma_q \right) - Q_q, \quad (1.6)$$

де x, y, z - осі в лівосторонній криволінійній системі координат; u, v, w - складові модуля швидкості вітру в лівосторонній криволінійній системі координат; $w = w_\partial - \alpha_x u - \alpha_y v$; w_∂ - вертикальна складова модуля швидкості вітру в декартовій системі координат; α_x, α_y - нахили рельєфу по осях X і Y ; t - час; $\pi' = RT_R \frac{p'}{p_R}$ - аналог відхилення тиску від тиску в стандартній атмосфері p_R ; R - універсальна газова постійна; T_R - температура в стандартній атмосфері; p' - відхилення атмосферного тиску від тиску в стандартній атмосфері; f - параметр Коріоліса; $\lambda = \frac{g}{\bar{\theta}}$ - параметр плавучості; g - прискорення, обумовлене силою тяжіння; $\bar{\theta}$ - середня потенційна температура по шару; ϑ - відхилення потенційної температури від температури в стандартній атмосфері; μ - горизонтальний коефіцієнт турбулентності; q - масова частка водяної пари; $\Delta = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}$; $\frac{d\omega}{dt} = \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial u\omega}{\partial x} + \frac{\partial v\omega}{\partial y} + \frac{\partial w\omega}{\partial z}$, $\omega = (u, v, \vartheta, q)$; K_u, K_T, K_q - коефіцієнти вертикальної турбулентності для швидкості вітру, температури і вологості відповідно; S - вертикальний градієнт потенційної температури у вільній атмосфері; $\gamma_u, \gamma_v, \gamma_\theta, \gamma_q$ - протиградієнти для складових швидкості вітру, потенційної температури і масової частки водяної пари; Q_R, Q_θ, Q_q - припливи

тепла і вологи за рахунок потоків випромінювання і фазових перетворень води в атмосфері.

1.1.1 Параметризація турбулентності

Опис вертикального турбулентного обміну здійснюється за допомогою узагальненої гіпотези Буссінеска [18] в рамках К-теорії турбулентності, припускаючи, що пульсації другого порядку пропорційні градієнту величини середнього потоку через певний коефіцієнт пропорційності, який називається коефіцієнтом турбулентності. Використовувана модель передбачає вибір методів замикання системи диференціальних рівнянь, спрямованих на визначення вертикального розподілу коефіцієнта турбулентності, список яких наведено нижче:

– замикання нульового порядку, що передбачає використання профілю коефіцієнта турбулентності, побудованого за методом О'Брайена [19] і описаного наступним законом:

$$K_{\omega} = K_{\omega H} + \left(\frac{z-H}{H-h}\right)^2 (K_{\omega h} - K_{\omega H}) + \left(\frac{z-H}{H-h}\right)^2 (z-h) \left(\frac{\partial K_{\omega}}{\partial z} + \frac{2(K_{\omega h} - K_{\omega H})}{H-h}\right); \quad (1.7)$$

- замикання 1,5 порядку на основі застосування диференціального рівняння для кінетичної енергії турбулентності та співвідношень Колмогорова для коефіцієнта турбулентності:

$$\frac{\partial b}{\partial t} = -K_u \left(\left(\frac{\partial u}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^2 \right) + \lambda \alpha_T K_u \frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \varepsilon - \frac{\partial}{\partial z} \alpha_b K_b \frac{\partial b}{\partial z}, \quad (1.8)$$

$$K_u = K_b = l_u b^{\frac{1}{2}}, \quad (1.9)$$

$$\varepsilon = \frac{c_{\varepsilon} b^{\frac{3}{2}}}{l_u}, \quad (1.10)$$

$$l_u = \frac{\alpha z}{1 + \frac{\alpha z}{l_{\infty}}}, \quad (1.11)$$

де b - кінетична енергія турбулентності; $\alpha_T = \frac{K_\theta}{K_u}$ - коефіцієнт, який визначається за допомогою теорії поверхневого шару Моніна-Обухова; $\theta_v = \theta + 0,61 gq/\lambda$ - віртуальна потенціальна температура; K_b - коефіцієнт турбулентності для кінетичної енергії турбулентності; ε - розсіювання енергії турбулентності в теплову енергію; l_u - турбулентний шлях перемішування для швидкості вітру; α - постійна Кармана; $C_\varepsilon = 0,07$; $\alpha_b = 0,73$; $l_\infty = \alpha_l \frac{\int_0^H b \cdot z \cdot dz}{\int_0^H b \cdot dz}$ - асимптотичне значення l_u на великій відстані від Землі; $\alpha_l = 0,025$;

- замиканням другого порядку, заснованим на застосуванні диференціальних рівнянь для кінетичної енергії турбулентності, її розсіювання в тепло і співвідношень Колмогорова для коефіцієнта турбулентності:

$$\frac{1}{2b} \frac{\partial b^2}{\partial t} = K_u \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - K_\theta \alpha_\theta \lambda \left[\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v} \right] + \alpha_b \frac{\partial K_u}{\partial z} \frac{\partial b^2}{2b \partial z} - \varepsilon, \quad (1.12)$$

$$\frac{1}{2\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon^2}{\partial t} = \alpha_1 \frac{\varepsilon}{b} K_u \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - \alpha_4 \frac{\varepsilon^2}{\varepsilon b} \lambda K_\theta \left[\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v} \right] - \alpha_3 \frac{\varepsilon^2}{b} + \alpha_2 \frac{\partial K_u}{\partial z} \frac{\partial \varepsilon^2}{2\varepsilon \partial z}, \quad (1.13)$$

де $\alpha_1 = 1,38$; $\alpha_2 = 1,00$; $\alpha_3 = 1,40$; $\alpha_4 = 1,40$.

Слід зазначити, що для підвищення стійкості числової схеми замість диференційованої величини береться її квадрат, згідно з яким всі доданки, що містять похідні першого порядку в часі або просторі, замінюються наступними співвідношеннями:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial \eta} = \frac{1}{2\varphi} \frac{\partial \varphi^2}{\partial \eta},$$

де $\varphi = \{b, \varepsilon\}$, $\eta = \{t, z\}$

Тоді коефіцієнт турбулентності буде розраховуватися за формулою

$$K_u = \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon}, \quad (1.14)$$

де $\alpha_\varepsilon = 0,08$.

Застосування останніх двох методів зміни системи рівнянь гідротермодинаміки призводить до прийнятних результатів розрахунків при наявності нестійких і нейтральних прикордонних шарів, але при наявності сильної стійкості може призвести до значних похибок. Згідно з роботою Зілітінкевича [20], одним із замикаючих параметрів системи рівнянь (1.1-1.6) виступає кінетична енергія вертикальних флуктуацій швидкості, яка використовується замість традиційної кінетичної енергії поздовжніх і поперечних коливань швидкості:

$$b_z = l_z^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \frac{2C_k C_r \psi_3 \psi_\tau}{3(1+C_r)} \times \left[1 - \left(\frac{3}{C_r \psi_3} + 1 \right) Ri_f \right], \quad (1.15)$$

де $l_z = z \left(1 - \frac{Ri_f}{Ri_f^\infty} \right)^{\frac{4}{3}}$ - шкала вертикальних турбулентних довжин; $Ri_f = 1,25 Ri \frac{(1+36Ri)^{1,7}}{(1+19Ri)^{2,7}}$ - турбулентне число Річардсона; $Ri = \frac{\lambda \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{(h-h_2)_m}}{\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)_{(h-z_0)_m}^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)_{(h-z_0)_m}^2 \right]}$ і $Ri_f^\infty = 0,2$; $C_k = 1,08$; $C_F = 0,285$ – безрозмірні константи; $C_r = 3$ – безрозмірний емпіричний коефіцієнт, введений для обліку різниці між часовими шкалами в'язкого розсіювання і загасання турбулентності виштовхуючими силами; $C_\theta = 0,3$ є емпіричною безрозмірною константою, яка прагне до $2/3$ при тепловій ізотропії і прагне до нуля при повній тепловій анізотропії; $\psi_3 = 1 + C_3 Ri_f$ – безрозмірний емпіричний коефіцієнт; $C_3 = -2,25$; $\psi_\tau = C_{\tau 1} + C_{\tau 2} Ri_f$ – безрозмірний, обмежений коефіцієнт, монотонно залежний від статичної стійкості; $C_{\tau 1} = 0,228$ і $C_{\tau 2} = -0,208$ – безрозмірні константи; b_z є вертикальною складовою кінетичної енергії турбулентності.

В результаті для визначення коефіцієнтів турбулентності використовуються наступні коефіцієнти, отримані з моделі замикання високого порядку [20]:

$$K_u = 2\psi_\tau l_z \sqrt{b_z}, \quad (1.16)$$

$$K_\theta = \frac{2C_F l_z \sqrt{b_z}}{\left(1 + \frac{2C_\theta C_F C_K l_z^2 \lambda \frac{\partial \theta}{\partial z}}{b_z}\right)}. \quad (1.17)$$

Вибір методу параметризації окремо для нестійких і стійких граничних шарів визначається значенням числа Річардсона в поверхневому шарі, так як інтенсивність турбулентності в ГША визначається в основному вертикальними відмінностями метеорологічних величин в шарі в кілька десятків метрів. Коли передбачається наявність стійкого граничного шару і $Ri > 0,15$ використовується метод замикання (1.15-1.17), при $Ri < 0,15$ нейтральних і нестійких граничних шарах застосовують методи (1.8-1.11) або (1.12-1.14).

Важливо відзначити, що в разі, коли на попередньому кроці в часі турбулентність була параметризована за допомогою підходу (1.15-1.17), то для переходу в кінетичну енергію поздовжньої і поперечної складових коливань швидкостей з вертикальної складової кінетичної енергії турбулентності використовувалося співвідношення анізотропії з нейтральною стратифікацією:

$$A_z = \frac{b_z}{b} = 0,25 \quad \Rightarrow \quad b = \frac{b_z}{0,25}. \quad (1.18)$$

1.1.2 Параметризація шару постійних потоків

Шар сталих потоків, $0 < z < h$, визначається як постійний по товщині і поширюється на висоту 50 м.

$$\frac{\partial}{\partial z} K_\omega \frac{\partial \omega}{\partial z} \cong 0 \quad \Rightarrow \quad K_\omega \frac{\partial \omega}{\partial z} \cong const \quad (1.19)$$

Для вирішення завдання поверхневого або приводного шару атмосфери використовувалися відомі положення теорії подібності Моніна-Обухова [21]. В

результаті співвідношення для значень потоку складуть:

$$\begin{aligned}
 K_u \frac{\partial u}{\partial z} &= -C_u^2 V_h u_h, \quad K_v \frac{\partial v}{\partial z} = -C_u^2 V_h v_h \\
 K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} &= -C_u C_\theta V_h (\theta_h - \theta_{z_0}), \\
 \alpha_H K_q \frac{\partial q}{\partial z} &= -C_u C_\theta V_h \alpha_H (q_h - q_{z_0}), \quad (1.20)
 \end{aligned}$$

де $C_\omega = \frac{\omega}{f_\omega(\zeta, \zeta_\omega)}$ — інтегральні коефіцієнти переносу, які були розраховані за допомогою універсальних функцій Буссінгера-Даера, $f_\omega(\zeta, \zeta_\omega)$, для швидкості вітру і температури повітря в залежності від характеру температурної стратифікації [22]; $\alpha_H = \frac{(q_{z_0} - q_h)}{(q_{sat} - q_h)}$ - параметр Холстеда, який над поверхнею суші приймає значення $0 \leq \alpha_H \leq 1$, а над морем завжди дорівнює одиниці; z_0 - параметр шорсткості, рівний 0,1 над сушею, а над морем розраховується за формулою інтерполяції Зілітінкевича [23]

$$z_0 = 0.111 \frac{v}{u_*} + 0.0144 \frac{u_*^2}{g}, \quad (1.21)$$

де v - кінематичний коефіцієнт молекулярної в'язкості; u_* — динамічна швидкість.

При нестійкій стратифікації універсальні функції були знайдені за допомогою методу [24]. Тут вводиться припущення, що універсальні функції профілів температури і вологості схожі.

1.1.3 Параметризація кількості хмарності і радіаційних потоків в області розрахунку

Модель передбачає визначення оцінки хмарності нижнього ярусу та використання фактичного показника хмарності середнього та верхнього ярусів.

Отримана оцінка хмарного покриття отримується шляхом вибору максимуму з наступних:

$$N_{0p} = \max(N_{Lp}, N_{MU\phi}) = \max(N_{Lp}, N_{0\phi} - N_{L\phi}),$$

де N_{0p} , N_{Lp} - розрахункові значення точок повної хмарності і хмарності нижнього ярусу відповідно; $N_{MU\phi} = N_{0\phi} - N_{L\phi}$ — фактичний показник хмарного покриття середнього та верхнього рівнів у результаті різниці між фактичною загальною оцінкою хмарного покриття, $N_{0\phi}$, та оцінкою нижнього рівня, $N_{L\phi}$.

Таким чином, для отримання необхідного показника повної хмарності необхідно визначити оцінку хмарності нижнього ярусу, для чого використовується метод Смагорінського [25], який заснований на визначенні інтегрального значення відносної вологості, усередненого по шару, \mathfrak{R}_{cp} :

$$\mathfrak{R}_{cp} = \frac{1}{N} \int_0^H f dz,$$

де f - відносна вологість в частках одиниці; N – кількість рівнів обчислення в шарі $0 < z < H$.

То

$$N_{Lp} = 10(1,73\mathfrak{R}_{cp} - 0,43) \quad \text{при } \mathfrak{R}_{cp} \geq 0,25,$$

$$N_{Lp} = 0 \quad \text{при } \mathfrak{R}_{cp} < 0,25.$$

Параметризація потоків короткохвильового випромінювання проводилася за допомогою методу [26], який заснований на знаходженні функції пропускання, D_s , в залежності від оптичної маси $M - m_i$, в шарі від верхньої межі обчислювальної області до поточного розрахункового рівня, i , (формула Мейлера-Кастрова)

$$D_s(m_i) = 1 - 0,09 \left(\frac{M - m_i}{\sin h_{\oplus}} \right)^{0,303}, \quad (1.22)$$

де $\sin h_{\oplus} = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cos \left(\frac{\pi}{12} (t_{\delta} - 12) \right)$ - синус висоти Сонця;
 h_{\oplus} – висота Сонця; δ – небесне схилення; t_{δ} – час доби. Слід зазначити, що M являє собою оптичну поглинаючу масу, яка поширюється на всю тропосферу і визначається значеннями температури і вологості як в граничному шарі, так і у вільній атмосфері.

Таким чином, потік сонячної радіації S буде визначатися наступним чином:

$$S(m_i) = S_0 D_s(m_i) \sin h_{\oplus}, \quad (1.23)$$

де S_0 - сонячна стала. Поблизу підстильної поверхні потік сонячної радіації буде дорівнює:

$$S(m_1) = S_0 D_s(m_1) \sin h_{\oplus} f(N_{op}, N_{lp}), \quad (1.24)$$

$$\text{def}(N_{op}, N_{lp}) = 1 - 0.08 * N_{lp} - 0.05(N_{op} - N_{lp}).$$

Загальна оптична маса і оптична маса від земної поверхні до певного рівня в GSA розраховувалися наступним чином

$$M = \int_{i=1}^{i=N+D} \rho_i q_i dz; , m_i = \int_{i=1}^{i=d} \rho_i q_i dz \quad (1.25)$$

де d - номер вертикального рівня в межах граничного шару; N і D - кількість рівнів в ГША і вище ГША відповідно. За верхню межу обчислювальної області була прийнята висота 16 км.

Для параметризації потоків довгохвильового випромінювання використовується метод [27], який передбачає інтегрування рівнянь перенесення довгохвильового випромінювання по всій тропосфері і отримання значень ефективного випромінювання поблизу підстильної поверхні як різниці випромінювання поверхні і атмосфери. За даними [27] при низькій хмарності

внесок вікна 8-13 мкм в радіаційне охолодження становить 90-95%. У зв'язку з цим при побудові моделі низької хмарності або туманів досить виділити дві області в спектрі:

- 1) вікно 8-13 мкм;
- 2) інша частина спектра за вікном, яка розглядається як єдине вікно.

При цьому мається на увазі, що область першого вікна займає 27% всієї області спектра довгохвильового випромінювання. Хмарний покрив враховується при розрахунку передавальних функцій, тому поява рівнянь для визначення потоків не змінюється. Більш того, для отримання потоків у всьому діапазоні спектра спочатку розраховується частка випромінювання в іншій частині спектра за вікном, а потім сумарні висхідні і низхідні потоки довгохвильового випромінювання.

Область рішення ділиться на два підшари: вільна атмосфера і граничний шар атмосфери з кроком $\Delta z = 50$ м. Розрахунки у вільній атмосфері пов'язані з необхідністю знаходження значення низхідних потоків довгохвильового випромінювання на верхній межі ГША. Інтегральний за висотою нисхідний потік довгохвильового випромінювання у вільній атмосфері буде визначатися за такою формулою:

$$F_i^{\downarrow} = \sum_{i=2}^{N_{BA}} p_1 [\sigma T_{i-1}^4 + \ln Q_i (\sigma T_{i-1}^4 - \sigma T_i^4)],$$

де N_{BA} - кількість рівнів у вільній атмосфері; $p_1 = 0,27$ – площа вікна; $i = \{2,3, \dots, N_{BA}\}$ – номер вертикального рівня, а нумерація починається від верхньої межі вільної атмосфери (16 км) до верхньої межі прикордонного шару (2,5 км); $\ln Q_i = -1,66\alpha_v m_i \Rightarrow Q_i = e^{-1,66\alpha_v m_i}$ – функція пропускання для заданого вікна в поточному підшарі у вільній атмосфері; $\alpha_v = 0,1 \text{ см}^2/\text{г}$ - середній коефіцієнт поглинання водяної пари по центру вікна; $m_i = \sum_{i=2}^{N_{BA}} \rho_{vi} (z_{i-1} - z_i)$ – ефективне поглинання маси водяної пари на поточному рівні у вільній атмосфері; $\rho_{vi} = q_i \rho_i$ – щільність водяної пари на поточному рівні; ρ_i – щільність повітря на поточному рівні; а T_i, q_i - абсолютна температура повітря і масова частка водяної

пари відповідно.

У граничному шарі атмосфери просторова сітка для знаходження потоку довгохвильового випромінювання має більш високу роздільну здатність, тобто шар повітря 50 м (батьківський підшар) ділиться ще на п'ять шарів (дочірніх підшарів). Нарешті виходить, що просторовий крок дорівнює 10 м, але значення потоків будуть тільки на сітці з кроком 50 м. Таким чином, інтегрування здійснюється для кожного з батьківських підшарів окремо. Інтегральний низхідний потік довгохвильового випромінювання в граничному шарі визначається наступним чином:

$$\begin{aligned}
 F_i^\downarrow &= \sum_{i=N_{ПС}}^1 \sum_{z_1=z_i}^{z_{i-1}} F_{i,z_1}^\downarrow - D_{i,z_1} (F_{i,z_1}^\downarrow - B_{i,z_1}), \\
 D_{i,z_1} &= \ln Q_i + \frac{z_1 - z_i}{z_{i-1} - z_i} (\ln Q_{i-1} - \ln Q_i) = \\
 &= 1,66\alpha_v \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i-1} q_{i-1} \Delta z}{2} + \frac{z_1 - z_i}{z_{i-1} - z_i} 1,66\alpha_v \times \\
 &\quad \times \left(\frac{\rho_{i-1} q_{i-1} \Delta z + \rho_{i-2} q_{i-2} \Delta z}{2} - \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i-1} q_{i-1} \Delta z}{2} \right), \\
 B_{i,z_1} &= p_1 \sigma T_i^4 + \frac{z_1 - z_i}{z_{i-1} - z_i} (p_1 \sigma T_{i-1}^4 - p_1 \sigma T_i^4),
 \end{aligned}$$

де F_{i,z_1}^\downarrow - низхідний потік довгохвильового випромінювання при $i + \Delta z_1$; $\Delta z_1 = 10$ м; D_{i,z_1} - функція пропускання на рівні $i + \Delta z_1$; B_{i,z_1} - випромінювання самого рівня $i + \Delta z_1$ як абсолютно чорного тіла.

Висхідний потік довгохвильового випромінювання розраховується на тій же просторовій сітці з високим розділенням, тільки розрахунок ведеться знизу вгору:

$$\begin{aligned}
 F_i^\uparrow &= \sum_{i=1}^{N_{ПС}} \sum_{z_1=z_i}^{z_{i+1}} F_{i,z_1}^\uparrow + D_{i,z_1} (B_{i,z_1} - F_{i,z_1}^\uparrow), \\
 D_{i,z_1} &= \ln \mathcal{R}_i + \frac{z_1 - z_i}{z_{i+1} - z_i} (\ln Q_{i+1} - \ln Q_i) = \\
 &= 1,66\alpha_v \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i+1} q_{i+1} \Delta z}{2} + \frac{z_1 - z_i}{z_{i+1} - z_i} 1,66\alpha_v \times \\
 &\quad \times \left(\frac{\rho_{i+1} q_{i+1} \Delta z + \rho_{i+2} q_{i+2} \Delta z}{2} - \frac{\rho_i q_i \Delta z + \rho_{i+1} q_{i+1} \Delta z}{2} \right),
 \end{aligned}$$

$$B_{i,z_1} = p_1 \sigma T_i^4 + \frac{z_1 - z_i}{z_{i+1} - z_i} (p_1 \sigma T_{i+1}^4 - p_1 \sigma T_i^4).$$

Частинка, що описує довгохвильове випромінювання за вікном, визначається наступним чином

$$\Delta F_i = B_i \frac{1-p_1}{p_1} = 2.7 B_i,$$

де $B_i = p_1 \sigma T_i^4$ - випромінювання абсолютно чорного тіла в районі вікна.

В результаті маємо:

$$F_i^\uparrow = F_i^\uparrow + \Delta F_i, \quad (1.26)$$

$$F_i^\downarrow = F_i^\downarrow + \Delta F_i, \quad (1.27)$$

$$F_{efi} = F_i^\downarrow - F_i^\uparrow, \quad (1.28)$$

де F_{efi} - ефективне випромінювання на i -му рівні.

1.1.4 Параметризація фазових переходів вологи, сухої конвекції та випадання дощу

Перед параметризацією фазових переходів води в атмосфері виконується процедура сухого конвективного пристосування, яка модифікує профіль потенційної температури таким чином, щоб уникнути шарів з нестійкою стратифікацією, яка завжди використовується в узгоджених апроксимаціях по вертикалі, що є необхідним і достатнім для виключення уявних фазових швидкостей [28]. Ось алгоритм того, про що говорилося вище:

1. Визначення потенційних температурних різниць шарів між двома сусідніми вертикальними рівнями:

$$\Delta\theta_i = \theta_i - \theta_{i-1},$$

де $i = \{1, 2, 3, \dots, N\}$ - номер вертикального рівня.

2. Пошук шарів нестійкості. Перевіряється знак величини $\Delta\theta_i$ та фіксується рівень, де температура припиняє падати з висотою. При наявності шару нестійкості за номер рівня приймається нижня межа, починаючи з якого $\Delta\theta_i < 0$ (позначимо його через $z_{неуст0}$), а за верхню межу номер рівня, починаючи з якого $\Delta\theta_i > 0$ (позначимо його через $z_{неустh}$). Якщо рівень, де температура починає підвищуватися з висотою, перевищує верхній розрахунковий рівень, то в якості номера верхнього розрахункового рівня, $z_{неустh}$, береться N . Якщо шарів нестійкості немає, то параметризація сухої конвекції не виконується.

3. Визначення сум потенційних температур в нестійкому шарі

$$\sum_{i=z_{неуст0}}^{z_{неустh}} \theta_i = \theta_{z_{неуст0}} + \theta_1 + \theta_2 + \dots + \theta_{z_{неустh}}.$$

4. Визначення середньої потенціальної температури, $\bar{\theta}$, всього нестійкого шару

$$\bar{\theta} = \frac{\sum_{i=z_{неуст0}}^{z_{неустh}} \theta_i}{z_{неуст0} - z_{неустh} + 1}.$$

5. Присвоєння в якості температури на кожному рівні нестійкого шару знайденої середньої температури шару ($\bar{\theta}$).

6. Визначення нових меж нестійкого шару:

6.1. Якщо число нижньої межі нестійкого шару не дорівнює 1, то $z_{неуст01} = z_{неуст0} - 1$, що є новою нижньою межею нестійкого шару.

6.2. Якщо номер верхньої межі не дорівнює номеру верхнього розрахункового рівня, то $z_{неустh1} = z_{неустh} + 1$ це нова верхня межа нестійкого шару. В результаті ми як би розширюємо цей шар вгору і вниз на один вертикальний крок.

7. Якщо середня температура нестійкого шару більше або дорівнює температурі на новій нижній межі і менше або дорівнює температурі на новій верхній межі, процедура з пункту 1 до поточного пункту повторюється.

8. Якщо $\bar{\theta}$ буде меншою температури на новій нижній межі нестійкого шару, то в якості $Z_{неуст0}$ беремо $Z_{неуст01}$, а в якості $Z_{неустh}$ — $Z_{неустh1}$.

9. Повторення процедури з пункту 3 до поточного пункту.

Після модифікації профілю потенційної температури відповідно змінюються атмосферний тиск, P_i , і профіль щільності повітря, ρ_i :

$$P_i = 1000 \left(\left(\frac{P_0}{1000} \right)^a + \Delta P_i \right)^{\frac{1}{a}},$$

$$\rho_i = \frac{P_i}{RT_i},$$

де P_0 - атмосферний тиск на підстильній поверхні; $a = 0,29$; $\Delta P_i = -\gamma_a \int_{z=z_0}^{z=z_i} \left(\frac{\bar{\theta}_{\Delta z_i}}{\theta_{z_{i-1}} \theta_{z_i}} \right) dz$ — корекція тиску після модифікації профілю потенціальної температури; R — питома газова постійна сухого повітря; $T_i = \theta_i \left(\frac{P_i}{1000} \right)^a$ — абсолютна температура повітря.

Оскільки динаміка рідинно-крапельної вологи не розглядається, вважається, що вся конденсована волога йде в атмосферні опади. Передбачається, що джерело прихованого тепла утворюється при конденсації водяної пари при впорядкованих вертикальних рухах або конвекції, і починається вона за умови $q > q_{max}$. Алгоритм розрахунку повністю відповідає тому, що заявлено в [29]. Відповідно до останньої окремо розглядаються фазові перетворення при утворенні шаруватих і конвективних хмар. Нижче наведено докладний опис алгоритму фазових перетворень при формуванні шаруватих хмар:

1. Визначення на кожному рівні відносної вологості в частках одиниці, f_i :

$$f_i = \frac{q_i}{q_{max i}},$$

де q_{max} - масова частка водяної пари при насиченні.

2. Передбачається, що якщо поточна вологість перевищує вологість насичення, то залишок йде в опади. Для подальшого обліку послаблення довгохвильових потоків випромінювання додатковою вологістю у вигляді крапель знаходять інтегральні значення надлишкової кількості масової частки водяної пари Q_{cz} в шарах від рівня підстильної поверхні до рівнів перенасичення:

$$Q_{cz} = \int_{z=z_0}^{z=z_i} (q_z - q_{max z}) dz. \quad (1.29)$$

Для визначення кількості опадів знаходять інтегральне значення кількості надлишкової вологи, Q_c , по всьому шарі ГША і представляється в мм

$$Q_{cH} = \int_{z=z_0}^{z=H} (q_z - q_{max z}) dz. \quad (1.30)$$

3. На рівнях, де відзначається перенасичення, значення масової частки водяної пари приймаються рівними їх значенням насичення.

При наявності конвективних хмар алгоритм параметризації фазових перетворень вологи дещо складніший:

1. Визначення критичних значень відносної вологості, f_{cr} , і вертикального градієнта абсолютної температури, γ_{cr} , при яких можливий розвиток потужних конвективних рухів з подальшою інтенсивною конденсацією водяної пари в результаті охолодження:

$$f_{cr} = 1 - \frac{(\gamma_a - \gamma_{vai}) f_{i-1} \Delta z}{\frac{3}{c_p} q_{i-1}},$$

$$\gamma_{cr} = \frac{(\gamma_a (1 - f_{i-1}) + 0,5(\gamma_{ba(i-1)} + \gamma_{ba(i)})) (f_{i-1} - f_{cr})}{1 - f_{cr}}$$

де $\gamma_a = \frac{g}{c_p}$ - сухоадіабатичний градієнт; $\gamma_{vai} = R_{3i} \gamma_a$ - градієнт температури з

урахуванням вологості; $R_{3i} = \frac{1}{\left(1 + \frac{8R_{1i}R_{2i}}{7}\right)}$; якщо $4,62 \cdot 10^{-3}T_i q_i \neq 0$, $R_{3i} = 1$; якщо

$$4,62 \cdot 10^{-3}T_i q_i = 0, \quad R_{1i} = 1 - \frac{2716,2}{T_i} + \left(\frac{2716,2}{T_i}\right)^2; \quad R_{2i} = \frac{1}{\left(-1 + \frac{1}{4,62 \cdot 10^{-3}T_i q_i}\right)}; \quad \Im -$$

прихована теплота пароутворення; c_p – питома теплоємність при сталому тиску.

2. Визначення абсолютного градієнта температури в шарі від $i - 1$ до i ,

$$\frac{\partial T}{\partial z} \text{ (}^\circ\text{C/м):}$$

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{T_i - T_{i-1}}{\Delta z}.$$

3. Порівняння значень градієнта потенційної температури і відносної вологості на поточному рівні з їх критичними значеннями. Якщо $\frac{\partial T}{\partial z} > \gamma_{cr}$ або $f_{i-1} > f_{cr}$, тобто якщо виявлені умови існування конвективних рухів або підвищеної вологості, то розраховується наступне:

3.1 Середня температура в шарі від $i - 1$ до i :

$$\bar{T}_i = 0,5(T_i + T_{i-1});$$

3.2 Середній вміст води в шарі від $i - 1$ до i :

$$\bar{q}_i = 0,5(q_i + q_{i-1});$$

3.3 Виконуються ітераційні обчислення, які зупиняються, коли кількість ітерацій перевищує 7:

– розрахунок максимальних значень масової частки водяної пари на межах поточного шару, $q(\bar{T}_i, P_i)_{max}$ і $q(\bar{T}_i + \gamma_{cr}\Delta z, P_{i-1})_{max}$. В якості температури повітря на верхній межі шару перенасичення береться величина \bar{T}_i ;

– розрахунок середньої температури на нижній межі шару перенасичення, $\bar{T}_{i-1} = \bar{T}_i + \gamma_{cr}\Delta z$:

$$\bar{T}_{i-1} = \left(\bar{T}_i + \frac{\gamma_{cr} \Delta z}{2} \right) + \frac{\mathfrak{S}}{c_p} \left(\bar{q}_i - \frac{f_{cr}}{2} \left(q(\bar{T}_i, P_i) (\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1})_{max_{max}} \right) \right)$$

Другий член останнього виразу відображає додаткове або збиткове тепло через фазові переходи. . Если среднее по слою значение максимальной доли водяного пара с учетом критической относительной влажности больше, чем среднее по слою текущее значение массовой доли водяного пара, то второе слагаемое оказывается отрицательным, и, как следствие, температура понижается.

Якщо середнє значення по шару максимальної частки водяної пари з урахуванням критичної відносної вологості більше середнього по шару поточного значення масової частки водяної пари, то другий член виявляється від'ємним, і, як наслідок, температура знижується.

– визначення нового значення середньої температури на верхній межі шару перенасичення в результаті зваженої оцінки між середніми температурами на границях:

$$\bar{T}_i = 0,7\bar{T}_i + 0,3\bar{T}_{i-1};$$

3.4 Кількість крапельної рідини, в шарі від рівня підстильної поверхні до поточного рівня: Q_{KZ}

$$Q_{KZ} = \int_{z=z_0}^{z=z_i} \left\{ 2\bar{q}_{z_i} - f_{cr} \left[q_{max_{z_i}}(\bar{T}_i, P_i) + q_{max_{z_{i-1}}}(\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1}) \right] \right\} dz; \quad (1.31)$$

4. Визначення загальної кількості опадів у всьому ГША:

$$Q_{KH} = \int_{z=z_0}^{z=H} \left\{ 2\bar{q}_{z_i} - f_{cr} \left[q_{max_{z_i}}(\bar{T}_i, P_i) + q_{max_{z_{i-1}}}(\bar{T}_i + \gamma_{cr} \Delta z, P_{i-1}) \right] \right\} dz. \quad (1.32)$$

В результаті дії фазових переходів води в атмосфері температура і тиск зазнають відповідних змін, тому в наведеній параметризації використовується узгодження профілів температури і вологості, як це робиться в [30].

1.1.5 Параметризація протиградієнтного перенесення при наявності нейтральних або слабостійких граничних шарів

В рамках моделі враховується протиградієнтне перенесення, що дозволяє забезпечити додатний тепловий потік з нейтральними або слабостійкими стратифікаціями, наявність яких підтверджено безліччю експериментальних даних і які неможливо відтворити моделями, замкнутими за допомогою К-теорії турбулентності. Це призвело до того, що відому гіпотезу Буссінеска [18] довелося узагальнити, ввівши певний додатковий доданок спочатку тільки в рівнянні припливу тепла [31], а пізніше й в рівняння руху і перенесення вологи [32] отримані з моделі високого порядку замикання

$$w'\omega' = -K_\omega \left(\frac{\partial \omega}{\partial z} - \gamma_\omega \right). \quad (1.33)$$

Автором [32] запропоновано параметризувати протиградієнтне перенесення для складових швидкості вітру, температури і вологості в залежності не тільки від фонових перепадів останніх значень, але і від характеристик турбулентності:

$$\gamma_{\{\theta,q\}} = - \left(\frac{\partial \{\theta,q\}}{\partial z} \right)_H a_\theta, \quad (1.34)$$

$$\gamma_{\{u,v\}} = - \left(\frac{\partial \{u,v\}}{\partial z} \right)_H a_V, \quad (1.35)$$

де індекс "H" означає, що градієнти відповідних значень приймаються на верхній межі граничного шару.

Тут

$$a_{\theta} = \frac{\lambda\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_H}{\lambda\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_H + c_0\frac{b}{l^2}}, \quad a_V = \frac{\lambda\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_H\left(\lambda\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_H + c_2\frac{b}{l^2}\right)}{\left(\lambda\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_H + c_0\frac{b}{l^2}\right)\left(\lambda\left(\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)_H + c_1\frac{b}{l^2}\right)},$$

де c_0, c_1, c_2 — константи.

1.2 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ ПОВЕРХНЕВОГО ШАРУ ГРУНТУ

Для визначення температури на еталонних глибинах ґрунту скористаємося рівнянням теплопровідності ґрунту

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} K_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s}, \quad (1.36)$$

де T_s - температура ґрунту; z_s - вертикальна вісь, спрямована вглиб ґрунту; K_s - коефіцієнт теплопровідності ґрунту.

Залежність K_s від глибини (z_s) враховується через наступні співвідношення:

$$\begin{aligned} K_{sz_{sk}} &= K_{sg}, \text{ при } z_{sk} = \{0 \dots 1.5\} \text{ см}; \\ K_{sz_{sk}} &= K_{sz_{sk-1}} + \frac{|K_{s2} - K_{sg}|}{d_{s1}} (z_{sk+1} - z_{sk}), \text{ при } z_{sk} = \{3 \dots 10\} \text{ см}; \\ K_{sz_{sk}} &= K_{s2}, \text{ при } z_{sk} > 10 \text{ см}, \end{aligned}$$

де k - число рівнів за глибиною; $K_{sg} = \frac{\lambda_{sg}}{\rho_{sg} C_s} = \frac{0.001 + w_g^{1/3}}{0.27 + w_g}$; λ_{sg} - коефіцієнт теплопровідності при об'ємній вологості (w_g) в шарі ($d_{s1} = 10$ см) добових коливань вологості; ρ_{sg} - щільність ґрунту при вологості w_g ; C_s - об'ємна теплоємність; $K_{s2} = \frac{\lambda_{s2}}{\rho_{s2} C_s} = \frac{0.001 + w_2^{1/3}}{0.27 + w_2}$; λ_{s2} - коефіцієнт теплопровідності при

об'ємній вологості (w_2) в шарі ($d_{s2} = 50$ см) сезонних коливань вологості; ρ_{s2} – щільність ґрунту при вологості w_2 . Співвідношення залежності коефіцієнтів теплової дифузії від вологості ґрунту записане згідно [33].

Для визначення вологості ґрунту використовується рівняння водного балансу для добового шару, d_{s1} , а для шару сезонних, d_{s2} , коливань вологи:

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = -C_1 \frac{E_0 - P}{\rho_w d_{s1}} - C_2 \frac{w_g - w_2}{D}, 0 \leq w_g \leq w_{max}, \quad (1.37)$$

$$\frac{\partial w_2}{\partial t} = -\frac{E_0 - P}{\rho_w d_{s2}}, 0 \leq w_2 \leq w_{max}, \quad (1.38)$$

де

$$C_1 = \begin{cases} 0.5, & \text{при } \frac{w_g}{w_{max}} \geq 0.7 \\ 14 - 22.5 \left(\frac{w_g}{w_{max}} - 0.15 \right), & \text{при } 0.5 < \frac{w_g}{w_{max}} < 0.75; \\ 14, & \text{при } \frac{w_g}{w_{max}} \leq 0.15. \end{cases}$$

$w_{max} = 1.33w_{sat}$; w_{sat} – вологість насичення; E_0 – стік вологи по поверхні ґрунту; P – опади; ρ_w – щільність води; $C_2 = 0.9$; $D = 86400$ с - тривалість дня в секундах.

Коефіцієнти C_1 і C_2 враховують різний внесок процесів вологообміну з атмосферою і глибинними шарами ґрунту при зміні вологості поверхневого шару. За знайденими значеннями об'ємної вологості ґрунту в поверхневому шарі визначається значення параметра Халстеда

$$\alpha_H = \min \left(1, \frac{w_g}{w_{sat}} \right). \quad (1.39)$$

Цей параметр використовується для визначення вологості на рівні підстильної поверхні.

1.3 МАТЕМАТИЧНА ПОСТАНОВКА ЗАДАЧІ ДІЯЛЬНОГО ШАРУ МОРЯ

Варто відзначити, що для морського середовища диференціальна система рівнянь є одновимірною, і розрахунок відповідних значень проводиться в залежності від тих термодинамічних процесів, які відбуваються в певній точці глибини. При такій постановці завдання в першому наближенні не враховуються процеси шельфової зони моря, що планується зробити пізніше. Передбачається, що якщо точка знаходиться над морем, то її глибина становить 50 м, що є завищеною величиною в порівнянні з фактичним просторовим розподілом глибин в даному регіоні.

Термодинамічні процеси, що відбуваються у воді, описуються наступними рівняннями (1.40-1.42):

$$\frac{\partial u_w}{\partial t_w} - f v_w = \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial u_w}{\partial z_w}, \quad (1.40)$$

$$\frac{\partial v_w}{\partial t_w} + f u_w = \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial v_w}{\partial z_w}, \quad (1.41)$$

$$c_w \rho_w \frac{\partial T_w}{\partial t_w} = c_w \rho_w \frac{\partial}{\partial z_w} (k_w + k_v) \frac{\partial T_w}{\partial z_w} - \frac{\partial Q_{PR}}{\partial z_w}, \quad (1.42)$$

де t_w, z_w - час і глибина; u_w, v_w - горизонтальні складові потоку; k_w, k_v - коефіцієнт турбулентності у воді і коефіцієнт молекулярної в'язкості води; c_w - питома теплоємність води; ρ_0, ρ_w - щільність приводного шару повітря і води відповідно; T_w - температура води; $Q_{PR} = 0,4 Fi_0 \exp(-\beta_Q z_w)$ - потік поглиненого короткохвильового випромінювання під поверхнею моря; Fi_0 - приповерхневий потік короткохвильового сонячного випромінювання; $\beta_Q = 0,75 \text{ м}^{-1}$, який визначає кількість тепла, що поглинається водою.

Замикаючими рівняннями є рівняння рівноваги кінетичної енергії

турбулентності, b_w , і її дисипації в тепло, ε_w , а також відношення Колмогорова для коефіцієнта турбулентності:

$$\frac{\partial b_w}{\partial t} = k_w \left[\left(\frac{\partial u_w}{\partial z_w} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_w}{\partial z_w} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z_w} k_w \frac{\partial b_w}{\partial z_w} - \varepsilon_w + g\alpha k_w \frac{\partial T_w}{\partial z_w} \quad (1.43)$$

$$\frac{\partial \varepsilon_w}{\partial t_w} = c_{1\varepsilon} \frac{\varepsilon_w}{b_w} k_w \left[\left(\frac{\partial u_w}{\partial z_w} \right)^2 + \left(\frac{\partial v_w}{\partial z_w} \right)^2 \right] + \frac{\partial}{\partial z_w} \frac{k_w}{\sigma_\varepsilon} \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial z_w} - c_{2\varepsilon} \frac{\varepsilon_w^2}{b_w} + c_{3\varepsilon} \frac{\varepsilon_w}{b_w} g\alpha k_w \frac{\partial T_w}{\partial z_w}, \quad (1.44)$$

$$k_w = c_\mu \frac{b_w^2}{\varepsilon_w}, \quad (1.45)$$

де α - коефіцієнт теплового розширення води; $c_{1\varepsilon}$, $c_{2\varepsilon}$, $c_{3\varepsilon}$, c_μ , σ_ε дорівнюють 1,38; 1,40; 1,40; 1; 0,08 відповідно.

1.4 ПОЧАТКОВІ ТА ГРАНИЧНІ УМОВИ

В якості вихідних умов для метеорологічних значень, включаючи фонову температуру повітря, використовувалися фактичні профілі останнього, зняті з точки над поверхнею суші, отримані в результаті радіозондування 12 травня 1992 року над станцією Одеса-Обсерваторія:

$t=0$:

– у шарі $z \geq h$:

$$u^0(x, y, z) = u_\phi(z), \quad v^0(x, y, z) = v_\phi(z)$$

$$T^0(x, y, z) = T_\phi(z), \quad \vartheta^0(x, y, z) = 0,$$

$$q^0(x, y, z) = q_{\phi z_0} \cdot 10^{-0.0947z_k - 0.0138z_k^2}, \quad w^0(x, y, z) = 0,$$

$$K_{\omega}^0(x, y, z) = K_{\omega H}(x, y, z) + \left(\frac{z-H}{H-h}\right)^2 \left(K_{\omega h}(x, y, z) - K_{\omega H}(x, y, z) + \right. \\ \left. + (z-h) \left(\frac{\partial K_{\omega}(x, y, z)}{\partial z} + \frac{2(K_{\omega h}(x, y, z) - K_{\omega H}(x, y, z))}{H-h} \right) \right),$$

$$b^0(x, y, z) = \alpha_b \left(\frac{K_u^0(x, y, z)}{l_u^0(x, y, z)} \right)^2, \quad l_u^0(x, y, z) = \frac{\alpha z}{1 + \frac{\alpha z}{l_{\infty}}},$$

$$\varepsilon^0(x, y, z) = \alpha_{\varepsilon} \frac{(b^0(x, y, z))^2}{K_u^0(x, y, z)}, \quad (1.46)$$

де індекси "0" і "φ" означають значення метеорологічних величин в даний момент часу $t = 0$ і значення за фактом відповідно; $z_k = z \cdot 10^{-3}$. Відновлення профілю масової частки водяної пари здійснюється за емпіричною формулою Хргіана.

– на рівні $z = z_0$:

над сушею:

$$u_{z_0}(x, y) = 0, \quad v_{z_0}(x, y) = 0, \quad T_{z_0}(x, y) = T_{\phi z_0},$$

$$q_{z_0}(x, y) = \alpha_H q_{\phi z_0}; \quad (1.47)$$

над морем:

$$u_{z_0}(x, y) = u_{\phi p}, \quad v_{z_0}(x, y) = v_{\phi p}, \quad T_{z_0}(x, y) = T_{\phi z_0} - 1, \\ q_{z_0}(x, y) = q_{\max z_0}(T_{\phi z_0}, P_{\phi z_0}); \quad (1.48)$$

– в поверхневому шарі ґрунту, $z_s > z_0$:

$$T_{sz_{si}}(x, y, z_{si}) = T_{sz_{si-1}} - (5 \cdot 10^{-3})(z_{si} - z_{si-1}), \\ w_{gz_0}(x, y) = w_{gcp.cm.}; \quad w_{2z_0}(x, y) = w_{2cp.cm.}, \quad (1.49)$$

де індекс «*i*» означає номер рівня глибини в ґрунті; а $w_{гср.см.}$, $w_{2ср.см.}$ – середні значення об'ємної вологості в шарах добових і сезонних коливань для даної місцевості;

– в діяльному шарі моря, $z_w > z_0$:

$$T_{wz_i} = T_{\phi z_0} - \frac{T_{\phi z_0} - T_{wz_{N_w}}}{z_w N_w - z_0} (z_{wz_i} - z_0), \quad (1.50)$$

де індекс "*i*" означає номер рівня в глибину; N_w - останній рівень по глибині.

Початкові профілі решти гідрологічних величин і відповідних параметрів турбулентності у верхньому змішаному шарі розраховували за допомогою аналітичної моделі [34], використовуючи відомі значення напруги тертя вітру, сумарного теплового потоку на поверхні океану і параметра Коріоліса. В аналітичній моделі робляться припущення про горизонтальну однорідність, стаціонарності рівнянь руху і стійкості температурної стратифікації.

Граничні умови формувалися на наступних рівнях:

– на висоті $z = H$ (верхня межа ГША):

$$\begin{aligned} \vartheta_H(x, y) &= \theta_{\phi H} - \theta_H^0(x, y), \\ u_H(x, y) &= u_{\phi H}, \quad v_H(x, y) = v_{\phi H}, \quad q_H(x, y) = q_{\phi H} \\ U_g(x, y) &= u_H(x, y), \quad V_g(x, y) = v_H(x, y), \\ \pi'_H &= -f(U_g y - V_g x), \quad b_H(x, y) = 0, \\ \varepsilon_H(x, y) &= 0; \quad l_H(x, y) = l_\infty, \end{aligned} \quad (1.51)$$

де аналог відхилення тиску, π'_H , дано в квазігеострофічному наближенні;

– на висоті $z = h$ (нижня межа вільного ГША) були прийняті умови неперервності метеорологічних величин і їх похідних:

$$K_h(x, y) \frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{z=h-0} = K_h(x, y) \frac{\partial \omega}{\partial z} \Big|_{z=h+0},$$

$$\begin{aligned}\omega(x, y)|_{z=h-0} &= \omega(x, y)|_{z=h+0}, \\ b_h(x, y) &= \left(\alpha_b \frac{K_h(x, y)}{l_h(x, y)} \right)^2, \\ \varepsilon_h(x, y) &= \alpha_\varepsilon \frac{(b_h(x, y))^2}{K_h(x, y)};\end{aligned}\tag{1.52}$$

– на межі розділу повітря-ґрунт використовується умова безперервності температур повітря і ґрунту

$$z = 0:$$

$$T_{s0} = T_{z_0}.\tag{1.53}$$

Температура поверхні суші визначається з рівняння теплового балансу

$$(1 - A)S(m_1) = F_{ef} + G + H_0 + \mathfrak{I}E_0,\tag{1.54}$$

де $G = -\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = -\lambda_s \frac{T_{s1} - T_{s0}}{\Delta_s}$ - потік тепла глибоко в ґрунт; T_{s1} - температура на першому рівні сітки в ґрунті; $H_0 = -K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z}$ - явний потік тепла.

Рішення рівняння теплового балансу будується шляхом лінеаризації двох нелінійних складових балансу щодо значень температури на останньому кроці часу. В результаті отримуємо таке рішення

$$T_{s0} = \frac{Q_R + \frac{\lambda_s}{\Delta_s} T_{s1} + C T_h - \mathfrak{I} C \alpha_H \left[q(T_{s0}^{j-1})' \right]_{h_s T_{s0} \max}^{j-1}}{\frac{\lambda_s}{\Delta_s} + C + \mathfrak{I} C \alpha_H q'_{sT}},$$

де $Q_R = [(1 - A)S(m_1) - F_{ef}]$; індекс "J-1" означає номер попереднього кроку

за часом; $C = C_u C_\theta$; $q'_{sT} = \frac{4249.8685 q_{z_0}}{(T_{s0}^{j-1} - 31.26)^2}$.

– на межі розділу повітря-вода описується дія напруги зсуву, $\tau = \sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}$, і теплового потоку Q_T :

$$(k_w + k_v) \frac{\partial u_w}{\partial z_w} = -\frac{\tau_x}{\rho_0}, (k_w + k_v) \frac{\partial v_w}{\partial z_w} = -\frac{\tau_y}{\rho_0}$$

$$(k_w + k_v) \frac{\partial T_w}{\partial z_w} = -Q_T, \quad (1.55)$$

А також встановлюється незмінність по вертикалі b_w та ε_w

$$(k_w + k_v) \frac{\partial b_w}{\partial z_w} = 0, (k_w + k_v) \frac{\partial \varepsilon_w}{\partial z_w} = 0. \quad (1.56)$$

Тепловий потік на поверхні океану визначається наступним чином

$$Q_T = 0,6S(m_1) + F_{ef} + H_0 + \Im E_0, \quad (1.57)$$

– на нижній межі розрахункової площі ґрунту $z_s = Z_s$ через відсутність даних спостережень використовується умова виду

$$\frac{\partial T_s}{\partial z_s} = 0. \quad (1.58)$$

– на нижній межі діяльного шагу, $z_w = z_{wN_w}$

$$u_w = 0, v_w = 0, T_w = T_{wN_w}, b_w = 0, \varepsilon_w = 0. \quad (1.59)$$

На бічних границях $x = 0, X$, $y = 0, Y$ умови задаються з урахуванням напрямку нормальної складової швидкості вітру до поточної границі:

$x = 0$:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial \vartheta_M}{\partial x}, \quad \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q_M}{\partial x} \quad \text{при } u \geq 0;$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad \text{при } u < 0 \quad (1.60)$$

$x = X$:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial \vartheta_M}{\partial x}, \quad \frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q_M}{\partial x} \quad \text{при } u < 0;$$

$$\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial x} = 0 \quad \text{при } u \geq 0 \quad (1.61)$$

$x = 0, X$:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = 0, \quad (1.62)$$

$y = 0$:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial y} = \frac{\partial \vartheta_M}{\partial y}, \quad \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial q_M}{\partial y}, \quad \text{при } v \geq 0;$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0 \quad \text{при } v < 0; \quad (1.63)$$

$y = Y$:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial y} = \frac{\partial \vartheta_M}{\partial y}, \quad \frac{\partial q}{\partial y} = \frac{\partial q_M}{\partial y}, \quad \text{при } v < 0;$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial y^2} = 0, \quad \frac{\partial \vartheta}{\partial y} = \frac{\partial q}{\partial y} = 0, \quad \text{при } v \geq 0; \quad (1.64)$$

$y = 0, Y$:

$$\frac{\partial v}{\partial y} = 0. \quad (1.65)$$

2. РЕАЛІЗАЦІЯ ЧИСЛОВОЇ МАТЕМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ

2.1 ОПИС ПОРЯДКУ ОБЧИСЛЕНЬ

Весь етап обчислень розділяється на два основних підетапи:

- обчислення приповерхневих параметрів;
- рішення задачі вільного граничного шару методом розщеплення. В рамках першого підетапу визначаються:

- 1) локальний час;
- 2) метеорологічні величини на верхньому рівні приземного шару та на рівні Землі або на поверхні води;
- 3) параметри в середині шару постійних потоків;
- 4) модифіковані профілі температури, масової частки водної пари та профілі кількості крапельної рідини, а також кількості опадів в результаті застосування процедури волого-конвективного пристосування;

5) 5.1) якщо розрахункова точка знаходиться над сушею, то:

- потоки коротко- та довгохвильової радіації на всіх рівнях в граничному шарі та на підстильній поверхні;
- теплофізичні характеристики ґрунту в залежності від її вологості;
- температура поверхні ґрунту як результат рішення рівняння теплового балансу ґрунту;
- профілі температури глибинних шарів ґрунту в результаті рішення рівняння теплопровідності ґрунту;
- характеристики вологості ґрунту за рівнянням водного балансу;

5.2) якщо розрахункова точка знаходиться над морем, то:

- потоки коротко- та довгохвильової радіації на всіх рівнях в граничному шарі та на поверхні води;

- додаткові потоки за рахунок бризкових хмар, які утворюються при наявності штормового вітру;

- потоки імпульсу, явного та прихованого тепла;

- вертикальні профілі швидкості руху води, температури та параметрів турбулентності, а також їх поверхневих значень;

б) поверхневі напруження вітру;

7) підготовка інформації на поверхні Землі та на верхньому рівні приземного або приводного шарів.

В рамках другого підетапу рішення задачі вільного граничного шару включає в себе:

- розрахунок перенесення по вертикалі властивостей повітряної маси за допомогою одновимірної прогонки для полів температури, вологості і складових швидкості вітру, а також параметрів турбулентності (позначимо цю процедуру як PROGZ);

- розрахунок перенесення уздовж вісі X (позначимо цю процедуру як TRANSX);

- розрахунок перенесення уздовж вісі Y (позначимо цю процедуру як TRANSY);

- розрахунок полів складових швидкості вітру і відхилення потенціальної температури з урахуванням рельєфу (позначимо цю процедуру як RELIEF);

- розрахунок поля тиску в результаті рішення рівняння Пуассона та подальша адаптація з полями метеорологічних величин (позначимо цю процедуру як ADAPT).

Використання вищезазначених процедур здійснюється за двоциклічною схемою розщеплення зі симетризацією (рис. 2.1), суть якої полягає у тому, що перед та після процедури адаптації метеорологічних полів та поля тиску, виконуються процедури турбулентного та впорядкованого переносів, а також врахування ефектів орографії, які, в свою чергу, також циклічно повторюються. Тобто, спочатку відбувається розрахунок перенесень уздовж вісей Z, X, Y, X, Z,

після чого враховуються орографічні ефекти, здійснюється розрахунок поля тиску та адаптація останнього до полів метеорологічних величин. Надалі послідовність розрахунків повторюється дзеркально або симетрично, тобто: врахування нахилівпідстильної поверхні, перенесення уздовж вісей Z, X, Y, X, Z.

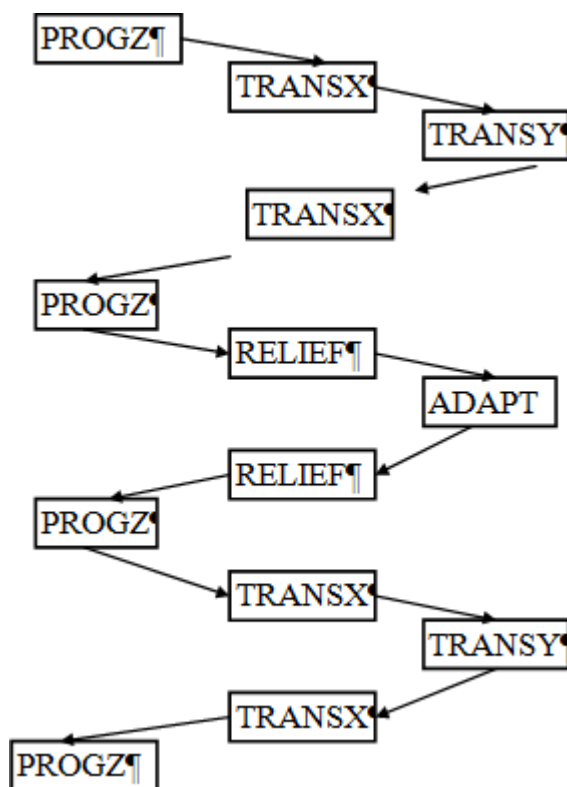


Рисунок 2.1 - Схема рішення задачі вільного граничного шару методом розщеплення.

Після процедури PROGZ починається знову перший підетап розрахунків.

2.2 УМОВИ ПРОВЕДЕННЯ ЧИСЕЛЬНОГО ЕКСПЕРИМЕНТУ

2.2.1 Загальні відомості

Основною умовою використання квазістатичності в задачах граничного шару є умови переважання горизонтальних розмірів області розрахунку над її

вертикальними розмірами. Передбачається, що співвідношення вертикального масштабу до горизонтального не повинне перевищувати декількох сотих. З іншого боку, задача про мезометеорологічний граничний шар атмосфери припускає, що процеси конвекції, включаючи багатоярусну конвекцію, що виходить за межі граничного шару, розглядатися не будуть. Конвективні процеси враховувалися параметрично через застосування процедури вологоконвективного пристосування [7], результатом якого є модифікація профілів температури та вологості, а також визначення кількості крапельної рідини та опадів. Це означає також, що використання повного третього рівняння руху не передбачається в цьому дослідженні. У протилежному випадку, область розрахунку по вертикалі не повинна була б обмежуватися декількома тисячами метрів, тобто для коректного опису вертикального переносу за рахунок конвекції необхідно було перенести верхню границю розрахунку, де відбувається згасання вертикальних рухів, на висоту тропопаузи або вище. Необхідно підкреслити, що проводиться моделювання суто граничного шару, а не вільної атмосфери до рівня конвекції.

Крім того, вихідна постановка задачі [7] не припускає розв'язання повної регіональної задачі прогнозу погоди у всій товщі тропосфери і навіть нижній стратосфері, як це здійснюється в сучасних моделях.

У зв'язку із цим була обрана область 100×100 км у північно-західній частині Чорного моря поблизу м. Одеса із центром у районі с. Вигода (Палійове) зі сталим кроком сітки 5000 м уздовж вісей x та y , тобто 20×20 вузлів, і 50 рівнів по вертикалі (50, 100, 150, 200, ..., 2500 м) зі сталим кроком по вертикалі в 50 м. Таким чином, просторова сітка – це паралелепіпед з розмірами $20 \times 20 \times 50$ точок.

2.2.2 Визначення берегової лінії

Область розрахунку з розташуванням вузлів у горизонтальній площині (рис. 2.2) знаходиться в межах $46^{\circ}11'41''$ - $47^{\circ}02'59''$ пн.ш. та $30^{\circ}00'21''$ - $31^{\circ}15'36''$ сх.д. Вузли, охоплені в кружечки, є контрольними вузлами, які співпадають з

місцем розташування станцій, де проводилися метеорологічні вимірювання, результати яких будуть порівнюватися в подальшому з результатами чисельного моделювання.

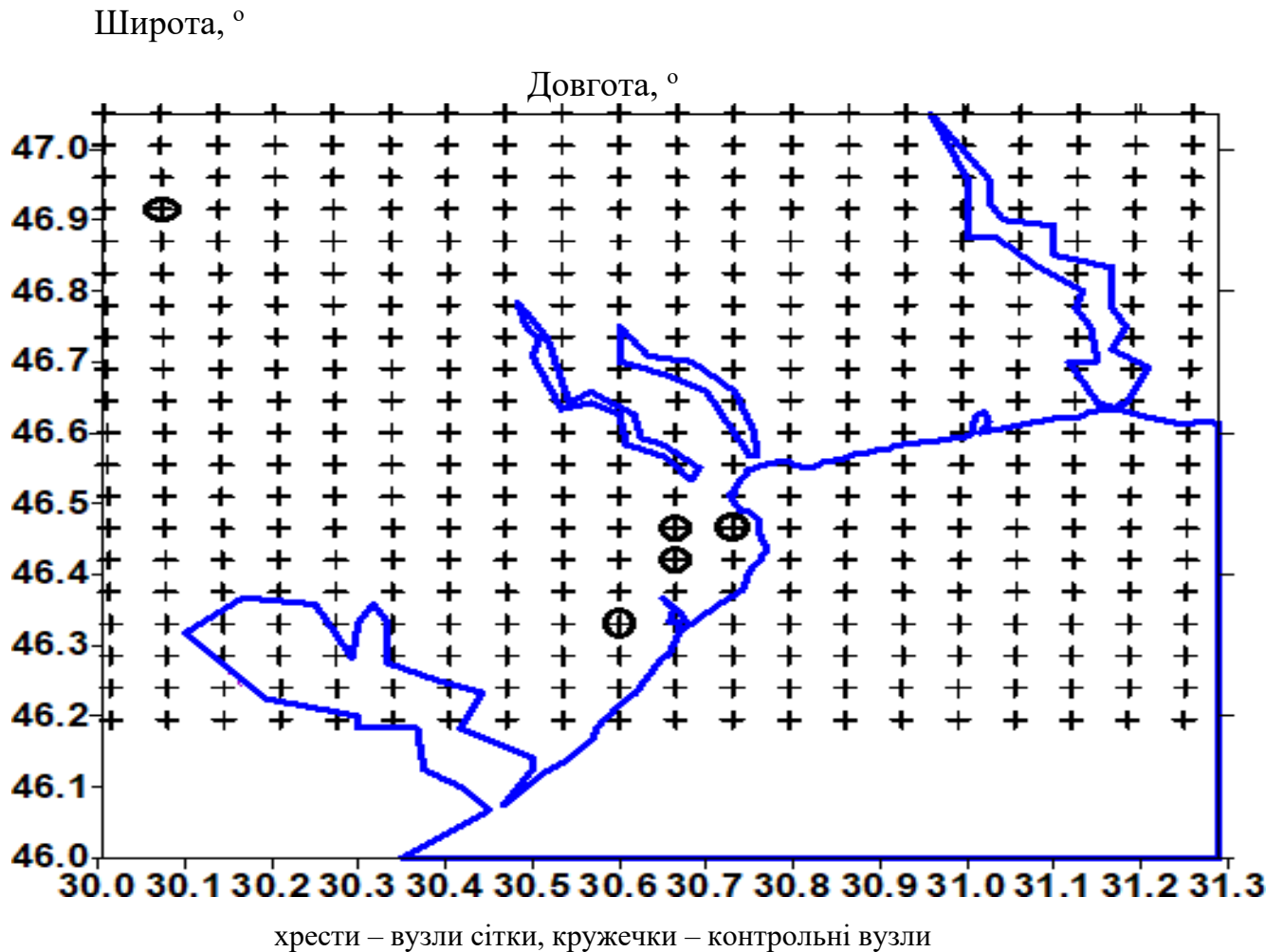


Рисунок 2.2 - Область розрахунку в північно-західній частині Чорного моря

Зіставлення географічної карти обраної області з вузлами сітки показало, що частина з них цілком належать морю, більша частина - суходолу, а деякі є граничними. Згідно з останнім порівнянням була сформована карта розташування берегової лінії з прив'язкою до обраної сіткової області в залежності від частки суші або води в поточній комірці (табл. 2.1). Наприклад, число 25 означає, що в комірці 25 % займає вода, отже, 75 % - суша. Цифри «1» та «0» означають, що в поточній комірці всю площу займають вода та суша відповідно. Для такої оцінки була використана дійсна карта північно-західної частини Чорного моря, а не груба

схема берегової лінії.

Таблиця 2.1 - Частка води (%) від загальної площі комірки сітки області розрахунку

Номер вузла, вісь у	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	0	0	0	0	0	
	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0	0	0	
	19	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	30	0	0	0	0	0	
	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	45	15	0	0	0	0	
	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	50	5	0	0	0	
	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	50	8	0	0	
	15	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	0	0	0	0	0	0	40	15	0	0	
	14	0	0	0	0	0	0	0	0	5	15	25	0	0	0	0	0	0	15	25	0	0	
	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	25	25	10	0	0	0	0	35	50	0	0	
	12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	20	0	40	0	0	0	5	0	10	15	0	0
	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	5	20	0	0	5	30	80	1	1	90	70
	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	25	50	70	97	1	1	1	1	1	1
	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	15	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	6	0	0	0	15	10	0	0	0	0	0	0	0	55	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	5	0	0	10	75	1	30	40	0	0	0	0	40	97	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	4	0	0	0	25	1	85	50	0	0	0	0	75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	3	0	0	0	15	97	1	1	60	0	0	20	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	2	0	0	0	0	5	32	95	85	0	0	75	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	1	0	0	0	0	0	0	0	98	55	35	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	
	Номер вузла, вісь x																						

«0» - суша, «1» - море; цифри жирним шрифтом – внутрішні основні вузли сітки в області розрахунку

2.2.3 Фізико-географічні умови області розрахунку та рельєф

Північно-західний причорноморський регіон (рис. 2.3) охоплює центральну частину Одеської області та знаходиться, якщо розглядати в межах фізико-географічного районування, в степовій природній зоні на Причорноморській низовині.



Рисунок 2.3 - Фізико-географічна карта північно-західного Причорномор'я (чорна рамка)

В Північному Причорномор'ї є велика кількість лиманів, тобто водойм повністю або частково відділених пересипом від моря. До найбільших відносяться Дністровський, Хаджибейський, Куяльницький та Тилігульський лимани. Окрім порізаності берегової лінії, цей фактор також може відігравати певну роль у створенні температурної неоднорідності підстильної поверхні. Річкова мережа в межах регіону складається з річок Великий та Середній Куяльники, а також Тилігул.

Поверхня території переважно рівнинна, з нахилом з північного заходу (максимальна висота над рівнем моря складає 150 м) на південний схід до узбережжя Чорного моря. Разом з тим, рівнина у багатьох містах пересічена глибокими долинами річок, ярами і балками (рис. 2.4). На морському узбережжі та на берегах лиманів перепад висот складає в середньому величину 40-50 м, в глибині материка останній зменшується до 20-30 м, який в північно-західній частині дещо збільшується за рахунок загального підйому висоти місцевості,

зумовленого відрогами Подільської височини.

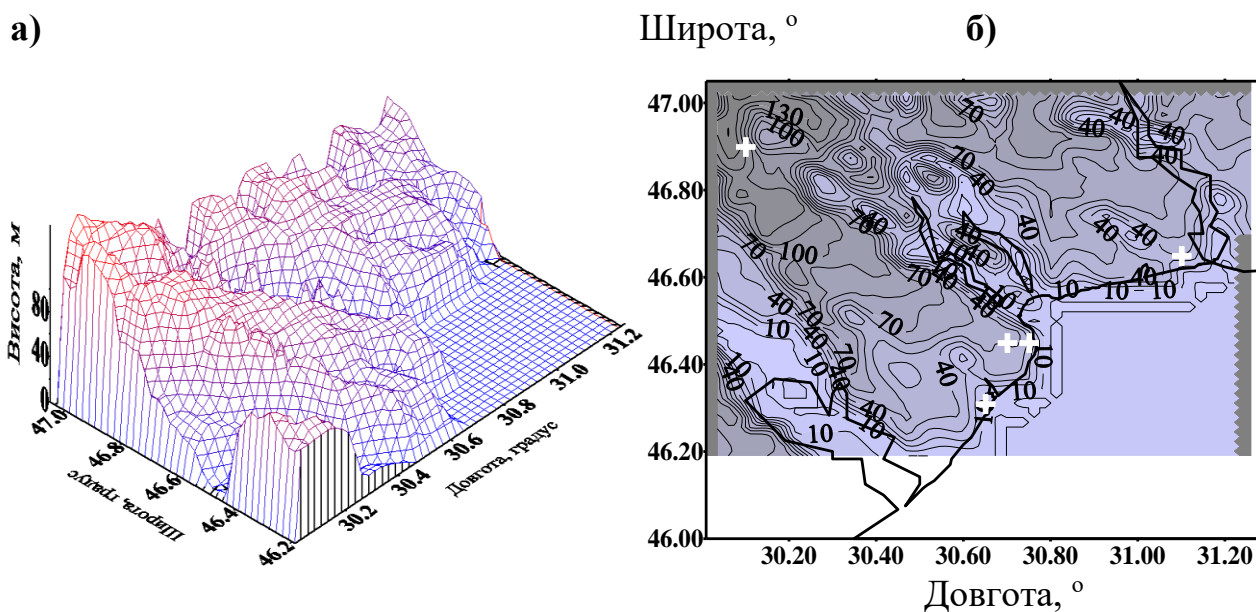


Рисунок 2.4 – Поле рельєфу північно-західного Причорномор'я:

а) об'ємне поле рельєфу; б) горизонтальне поле рельєфу

Останній рисунок був графічно зображений на базі сформованої матриці висот рельєфу, запозиченого з [46-35], яка відповідає по своїм геометричним розмірам та розмірам комірок прийнятій просторовій сітці, що на рис. 2.2, та буде використовуватися в подальшому чисельному моделюванні.

2.2.4 Ґрунтові ресурси та їх теплофізичні характеристики

На обраній території спостерігаються переважно чорноземні ґрунти [47-36] (рис. 2.5). Здебільшого зустрічаються чорноземи на лесових породах. До них відносяться звичайні (рис. 2.5 (1)), які розташовуються в північно-західній частині розглядуваного регіону, де трапляються середньогумусні та малогуmusні глибокі, а також малогуmusні неглибокі чорноземи.

Міцелярно-карбонатні (рис. 2.5 (2)) розташовуються на західному узбережжі Дністровського лиману з різновидами малогуmusних та малогуmusних неглибоких.

Південні (рис. 2.5 (3)) малогумусні та слабогумусовані види розташовуються широкою смугою на та біля узбережних районів між наявними лиманами.

Залишково-солонцюваті (рис. 2.5 (4)) ґрунти зосереджується вузькою смугою над прибережними районами з двох сторін Хаджибейського та Куяльницького лиманів, а також за Тилігульським лиманом на схід від останнього.

Чорноземи солонцюваті на щільних глинах (рис. 2.5 (5)) спостерігаються загалом на верхів'ях Хаджибейського лиману та трохи північно-західніше уздовж яру останнього.

Щебенюваті на елювії щільних карбонатних порід (рис. 2.5 (6)) займають невелику порівняно площу, розташовану окремими осередками між Дніпровським і Хаджибейським та між Куяльницьким та Тилігульським лиманами.

Лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесовидних породах (рис. 2.5 (7)) можуть спостерігатися в дуже малих кількостях здебільшого в долині Бурлачої балки.

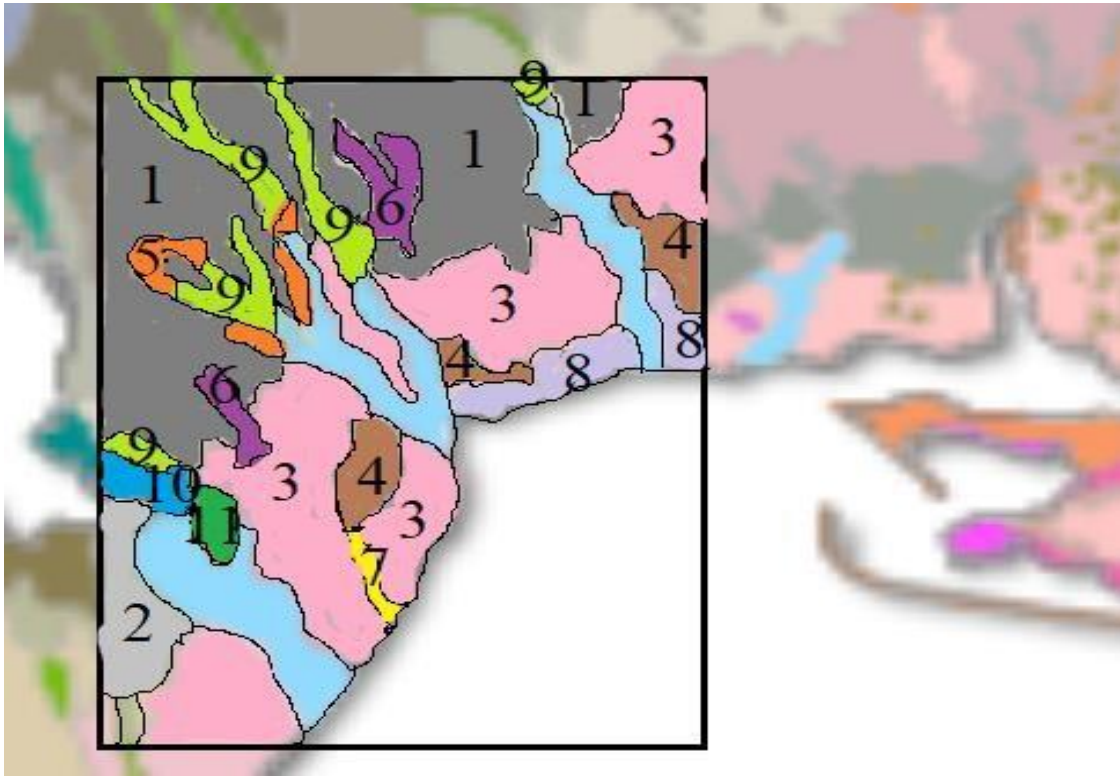
Темно-каштанові ґрунти переважно на лесових породах (рис. 2.5 (8)) відмічаються на узбережжі між Куяльницьким та Тилігульським лиманами, а також за останнім.

Лучні та чорноземно-лучні поверхнево-солонцюваті ґрунти (рис. 2.5 (9)) зосереджуються в долинах річок Середнього та Великого Куяльників, річки Тилігул та північніше від Дністровського лиману.

Лучно-болотні ґрунти (рис. 2.5 (10)) розташовані на території Нижньодністерського національного природного парку та уздовж рівнинної долини на лівобережжі Дністра.

Дернові супіщані та суглинкові ґрунти (рис. 2.5 (11)) спостерігаються на дуже невеликій площі, розміщеній в пригирловій частині Дністра.

Згідно з горизонтальним розподілом (рис. 2.5) ґрунтів в північно-західному Причорноморському регіоні в кожному вузлі просторової сітки на поверхні землі задавалися відповідні теплофізичні характеристики підстильної поверхні, такі як об'ємна вага (або щільність ґрунту з урахуванням порів), питома вага (або вага твердої фази) і пористість ґрунту у відповідності з типом ґрунту (табл. 2.2), а



1 – чорноземи звичайні; 2 – чорноземи міцелярно-карбонатні; 3 – чорноземи південні; 4 – чорноземи залишково-солонцюваті; 5 - чорноземи солонцюваті на щільних глинах; 6 – чорноземи щебенюваті на елювії щільних карбонатних порід; 7 - лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесовидних породах; 8 - темно- каштанові ґрунти переважно на лесових породах; 9 - лучні та чорноземно-лучні поверхнево-солонцюваті ґрунти; 10 - лучно-болотні ґрунти; 11 - дернові супіщані та суглинкові ґрунти.

Рисунок 2.5 – Горизонтальний розподіл ґрунтів північно-західного Причорномор'я (чорна рамка).

також відповідний емпірично розрахований коефіцієнт температуропровідності.

Використовуючи дані з табл. 2.2, коефіцієнт температуропровідності розраховуватиметься для кожного типу ґрунтів в залежності від щільності, ρ_c , $\left[\frac{\text{г}}{\text{см}^3}\right]$ та об'ємної вологості, w [%] [19-37]:

$$K_s \cdot 10^3 = 2,1\rho_c^{1,2-0,02w} e^{0,007(w-20)^2} + \rho_c^{0,8+0,02w}.$$

Якщо різноманітність типів ґрунтів не враховується, то для визначення коефіцієнта температуропровідності застосовується залежність лише від об'ємної

Таблиця 2.2 – Теплофізичні характеристики різних типів ґрунтів на глибинах

0 - 10 см

№ п/п	Тип ґрунту	Щільність, ρ_c , г/см ³	Питома вага, $\rho_{т.ф.}$, г/см ³	Пористість, p , %
1	Чорноземи звичайні на лесах	1,00-1,17 [14-38]	2,44-2,67 [14-38]	58 [14-38]
2	Чорноземи міцелярно-карбонатні на лесах	1,20 [14-38]	2,61 [14-38]	54 [14-38]
3	Чорноземи південні на лесах	1,00 [14-38]	2,60 [14-38]	62 [14-38]
4	Чорноземи залишково-солонцюваті на лесах	1,00-1,22 [14-38]	2,4-2,5 [14-38]	51-58 [14-38]
5	Чорноземи солонцюваті на щільних глинах	1,40 [15-39]	2,65 [15-39]	47 [15-39]
6	Чорноземи щебенюваті на елювії щільних карбонатних порід	1,20 [16-40]	2,50 [16-40]	52 [16-40]
7	Лучно-чорноземні ґрунти на лесовидних породах	1,12 [17-41]	2,60 [17-41]	56 [17-41]
8	Темно-каштанові ґрунти залишково-солонцюваті на лесах	1,15-1,17 [14-38]	2,63-2,64 [14-38]	56 [14-38]
9	Лучні та чорноземно-лучні поверхнево-солонцюваті ґрунти	1,00 [15-39]	2,45 [15-39]	59 [15-39]
10	Лучно-болотні ґрунти	1,33 [18-42]	2,55 [18-42]	48 [18-42]
11	Дернові супіщані та суглинкові ґрунти	1,45 [14-38]	2,64 [14-38]	39 [14-38]

вологості, формула для якої вже описана в [7]. Пористість використовується для

визначення максимальної вологості або вологості насичення, яка застосовується при розв'язанні рівняння водного балансу.

Якщо різноманітність типів ґрунтів не враховується, то для визначення коефіцієнта температуропровідності застосовується залежність лише від об'ємної вологості, формула для якої вже описана в [7]. Пористість використовується для визначення максимальної вологості або вологості насичення, яка застосовується при розв'язанні рівняння водного балансу.

2.2.5 Визначення параметру шорсткості підстильної поверхні

В цьому дослідженні враховуються також особливості шорсткості підстильної поверхні розглядуваного регіону, тобто для кожного вузла розрахункової області визначалося своє значення параметру шорсткості, яке надалі застосовувалося при рішенні задачі шару сталих потоків. Для цього необхідно було, по-перше, дослідити земельні ресурси регіону, їх види та ваговий розподіл; по-друге, визначити домінуючий тип природної рослинності та її середню висоту; по-третє, знайти середньо зважене значення параметру шорсткості, яке залежить від висоти елементів шорсткості різної етіології, покриваючих підстильну поверхню.

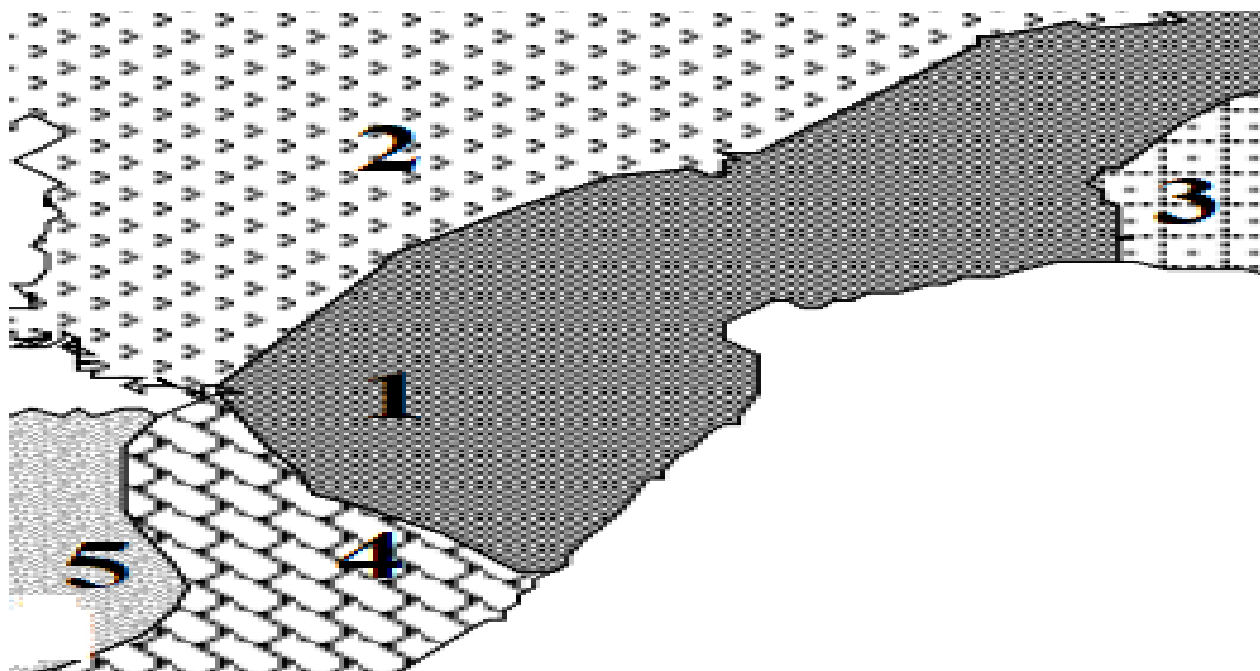
Нагадаю, що всі земельні ресурси розділяються на дві групи:

- сільськогосподарського (с/г) призначення: орна земля, багаторічні насадження, сінокоси й пасовища, перелоги;
- несільськогосподарського призначення: ліси та інші лісовкриті площі, забудовані землі, відкриті заболочені землі та відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом.

Згідно з природно-сільськогосподарським районуванням, що детально описане в [54-43], у північно-західному регіоні Чорного моря зосереджено 5 природно-сільськогосподарських округів (рис. 2.6), які в свою чергу відносяться до певної провінції та зони в рамках районування. А саме, південна та північна

відповідно частини двох округів з зони Степу: Південно-Бузько- Інгульського Степової Правобережної провінції та Задністровського Степової Придунайської провінції; південна та північна відповідно частини двох округів зі Степової посушливої зони: Дністровсько-Нижньо-Дніпровського Степової посушливої Правобережної провінції та Дунайсько-Дністровського Степової посушливої Придунайської провінції, а також західна частина Присивашського округу Сухостепової Присивашської провінції Сухостепової зони.

Частка с/г угідь з загальної площі земельних ресурсів відповідних округів (табл. 5.3) коливається в межах 0,82-0,89, з них на ріллю припадає 0,70-0,74, перелоги – 0,001-0,003, багаторічні насадження – 0,02-0,055, сіножаті – 0,002-0,008, пасовища – 0,05-0,12. Частка не с/г земель коливається в межах 0,11- 0,18, з них на ліси та інші лісовкриті площі припадає 0,04-0,06, забудовані землі – 0,0035-0,07, відкриті заболочені землі – 0,005-0,09, відкриті землі без рослинного покриву або з незначним рослинним покривом – 0,009-0,06. В межах цього



1 - Дністровсько-Нижньо-Дніпровський округ; 2 - Південно-Бузько-Інгульський округ; 3 –Присивашський округ;
4 - Дунайсько-Дністровський округ; 5 – Задністровський округ

Рисунок 2.6 - Схема розташування природно-сільськогосподарських районів в північно-західному Причорномор'ї

дослідження розподіл часток земельних ресурсів в межах округів приймається рівним відповідному розподілу в межах північно-західного регіону Причорномор'я. Тобто, якщо розрахункова точка знаходиться в Південно-Бузько-Інгульському окрузі (зона 2, див. рис. 2.6), це означає, що на цю точку впливають елементи шорсткості відповідних видів земельних угідь з вагою у частках одиниці, притаманною для всього округу (див. табл. 2.3).

Таблиця 2.3 – Частка земельних ресурсів, \tilde{m} , в природно-сільськогосподарських округах північно-західного Причорномор'я по районам

Зона	Степ								
Провінція	Степова Правобережна								
Округ	Південно-Бузько-Інгульський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,89)					не с/г землі (0,11)			
	рілля	Перелогі*	ні насаджен	сіножагі	пасовища	ліси та інші	забудовані землі	відкриті заболочені	землі без рослинної покривабо з незначними рослинами
Схематичне позначення	m_p	m_n	m_{bn}	m_c	m_{nc}	m_l	m_{zz}	m_{bzz}	m_{br}
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу,	0,74	0,002	0,02	0,006	0,12	0,06	0,035	0,006	0,009
Провінція	Степова Придунайська								
Округ	Задністровський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,88)					не с/г землі (0,12)			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,70	0,001	0,051	0,008	0,12	0,05	0,05	0,010	0,010
Зона	Степова посушлива								
Провінція	Степова посушлива Правобережна								
Округ	Дністровсько-Нижньо-Дніпровський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,85)					не с/г землі (0,15)			
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,74	0,003	0,02	0,002	0,09	0,05	0,07	0,005	0,02
Провінція	Степова посушлива Придунайська								
Округ	Дунайсько-Дністровський								
Вид земельних ресурсів	с/г угіддя (0,82)					не с/г землі (0,18)			

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,71	0,001	0,055	0,004	0,05	0,04	0,04	0,09	0,01
Зона									
Суходостепова									
Провінція									
Суходостепова Присивашська									
Округ									
Присивашський									
Вид земельних ресурсів									
с/г угіддя (0,83)						не с/г землі (0,17)			
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Частка від загальної площі округу	0,70	0,002	0,02	0,006	0,10	0,06	0,04	0,01	0,06

* - заросла дикою рослинністю і молодими деревами, задернована орна земля, що не оброблялася протягом 8-20 років поспіль

Таким чином, середньозважена висота елементів шорсткості для кожної зони, \tilde{h}_z , визначатиметься за формулою:

$$\begin{aligned} \tilde{h}_z = & \tilde{m}_p \tilde{h}_p + \tilde{m}_n \tilde{h}_n + \tilde{m}_{\tilde{b}_n} \tilde{h}_{\tilde{b}_n} + \tilde{m}_c \tilde{h}_c + \tilde{m}_{nc} \tilde{h}_{nc} + \tilde{m}_l \tilde{h}_l + \\ & + \tilde{m}_{z3} \tilde{h}_{z3} + \tilde{m}_{\tilde{b}z3} \tilde{h}_{\tilde{b}z3} + \tilde{m}_{\tilde{b}p} \tilde{h}_{\tilde{b}p}, \end{aligned} \quad (2.1)$$

де \tilde{h}_p , \tilde{h}_{nc} , $\tilde{h}_{\tilde{b}_n}$, \tilde{h}_c , \tilde{h}_{nc} , \tilde{h}_l , \tilde{h}_{z3} , $\tilde{h}_{\tilde{b}z3}$, $\tilde{h}_{\tilde{b}p}$ - середньо зважені висоти по ріллі, перелогам, багаторічним насадженням, сінокосам, пасовищам, лісам та іншим лісовкритим площам, забудованим землям, відкритим заболоченим місцям, відкритим землям без рослинності відповідно. Значення величин, які входять у формулу (2.1), не будуть наводитися за браком місця. Необхідно відмітити лише те, що для отримання останніх була проведена кропітка робота у визначенні предметної наповненості елементами шорсткості того чи іншого земельного угіддя, їх вагового внеску та просторового розподілення. При цьому тут також враховувався період року на предмет вегетації. Детальний опис проведеної роботи міститься у проміжному звіті про науково-дослідну роботу «Дослідження особливостей термодинамічної структури турбулентного граничного шару атмосфери над північно-західним причорноморським регіоном України за допомогою чисельного моделювання» кафедри фізичного виховання та валеології.

Параметр шорсткості приймається лінійно залежним від середньозваженої

висоти елементів шорсткості через коефіцієнт пропорційності, A

$$z_0 = A \cdot \tilde{h}_3, \quad (2.2)$$

де $A = \frac{z_{0cp}}{\tilde{h}_3}$, z_{0cp} - середнє значення для відповідного типу підстильної поверхні [21-44]. Тобто, в залежності від того трава це чи ліс, лісистість чи село, місто чи крупне місто буде визначатися значення коефіцієнта A (табл. 2.4).

Застосовуючи формулу (2.2), значення коефіцієнта A й значення середньозважених висот в метрах, отримаємо наступні значення параметру шорсткості. Як приклад, наведемо просторовий горизонтальний розподіл для травня (рис. 2.7).

Таблиця 2.4 – Значення коефіцієнта A в залежності від типу підстильної поверхні у конкретній точці

Періоди вегетації (кількість днів з початку вегетації) або невегетаційний період	Тип підстильної поверхні	Коефіцієнт A
1-30, 31-60 днів	Трава низька	0,008
61-90, 90-120, 120-160 днів	Трава висока	0,023
Невегетаційний період	Скошена трава або оголена земля	0,016
-	Рідкий ліс	0,305
-	Ліс	0,482
-	Село	0,096
-	Місто	0,322
-	Крупне місто	0,804

Просторовий розподіл параметру шорсткості має яскраво виражену

осередкову структуру. Найбільш високий осередок припадає на територію міста Одеса ($z_0=2,0$ м), його приміську зону ($z_0=0,6$ м), а також лісисту частину місцевості на південний захід від міста в районі розташування Державного ботанічного заказника ($z_0=0,8$ м). Невеликий відріг простягається також до міста Чорноморськ ($z_0=1,0$ м). Другий двоцентровий осередок зосереджується над територією Нижньодністерського національного природного парку ($z_0=1,4$ м), а третій -- уздовж ярів та балок у верхній частині Хаджибейського лиману ($z_0=1,0$ м).

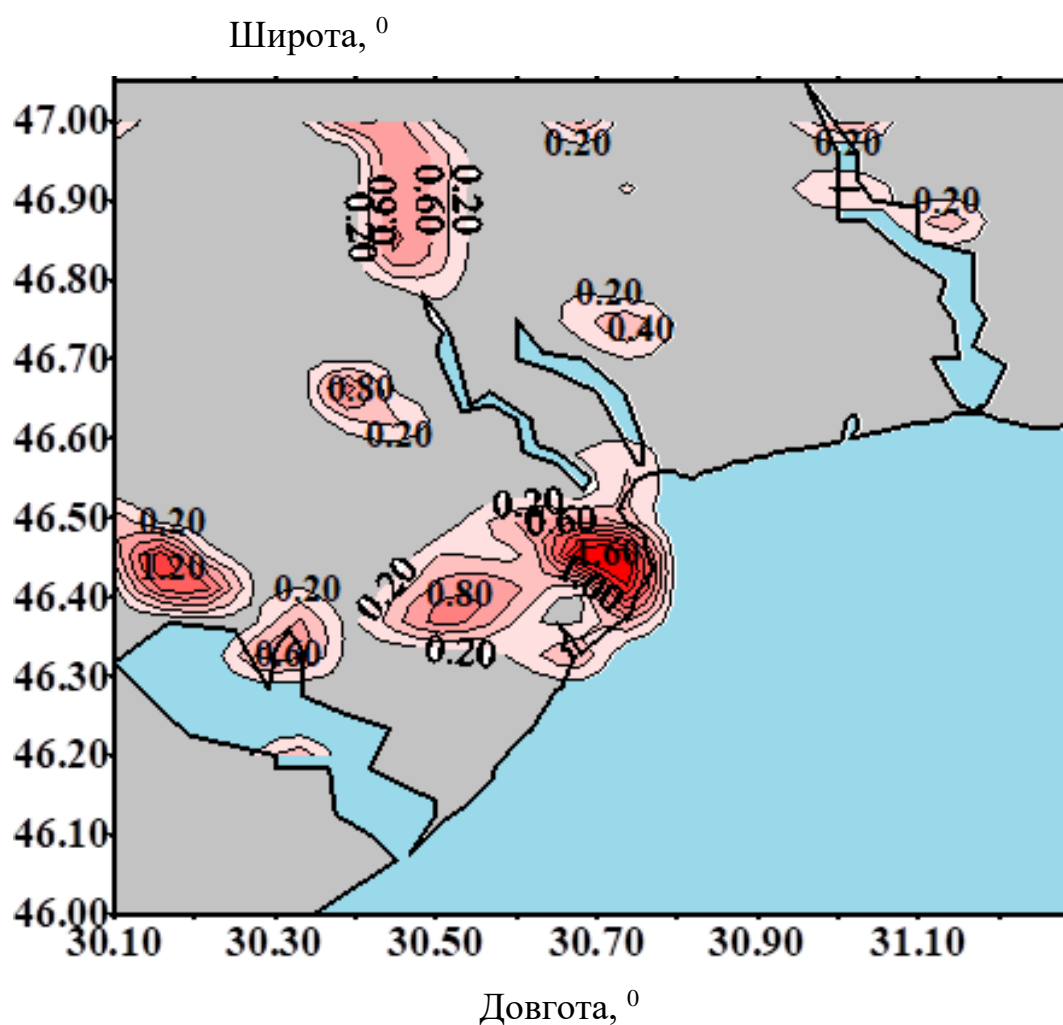


Рисунок 2.7 – Просторовий розподіл параметру шорсткості в північно-західному Причорномор'ї у травні

Решта осередків припадає або на лісисту місцевість, або на села. Фонове значення параметру шорсткості складає в середньому від 0,02 до 0,07 м.

2.2.6 Визначення оптичних характеристик підстильної поверхні

Окрім врахування рельєфу, типу ґрунтів та відповідно їх теплофізичних характеристик, а також детального опису шорсткості підстильної поверхні, в цій роботі також буде враховуватися просторовий розподіл альбедо. Причому останній отриманий для періоду вегетації та в не вегетаційний період (рис. 2.8).

На розглядуваній території приймається 8 типів підстильних поверхонь: вода, трава, ґрунт-чорнозем, рідкий ліс, ліс, село, місто, крупне місто. Для них альбедо встановлювалося згідно з табл. 2.5.

Значення альбедо для води приймалося рівним 8 як середньоарифметичне з діапазону типових його значень 5-10 %.

Альбедо для трави приймається у вегетаційний період як для свіжої зеленої трави, а в решту часу, окрім зимових місяців, як для сухої трави.

Оголоною підстильна поверхня рахується, починаючи з жовтня та закінчуючи березнем. Тут значення альбедо береться як середньоарифметичне між його значеннями у вологому та сухому стані чорноземних ґрунтів. В зимовий період враховується наявність нестійкого снігового покриву.

Значення альбедо для лісів береться як середньоарифметичне між значеннями останнього для хвойних та листяних лісів. В період пожовтіння крони дерев у лісах альбедо задається більшим.

Для рідкого лісу альбедо складається з його середньоарифметичного значення для трави та дерев у вегетаційний період, для оголеної землі і дерев – для решти періодів року.

Альбедо для села формується як середньоарифметичне між відповідними значеннями для рідкого лісу та трави, якщо розглядається у вегетаційний період, та для оголеної землі й рідкого лісу - для решти періодів року.

Альбедо для міст формується як середнє значення з типових градацій для такого типу підстильної поверхні.

В помірних широтах при нестійкому сніговому покриві альbedo складає величину біля 38 %. Згідно з [62-45] середня кількість днів зі сніговим покривом за зиму в розглядуваному регіоні складає 38 днів. Таким чином, саме 38 днів зі сніговим покривом альbedo складатиме величину 38 %, а в решту зимових днів – величину альbedo тої підстильної поверхні, яка розглядається. Виходячи з цього, було знайдене середнє за зиму значення альbedo для кожного типу підстильної поверхні (табл. 2.5).

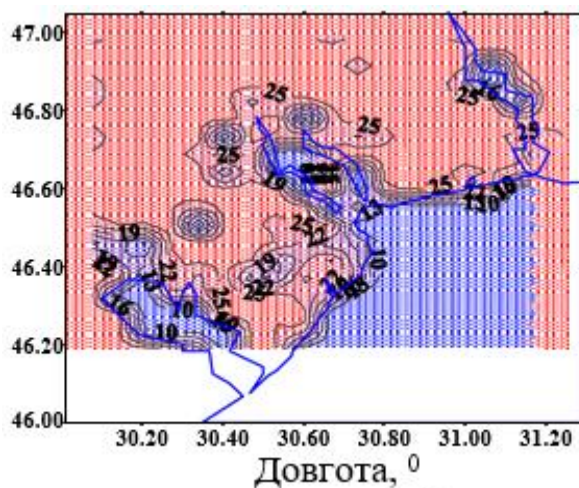
Просторовий розподіл альbedo у вегетаційний період (рис. 2.8 а) має однорідну структуру всередині суходолу (26 %) та осередкову – на узбережжі лиманів та моря, де концентрується багато населених пунктів, а також надлісною місцевістю (15-21 %).

У жовтні-листопаді (рис. 2.8 б) горизонтальний розподіл альbedo характеризується меншими значеннями як всередині суходолу (біля 19 %), так і уздовж узбережжя (15-18 %). Більш високі значення альbedo припадають на ліси (24 %), оскільки свій вклад вносить пожовтіла крона дерев.

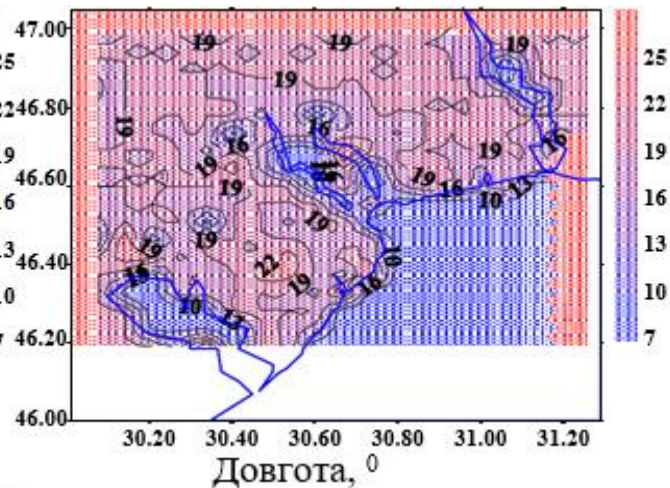
Таблиця 2.5 – Значення альbedo (%) різних типів підстильних поверхонь

Період року Тип підстильної поверхні	квітень- вересень	жовтень- листопад, березень	грудень-лютий
вода	8	8	8
трава	26	19	27
чорноземний ґрунт	-	11	22
рідкий ліс	21	18	22
ліс	15	24	23
село	24	15	25
місто	20	25	31
крупне місто	16	18	26

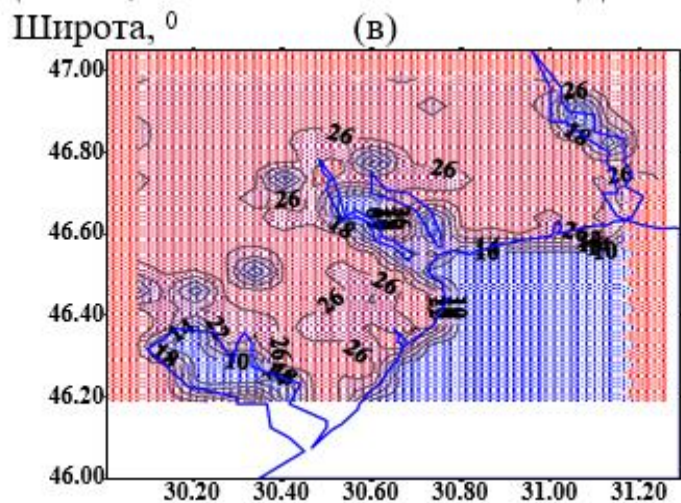
Широта, $^{\circ}$



Широта, $^{\circ}$



Широта, $^{\circ}$



Довгота, $^{\circ}$

Рисунок 2.8 – Просторовий розподіл альbedo підстильної поверхні у різні періоди року: а – квітень-вересень; б – жовтень-листопад, березень; в – грудень-лютий.

Взимку (рис. 2.8 в) за рахунок снігового покриву в середньому альbedo досягає значень 27 %. Найменші значення припадають на ліси, де кора дерев дає більш темний відтінок і, як наслідок, полинає більше сонячної радіації.

3 ФОРМУВАННЯ БАЗИ ДАНИХ ТИПОВИХ СИНОПТИЧНИХ ПРОЦЕСІВ НАД ОБРАНИМ РЕГІОНОМ ТА ВІДПОВІДНИХ ПОЛІВ РЕ-АНАЛІЗУ В ЗИМОВИЙ, ЛІТНІЙ ТА ПЕРЕХІДНІ ПЕРІОДИ РОКУ

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

3.1 ПОВТОРЮВАНІСТЬ ТИПІВ (ПІДТИПІВ) СИНОПТИЧНИХ ПРОЦЕСІВ В СЕРЕДНІ МІСЯЦІ СЕЗОНІВ РОКУ

В [1-46] наведена таблиця повторваності типових синоптичних ситуацій для півдня України в середні місяці року за 1993-2012 рр. З метою відбору необхідних типових макроциркуляційних ситуацій для північно-західного Причорномор'я вищезазначена інформація була систематизована (табл. 3.1) і використана як критерій відбору відповідних синоптичних ситуацій за еталонами [46]. Систематизація полягала в тому, що по кожному типу та підтипу типових синоптичних ситуацій повторюваність за чотири часові інтервали [46] осереднювалась. В результаті були отримані середні повторюваності основних типів та підтипів синоптичних процесів в середні місяці сезонів року.

Для формування бази даних синоптичних ситуацій, які співпадають з вищенаведеними еталонами, спочатку було виявлено, який тип циркуляцій є превалюючим в кожному з сезонів року. Оскільки повторюваність розподіляється на протязі року більш-менш рівномірно по типам циркуляцій, було обрано по три типи циркуляцій для кожного з середніх місяців сезонів року, які характеризуються максимальними серед решти повторюваностей.

Таким чином, для січня й квітня характерними виявилися такі три типи синоптичних ситуацій відповідно:

- периферичні процеси (30 % та 32,8 %);
- антициклонічна діяльність (16,1 % та 17,3 %);
- циклонічна циркуляція з великими баричними градієнтами (28,9 % та 19,3 %).

Для липня й жовтня – відповідно такі:

- периферичні процеси (30,6 % та 29,4 %);
- антициклонічна діяльність (23,7 % та 23,2 %);
- периферичні процеси з проходженням фронтів (12,6 % та 20,1 %).

Таблиця 3.1 – Середня повторюваність типових синоптичних ситуацій для середніх місяців року для території України

Синоптичні процеси		Місяці року			
Тип	Підтип	січень	квітень	липень	жовтень
1	2	3	4	5	6
Периферичні процеси	1	30,0	32,8	30,6	29,4
	1.1	12,8	5,2	5,2	10,5
	1.2	5,6	10,3	3,7	7,5
	1.3	4,4	9,7	11,1	4,9
	1.4	7,2	7,6	10,6	6,5
Циклонічна діяльність	2	6,3	9,4	9,3	4,3
	2.1	2,3	6,1	7,4	2,0
	2.2	4,0	3,3	1,9	2,3
Антициклонічна діяльність	3	16,1	17,3	23,7	23,2
	3.1	4,8	5,1	10,4	5,9
	3.2	2,5	1,9	1,6	2,5
	3.3	8,8	10,3	11,7	14,8
Малогриадієнтні і баричні поля	4	8,9	9,3	11,9	7,3
	4.1	2,9	5,3	7,1	2,0
	4.2	6,0	4,0	4,8	5,3
Периферичні процеси і зхождениям	5	9,8	11,9	12,6	20,1
	5.1	5,4	6,1	8,5	8,3
	5.2	4,4	5,8	4,1	11,8
Циклонічна циркуляція з великими баричними градієнтами	6	28,9	19,3	11,9	15,7
	6.1	8,7	5,2	4,6	4,7
	6.2	9,0	6,3	4,6	6,1
	6.3	6,4	3,3	1,8	3,6
	6.4	4,8	4,5	0,9	1,3

3.2 ФОРМУВАННЯ ВИБОРОК СИНОПТИЧНИХ СИТУАЦІЙ У ЗИМОВИЙ, ЛІТНІЙ ТА ПЕРЕХІДНІ ПЕРІОДИ 2019 РОКУ

Базовим періодом, на протязі якого здійснюватиметься моделювання граничного шару атмосфери, були обрані середні місяці сезонів 2019 року. Основна інформація для опису взята з німецького офіційного сайту центральної

3.2.1 Формування вибірки синоптичних ситуацій у січні 2019 року

Проведений детальний аналіз приземних карт та карт баричної топографії за строки 00 та 12 годин та визначений тип макроциркуляційних процесів згідно з типізацією [1-46] над територією північно-західного Причорномор'я у січні (табл. 3.2). В результаті повторюваність першого типу синоптичних процесів склала – 15 строків, другого типу – 5 строків, третього типу – 7, четвертого типу – 10, п'ятого типу – 9, шостого типу – 16. Згідно з повторюваністю типових синоптичних процесів (п. 3.1, табл. 3.1) нами були обрані періоди на протязі січня, коли спостерігалися ті типи циркуляції, які характеризуються найбільшою повторюваністю (перший, третій та шостий типи). Саме за ці періоди формувалася база даних полів метеорологічних величин, які використовуватимуться як вхідні та граничні умови при моделюванні термодинамічної структури ГША.

Згідно з перерозподілом типових синоптичних ситуацій на протязі січня (табл. 3.2) були обрані базові періоди, в які спостерігалися типи циркуляцій з найбільшою повторюваністю, тобто які є характерними для обраної території (табл. 3.3).

Перший тип синоптичних циркуляцій над північно-західним Причорномор'ям спостерігався 8, 12, 14, 16, 17-18, 23, 28, 30-31 січня. Оскільки, найбільш довшим періодом з однорідною синоптичною обстановкою першого типу є період 30 січня (00 год) до 31 січня (12 год) (36 години інтегрування за часом), тому він був обраний як базовий та названий першим базовим періодом (1 БП).

Третій тип синоптичних процесів відмічався на картах баричної топографії та приземній карті 5, 19-20, 21-22 січня. Як базовий обраний період 19-20 січня (24 годин інтегрування за часом) та названий другим базовим періодом (2 БП). Шостий тип макроциркуляційних процесів спостерігався досить часто, але за тривалістю не більше 36 годин, а саме: 3-4, 6, 11, 15-16, 19, 23, 24, 29 січня. Як базовий був обраний період з 23 січня (12 год) до 24 січня (12 год) (всього 24 годин інтегрування за часом) та названий третім базовим періодом (3 БП).

Таблиця 3.2 – Типи синоптичних процесів в січні 2019 року над північно-західним причорноморським регіоном

Дата	1.01		2.01		3.01		4.01		5.01		6.01		7.01	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	4	1	1	6	6	6	6	3	4	2	6	5	5
Дата	8.01		9.01		10.01		11.01		12.01		13.01		14.01	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	1	4	4	4	5	5	6	6	1	1	4	4	1	5
Дата	15.01		16.01		17.01		18.01		19.01		20.01		21.01	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	6	6	1	6	4	1	1	1	6	3	3	3	2	3
Дата	22.01		23.01		24.01		25.01		26.01		27.01		28.01	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	3	3	5	6	6	6	5	5	5	4	2	2	2	1
Дата	29.01		30.01		31.01									
Строк	00	12	00	12	00	12								
Тип циркуляції	6	6	1	1	1	1								

Таблиця 3.3 – Періоди типових синоптичних ситуацій з найбільшою повторюваністю та базові періоди в січні 2019 року

Тип синоптичних процесів	Перший тип	Третій тип	Шостий тип
Число місяця (строк)	8 (00 год), 12 (00 та 12 год), 14 (00 год), 16 (00 год), 17 (12 год), 18 (00 та 12 год) 23 (00 год), 28 (12 год), 30 (00 та 12 год), 31 (00 та 12 год)	5 (00 год), 19 (12 год), 20 (00 та 12 год), 21 (12 год), 22 (00 та 12 год)	3 (00 та 12 год), 4 (12 год), 6 (12 год), 11 (00 та 12 год), 15 (00 та 12 год), 16 (12 год), 19 (00 год), 23 (12 год), 24 (12 год), 29 (00 та 12 год)
Базові періоди (БП)	1 БП: з 30 січня (00 год) до 31 січня (12 год)	2 БП: з 19 січня (12 год) до 20 січня (12 год)	3 БП: з 23 січня (12 год) до 24 січня (12 год)
Всього годин інтегрування	36	24	24

3.2.2 Формування вибірки синоптичних ситуацій у липні 2019 року

Проведений детальний аналіз приземних карт та карт баричної топографії за строки 00 та 12 годин та визначений тип макроциркуляційних процесів згідно з типізацією [1-46] над територією північно-західного Причорномор'я у липні (табл. 3.4). В результаті повторюваність першого типу синоптичних процесів склала – 15 строків, другого типу – 0 строків, третього типу – 15, четвертого типу – 22, п'ятого типу – 6, шостого типу – 4. Згідно з повторюваністю типових

синоптичних процесів (п. 3.2, табл. 3.1) нами були обрані періоди на протязі липня, коли спостерігалися ті типи циркуляції, які характеризуються найбільшою повторюваністю (перший, третій та п'ятий типи). Саме за ці періоди формувалася база даних полів метеорологічних величин, які використовуватимуться як вхідні та граничні умови при моделюванні термодинамічної структури ГША (табл. 3.5).

Перший тип синоптичних циркуляцій над північно-західним Причорномор'ям спостерігався 2, 7, 13, 15-17, 24-26, 30-31 липня. Оскільки, найбільш довшим періодом з однорідною синоптичною обстановкою першого типу є період 24 липня (00 год) до 26 липня (00 год) (48 години інтегрування за часом), тому він був обраний як базовий та названий першим базовим періодом (1 БП).

Третій тип синоптичних процесів відмічався на картах баричної топографії та приземній карті 1, 4-5, 6-7, 19-21, 27 липня. Як базовий обраний період з 19 липня (00 год) до 21 липня (00) (48 годин інтегрування за часом) та названий другим базовим періодом (2 БП).

П'ятий тип макроциркуляційних процесів спостерігався досить рідко й тривалістю не більше 12 годин, а саме: 6, 8, 10, 23, 29 липня. Як базовий було обране 23 липня (00-12 год) (всього 12 годин інтегрування за часом) та названий третім базовим періодом (3 БП).

Таблиця 3.4 – Типи синоптичних процесів в липні 2019 року над північно-західним причорноморським регіоном

Дата	1.07		2.07		3.07		4.07		5.07		6.07		7.07	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	3	3	1	4	4	4	3	3	3	3	5	3	3	1
Дата	8.07		9.07		10.07		11.07		12.07		13.07		14.07	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	5	6	6	6	5	6	4	4	4	4	4	1	4	4
Дата	15.07		16.07		17.07		18.07		19.07		20.07		21.07	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	1	1	1	1	4	4	4	3	3	3	3	3	4
Дата	22.07		23.07		24.07		25.07		26.07		27.07		28.07	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	4	5	5	1	1	1	1	1	4	3	3	4	4
Дата	29.07		30.07		31.07									
Строк	00	12	00	12	00	12								
Тип циркуляції	4	5	4	1	1	1								

Таблиця 3.5 – Періоди типових синоптичних ситуацій з найбільшою повторюваністю та базові періоди в липні 2019 року

Тип синоптичних процесів	Перший тип	Третій тип	П'ятий тип
Число місяця (строк)	2 (00 год), 7 (12 год), 13 (12 год), 15 (12 год) - 17 (00 год), 24 (00 год) – 25 (12 год), 30 (12 год) – 31 (12 год)	1 (00 та 12 год), 4 (00 год) – 5 (12 год), 6 (12 год) – 7 (00 год), 19 (00 год) – 21 (00 год), 27 (00 та 12 год)	6 (00 год), 8 (00 год), 10 (00 год), 23 (00 та 12 год), 29 (12 год)
Базові періоди (БП)	1 БП: З 24 липня (00 год) до 26 липня (00 год)	2 БП: З 19 липня (00 год) до 21 липня (00 год)	3 БП: З 23 липня (00 год) до 23 липня (12 год)
Всього годин інтегрування	48	48	12

3.2.3 Формування вибірки синоптичних ситуацій у жовтні 2019 року

Згідно з [48] у жовтні загалом для території України характерними виявилися такі три типи синоптичних ситуацій відповідно:

- периферичні процеси (29,4 %) – перший тип синоптичних процесів;
- антициклонічна діяльність (23,2 %) – третій тип синоптичних процесів;
- периферичні процеси з проходженням фронтів (20,1 %) – п'ятий тип синоптичних процесів.

Відповідна типізація синоптичних процесів над територією України взята з [46, 49] та уточнювалася для північно-західного Причорномор'я.

Базовим періодом, на протязі якого здійснюватиметься моделювання граничного шару атмосфери, були обрані середні місяці сезонів 2019 року.

Основна інформація для опису взята з німецького офіційного сайту центральної гідрометеорологічної служби Німеччини [47, 50].

Проведений детальний аналіз приземних карт та карт баричної топографії за строки 00 та 12 годин та визначений тип макроциркуляційних процесів згідно з типізацією [46, 49] над територією північно-західного Причорномор'я у жовтні (табл. 1.1). В результаті повторюваність першого типу синоптичних процесів склала – 5 строків, другого типу – 2 строки, третього типу – 20, четвертого типу – 18, п'ятого типу – 14, шостого типу – 3. Згідно з повторюваністю типових синоптичних процесів нами були обрані періоди на протязі жовтня, коли спостерігалися ті типи циркуляції, які характеризуються найбільшою повторюваністю (перший, третій та п'ятий типи) згідно з типізацією [46, 49]. Саме за ці періоди формувалася база даних полів метеорологічних величин, які використовуватимуться як вхідні та граничні умови при моделюванні термодинамічної структури ГША.

Згідно з перерозподілом типових синоптичних ситуацій на протязі жовтня (табл. 3.6) були обрані базові періоди, в які спостерігалися типи циркуляцій з найбільшою повторюваністю, тобто які є характерними для обраної території (табл. 3.7).

Перший тип синоптичних циркуляцій над північно-західним

Таблиця 3.6 – Типи синоптичних процесів в жовтні 2019 року над північно-західним причорноморським регіоном

Дата	1.10		2.10		3.10		4.10		5.10		6.10		7.10	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	2	1	4	3	2	6	5	5	5	5	5	1	1	1
Дата	8.10		9.10		10.10		11.10		12.10		13.10		14.10	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	3	5	3	1	4	6	6	5	3	3	3	4	4	4
Дата	15.10		16.10		17.10		18.10		19.10		20.10		21.10	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	3	3	4	4	4	3	4	4	3	3	3	4	4
Дата	22.10		23.10		24.10		25.10		26.10		27.10		28.10	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	3	4	5
Дата	29.10		30.10		31.10									
Строк	00	12	00	12	00	12								
Тип циркуляції	5	5	5	5	5	5								

Таблиця 3.7 – Періоди типових синоптичних ситуацій з найбільшою повторюваністю та базові періоди в жовтні 2019 року

Тип синоптичних процесів	Перший тип	Третій тип	П'ятий тип
Число місяця (строк)	1 (12 год), 6 (12 год), 7 (00 та 12 год), 9 (12 год)	2 (12 год), 8(00 год), 9(00 год), 12 (00 та 12 год), 13 (00 год), 15 (12 год), 16 (00 год), 18 (00 год), 19 (12 год), 20 (00 та 12 год), 22 (12 год) 23, 24, 25 (00 та 12 год), 27 (12 год)	4, 5 (00 та 12 год), 6 (00 год), 8 (12 год), 11 (12 год), 28 (12 год), 29, 30, 31 (00 та 12 год)
Базові періоди (БП)	1 БП: 3 6 жовтня (12 год) до 7 жовтня (12 год)	2 БП: 3 22 жовтня (12 год) до 25 жовтня (12 год)	3 БП: 3 28 жовтня (12 год) до 31 жовтня (12 год)
Всього годин інтегрування	24	72	84

Причорномор'ям спостерігався 1, 6-7, 9 жовтня. Оскільки, найбільш довшим періодом з однорідною синоптичною обстановкою першого типу є період 6 жовтня (12 год) до 7 жовтня (12 год) (24 години інтегрування за часом), тому він був обраний як базовий та названий першим базовим періодом (1 БП).

Третій тип синоптичних процесів відмічався на картах баричної топографії та приземній карті 2, 8-9, 12-13, 15-16, 18, 19-20, 22-25, 27 жовтня. Як базовий обраний період з 22 жовтня (12 год) до 25 жовтня (12 год) (72 годин інтегрування за часом) та названий другим базовим періодом (2 БП).

П'ятий тип макроциркуляційних процесів спостерігався 4-6, 8, 11, 28-31 жовтня. Як базовий був обраний період з 28 жовтня (12 год) до 31 жовтня (12 год) (всього 84 годин інтегрування за часом) та названий третім базовим періодом (3 БП).

3.2.4 Формування вибірки синоптичних ситуацій у квітні 2019 року

Проведений детальний аналіз приземних карт та карт баричної топографії за строки 00 та 12 годин та визначений тип макроциркуляційних процесів згідно з типізацією [49] над територією північно-західного Причорномор'я у квітні (табл. 3.8). В результаті повторюваність першого типу синоптичних процесів склала – 20 строків, другого типу – 3 строки, третього типу – 9, четвертого типу – 8, п'ятого типу – 6, шостого типу – 14. Згідно з повторюваністю типових синоптичних процесів (п. 3.2, табл. 3.1 [46]) нами були обрані періоди на протязі квітня, коли спостерігалися ті типи циркуляції, які характеризуються найбільшою повторюваністю (перший, третій та шостий типи). Саме за ці періоди формувалася база даних полів метеорологічних величин, які використовуватимуться як вхідні та граничні умови при моделюванні термодинамічної структури ГША (табл. 3.9).

Перший тип синоптичних циркуляцій над північно-західним Причорномор'ям спостерігався 1-3, 5-9, 13-15, 19-20, 25 квітня. Оскільки, найбільш довшим періодом з однорідною синоптичною обстановкою першого типу є період з 5 квітня (12 год) до 9 квітня (00 год) (84 години інтегрування за часом), тому він був обраний як базовий та названий першим базовим періодом (1 БП).

Третій тип синоптичних процесів відмічався на картах баричної топографії

Таблиця 3.8 – Типи синоптичних процесів в квітні 2019 року над північно-західним причорноморським регіоном

Дата	1.04		2.04		3.04		4.04		5.04		6.04		7.04	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	1	5	1	1	3	3	3	2	1	1	1	1	1
Дата	8.04		9.04		10.04		11.04		12.04		13.04		14.04	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	1	1	1	5	5	6	6	6	6	6	5	1	1	1
Дата	15.04		16.04		17.04		18.04		19.04		20.04		21.04	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	1	6	6	6	6	6	5	5	1	1	1	1	2	4
Дата	22.04		23.04		24.04		25.04		26.04		27.04		28.04	
Строк	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12	00	12
Тип циркуляції	4	4	3	3	3	3	1	3	4	3	4	4	4	6
Дата	29.04		30.04											
Строк	00	12	00	12										
Тип циркуляції	2	6	6	6										

Таблиця 3.9 – Періоди типових синоптичних ситуацій з найбільшою повторюваністю та базові періоди в квітні 2019 року

Тип синоптичних процесів	Перший тип	Третій тип	Шостий тип
Число місяця (строк)	1 (12 год), 2 (12 год) - 3 (00 год), 5 (12 год) - 9 (00 год), 13 (12 год) - 15 (00 год), 19 (00 год) – 20 (12 год), 25 (00 год)	3 (12 год) – 4 (12 год), 23 (00 год) – 24 (12 год), 25 (12 год), 26 (12 год)	10 (12 год) - 12 (12 год), 15 (12 год) - 17 (12 год), 28 (12 год), 29 (12 год) – 30 (12 год)
Базові періоди (БП)	1 БП: з 5 квітня (12 год) до 9 квітня (00 год)	2 БП: з 23 квітня (00 год) до 24 квітня (00 год)	3 БП: з 15 квітня (12 год) до 17 квітня (12 год)
Всього годин інтегрування	84	36	48

та приземній карті 3-4, 23-24, 25, 26 квітня. Як базовий обраний період з квітня 23 (00 год) до 24 квітня (00) (36 годин інтегрування за часом) та названий другим базовим періодом (2 БП).

Шостий тип макроциркуляційних процесів спостерігався 10-12, 15-17, 28, 29-30 квітня. Як базовий був обраний період з 15 квітня (12 год) до 17 квітня (12 год) (всього 48 годин інтегрування за часом) та названий третім базовим періодом (3 БП).

3.3 ОПИСИ СИНОПТИЧНИХ ОБСТАНОВОК ЗА ПЕРІОД СІЧНЯ, ЛИПНЯ, ЖОВТНЯ ТА КВІТНЯ 2019 РОКУ НАД ТЕРИТОРІЄЮ ЄВРОПИ З УТОЧНЕННЯМ ДЛЯ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

3.3.1 Опис синоптичної обстановки за період січня

Загальна синоптична обстановка в січні 2019 року була такою.

За рахунок посилення антициклонічної діяльності з півдня вся західна та центральна Європа впритул до південних берегів Ісландії опинилася в зоні підвищеного тиску з центром над західною Францією (рис. 3.1). В осередку атмосферний тиск склав величину 1035 гПа. Це сформувало відповідну макромасштабну циркуляцію над територією України, яка зумовлювалася переважно інтенсивним впливом баричної депресії над Скандинавією або Баринцевим морем. Останнє забезпечило затік холодного повітря з півночі. Верхня фронтальна зона (ВФЗ) станом на 1 січня 2019 року проходила вище Азорських островів до Ісландії, потім на схід до берегів Скандинавії, через центральну Європу на південь до берегів Африки, далі на схід через Середземне море та Турцію на північні території Росії. Розташування ВФЗ на території східної Європи постійно коливалося, то наближаючись, то віддаляючись від північно-західного Причорномор'я. Перше було пов'язане з проходженням фронтів та великими баричними градієнтами. Друге – з малоградієнтними полями або полями зниженого тиску, або периферійними процесами з малими баричними градієнтами. Така синоптична обстановка продовжувалася до 6 січня.

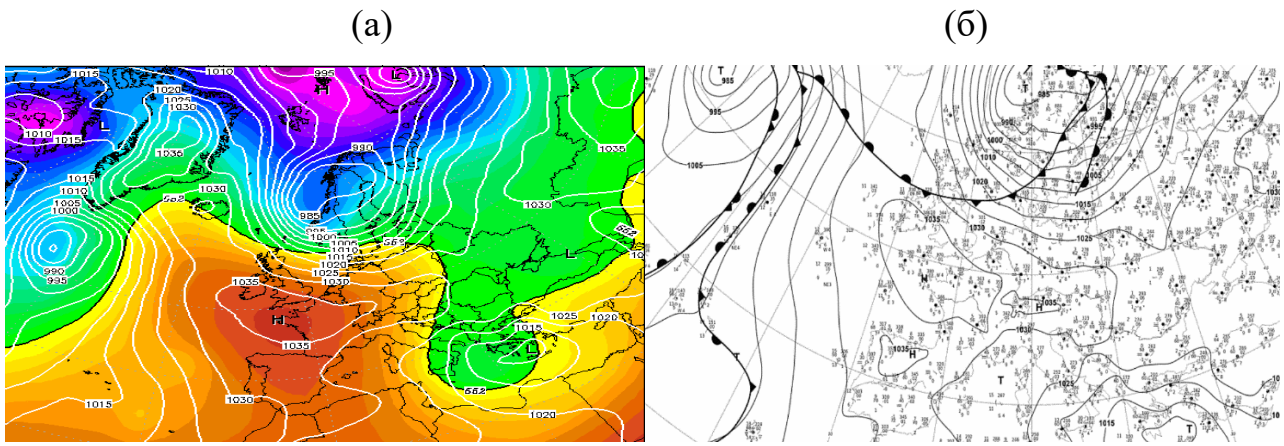


Рисунок 3.1 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 1 січня 2019 року о 00 годині.

Наступного дня, тобто 7 січня, ВФЗ у східній Європі опустилася на південь, охоплюючи всю центральну Європу, країни південної Європи, Турцію та більшу половину Середземного моря. Це зумовило інтенсивний циклогенез на фоні фронтальних переходів зі сторони холодного повітря. Біля землі відмічається проходження фронтів 10 та 11 січня (рис. 3.2). 8 та 9 січня відмічаються або периферійні процеси або малоградієнтні поля за рахунок постійних переміщень циклонів з заходу на схід.

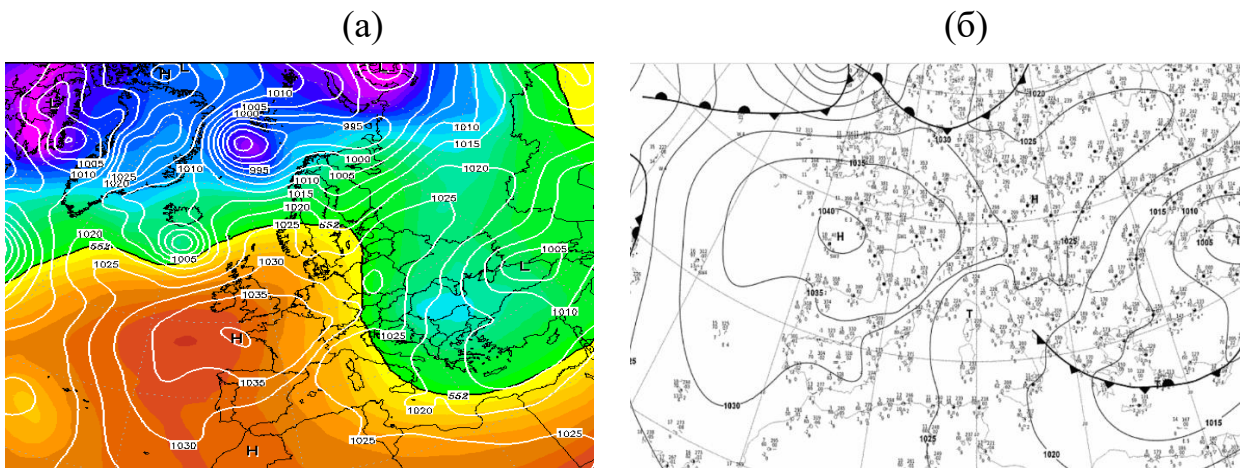


Рисунок 3.2 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 7 січня 2019 року о 00 годині.

В період з 12 до 13 січня (рис 3.3), завдяки посиленню антициклонічної діяльності з півдня, ВФЗ над східною Європою знову піднялася на північ, зумовлюючи існування периферійних процесів або малоградієнтних баричних полів. Колишній антициклон над заходом Франції став більшим за площею,

простягнувшись на захід майже у широтному напрямку.

(а) (б)

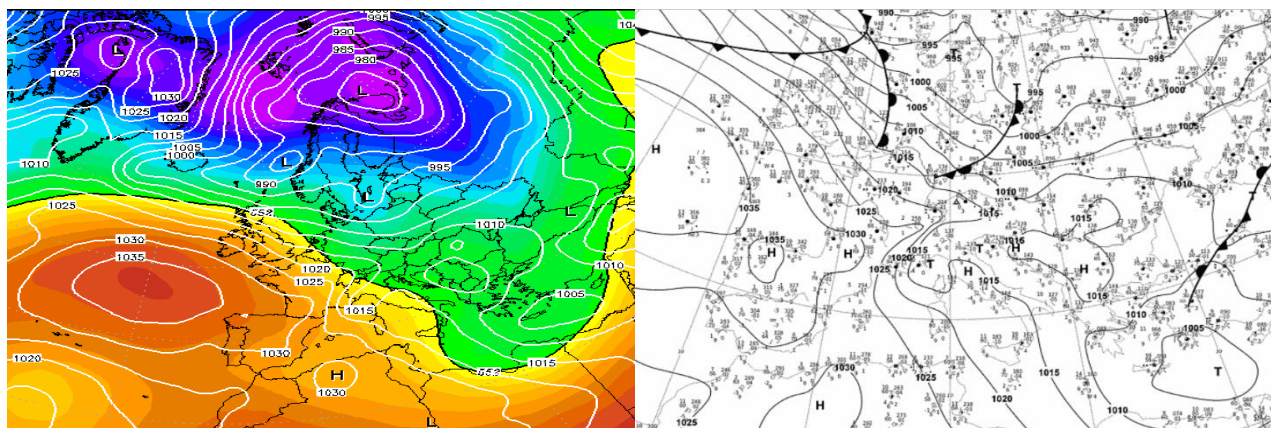


Рисунок 3.3 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 13 січня 2019 року о 00 годині.

З 14 до 16 січня (рис. 3.4) включно регіон Причорномор'я опинився під впливом двоцентрової глибокої дипресії з тиском в осередку 975 гПа, на її південно-східній периферії, що зазвичай пов'язана з активним фронтогенезом. Останній перемежовувався з периферійними циркуляціями без фронтів або малоградієнтними полями на фоні безперервних атмосферних рухів повітряних мас. Антициклон над західною Францією з 15 числа починає ослаблюватися та станом на 16 січня зникає, залишивши після себе лише гребінь, який оперізується ізобарою 1020 гПа. В той же час виникає Азорський максимум. На всьому протязі ВФЗ опустилася на південь, що автоматично опустило область фронтогенезу.

(а) (б)

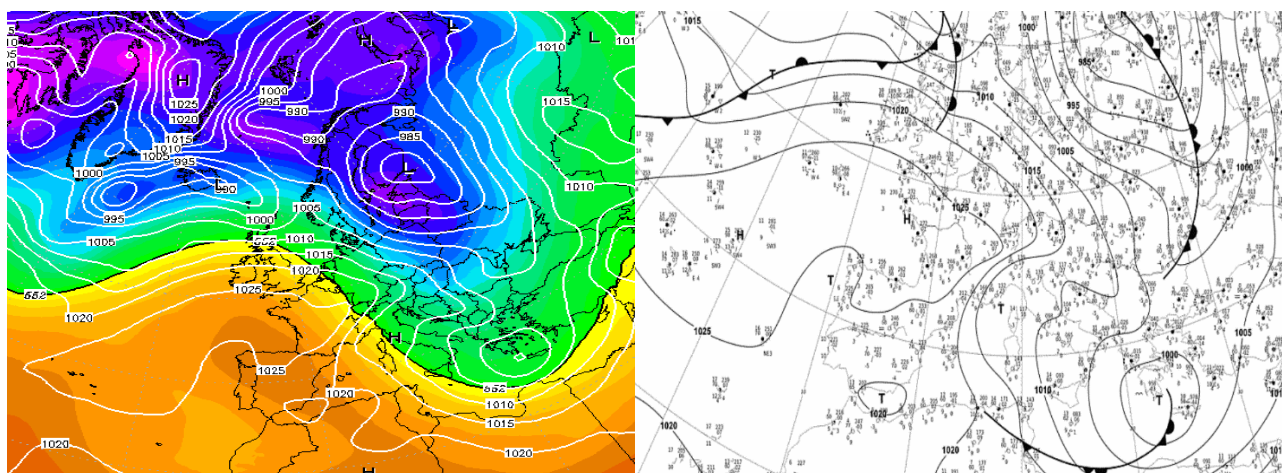


Рисунок 3.4 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 15 січня 2019 року о 00 годині.

В період з 17 до 18 січня (рис. 3.5) включно відмічається по всій довжині ВФЗ посилення антициклонічної діяльності: на заході посиленням Азорського максимуму, а на сході - полем підвищеного тиску з осередком над Середземним морем. Це спричинило появу малоградієнтних баричних полів або периферійних процесів без проходження фронтів.

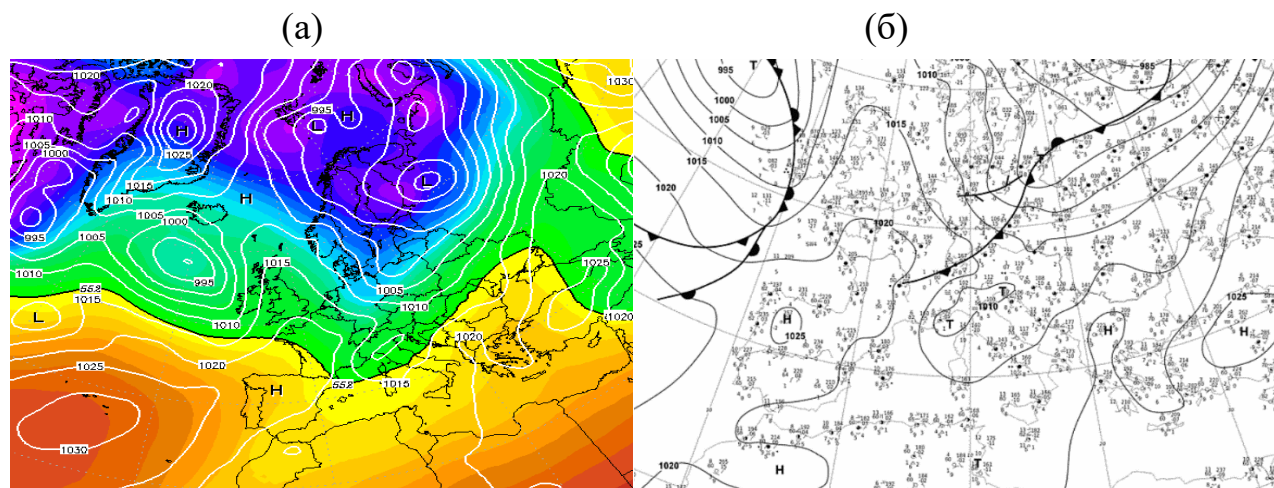


Рисунок 3.5 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 18 січня 2019 року о 00 годині.

Наступні 4 дні (19-22 січня) (рис. 3.6) північно-західне Причорномор'я знаходилося так чи інакше під впливом області підвищеного тиску.

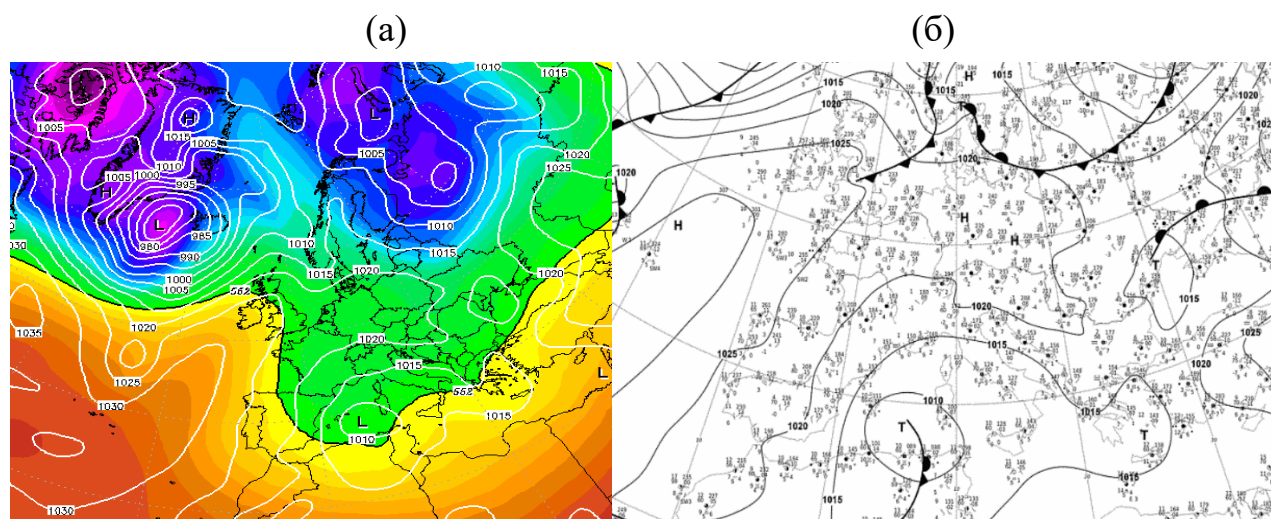


Рисунок 3.6 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 21 січня 2019 року о 00 годині.

Станом на 23 січня наявне розташування баричних утворень у північній півкулі, а саме, посиленого Азорського максимуму та глибокої Гренландської

депресії, спричинило інтенсивний затік північного повітря. Це, в свою чергу, створило умови для циклогенезу з центром над південною Європою (рис. 3.7). Цей циклон поглиблювався та переміщувався на схід, а уздовж ВФЗ, з заходу на схід, від точки розташування циклону відмічалось утворення осередків циклонічної діяльності. Останнє було пов'язане з активним фронтогенезом до 26 січня включно на території причорноморського регіону.

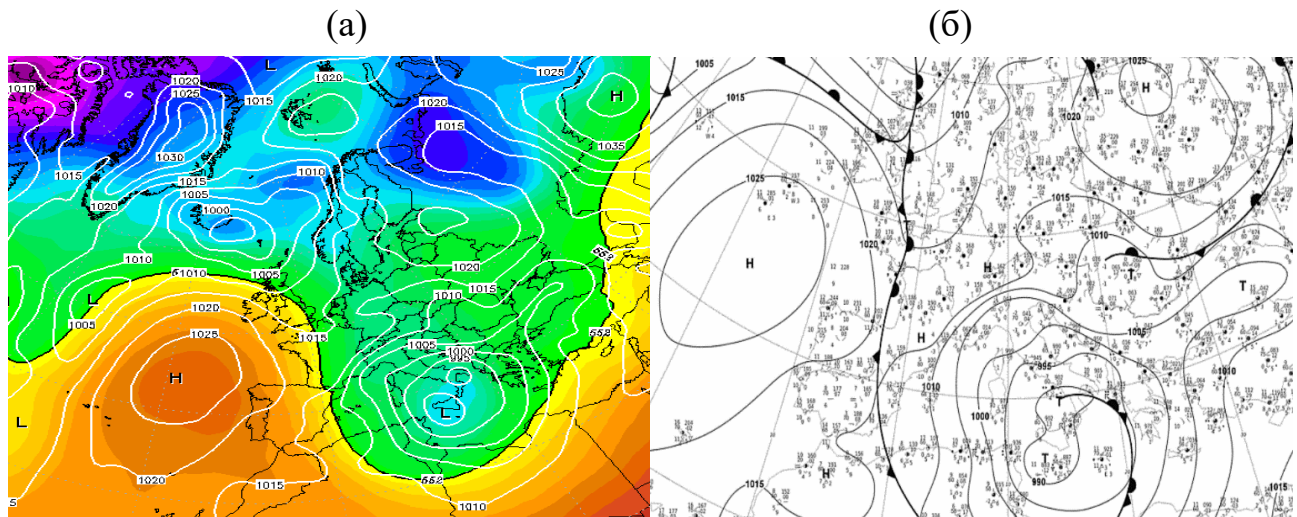


Рисунок 3.7 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 25 січня 2019 року о 00 годині.

27 січня вищезгаданий циклон майже заповнився. Про нього нагадувала лише одна ізобара з тиском 1005 гПа. Над регіоном Причорномор'я в період з 27 до 29 січня (рис. 3.8) спостерігалися або області зниженого тиску, або малоградієнтні поля, або периферійні процеси без проходження фронтів.

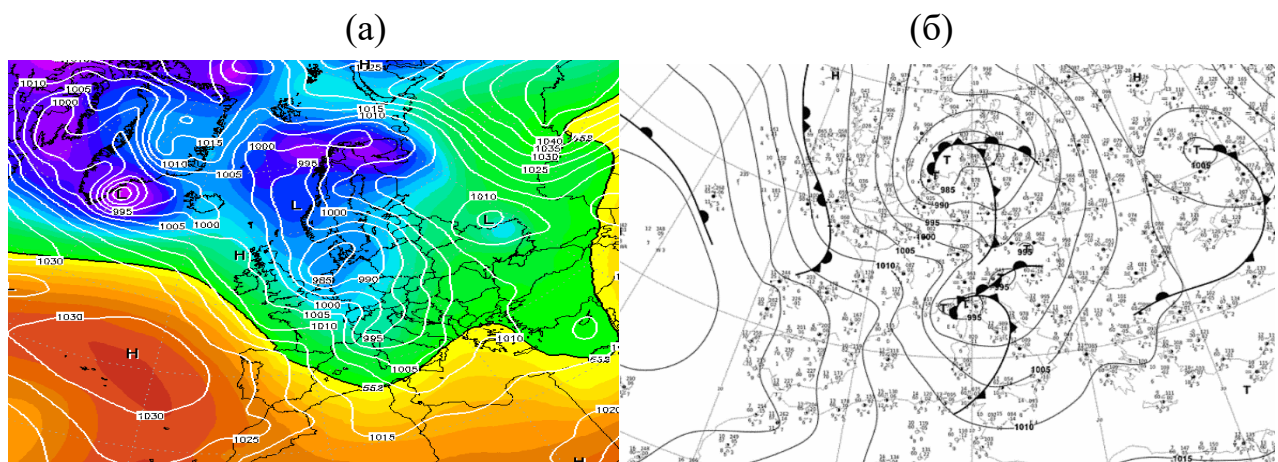


Рисунок 3.8 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 28 січня 2019 року о 00 годині.

30-31 січня (рис. 3.9) за рахунок впливу улоговини, яка простяглася від західного узбережжя Великобританії до територій східної Європи, південь України знаходився на периферії цієї улоговини з невеликими баричними градієнтами.

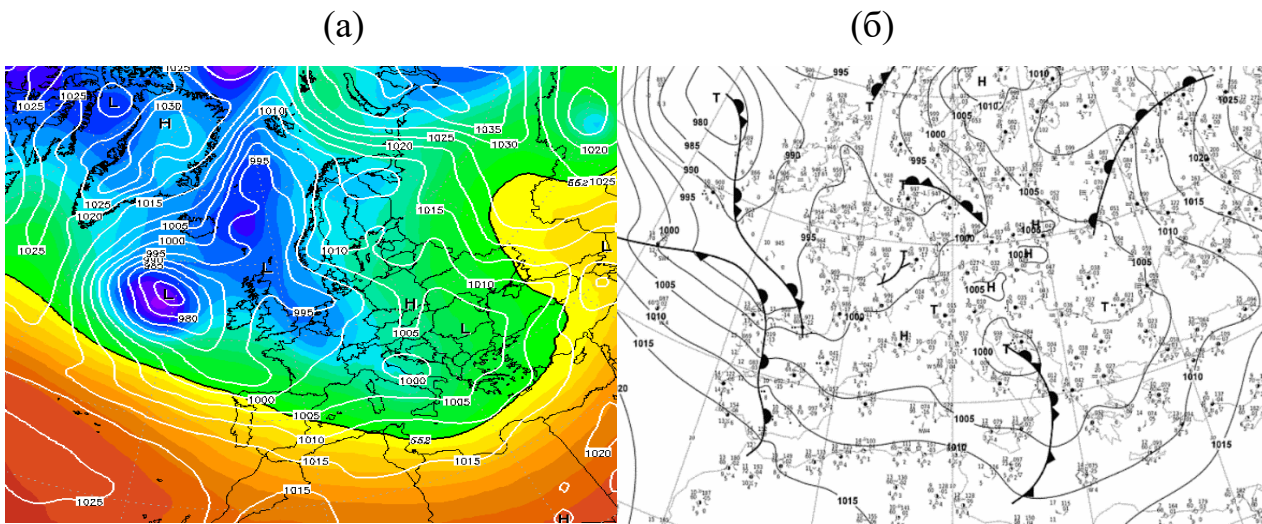


Рисунок 3.9 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 31 січня 2019 року о 00 годині.

3.3.2 Опис синоптичної обстановки за період липня

Станом на 1 липня 2019 року синоптичні процеси над більшою частиною Європи зумовлені діяльністю Азорського максимуму та його поширеним гребнем з багатоцентровими осередками в середині (в центрі 1020 гПа) (рис. 3.10). ВФЗ проходить далеко на півночі через південь Гренландії, Ісландії та Скандинавії. Північно-західне Причорномор'я опинилося в області баричного гребеня з північним- північно-західним перенесенням. Така синоптична ситуація зберігалась до 5 липня, забезпечуючи або малоградієнтне поле тиску, або поле підвищеного тиску.

6 січня активізувався циклон над Скандинавією, від якого поширилася улоговина в напрямку північно-західного причорноморського регіону. На

приземній карті відмічається в цій улоговині проходження фронтальної лінії (рис. 3.11). Необхідно зазначити, що в цей період активізувалася діяльність циклонів Північної Атлантики, що проявилось в розповсюдженні баричної

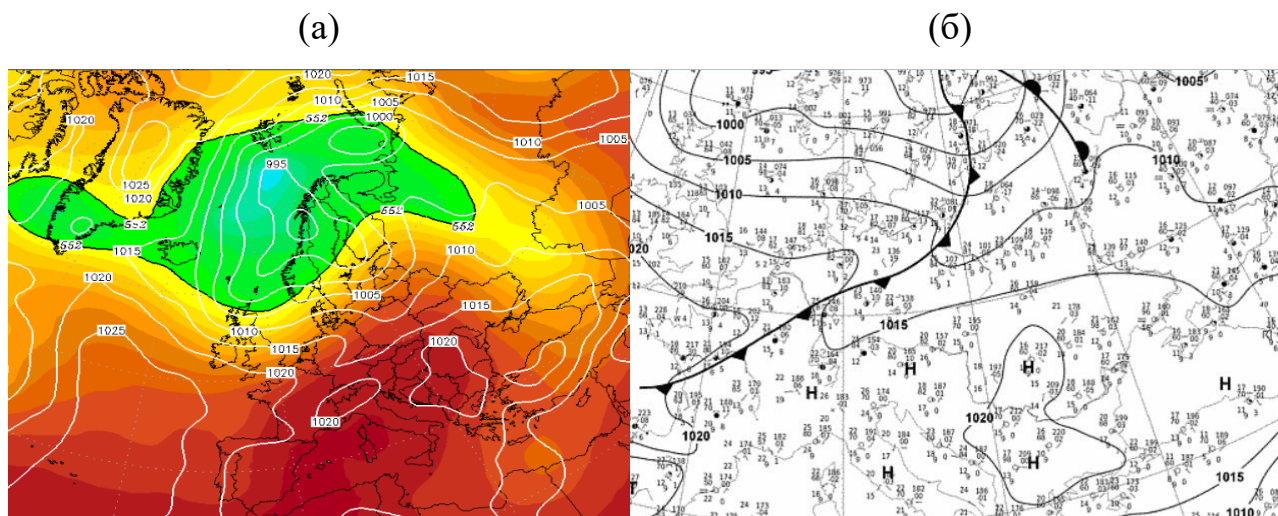


Рисунок 3.10 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 1 липня 2019 року о 00 годині.

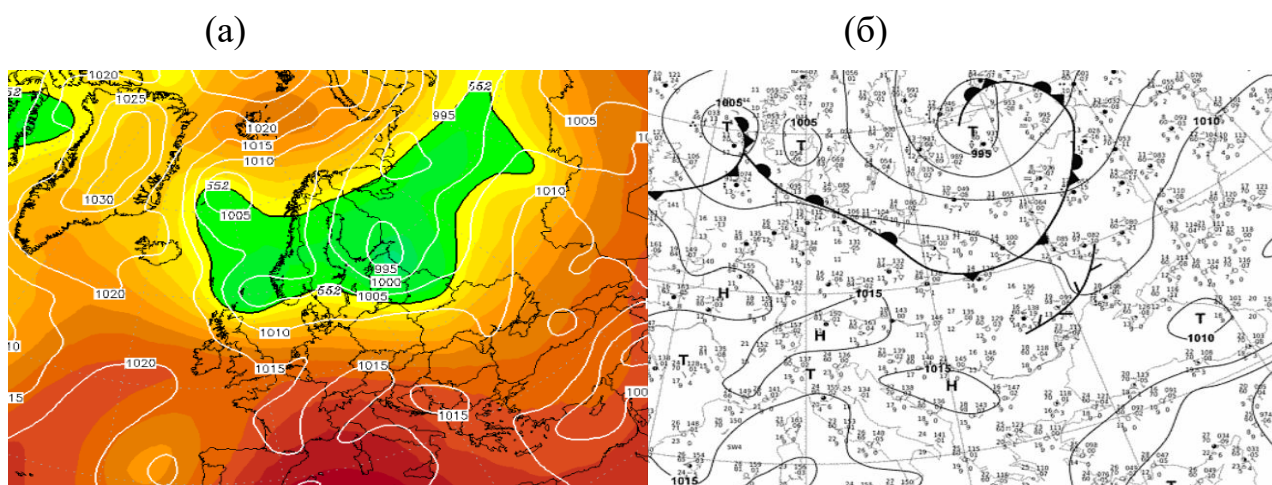


Рисунок 3.11 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 6 липня 2019 року о 00 годині.

улоговини від Гренландської депресії на південний схід та в заповненні Азорського максимуму. Замість останнього на звичайних для його розташування широтах відмічається лише баричний гребінь. Пізніше знову встановився антициклонічний тип циркуляції, а 7 липня регіон опинився в периферійній частині баричних утворень з малими баричними градієнтами.

Починаючи з 8 до 10 липня включно над регіоном відмічається шостий або п'ятий типи циркуляцій, для яких притаманне проходження фронтів на баричній улоговині від циклону над прибалтійськими країнами (рис. 3.12). Північно-західне Причорномор'я знаходиться на південно-західній периферії вищезгаданої улоговини. Тут спостерігається північне перенесення повітряних мас.

Після 10 липня на протязі 8 днів за рахунок посилення антициклонічної діяльності над територією всієї Європи над регіоном спостерігалися

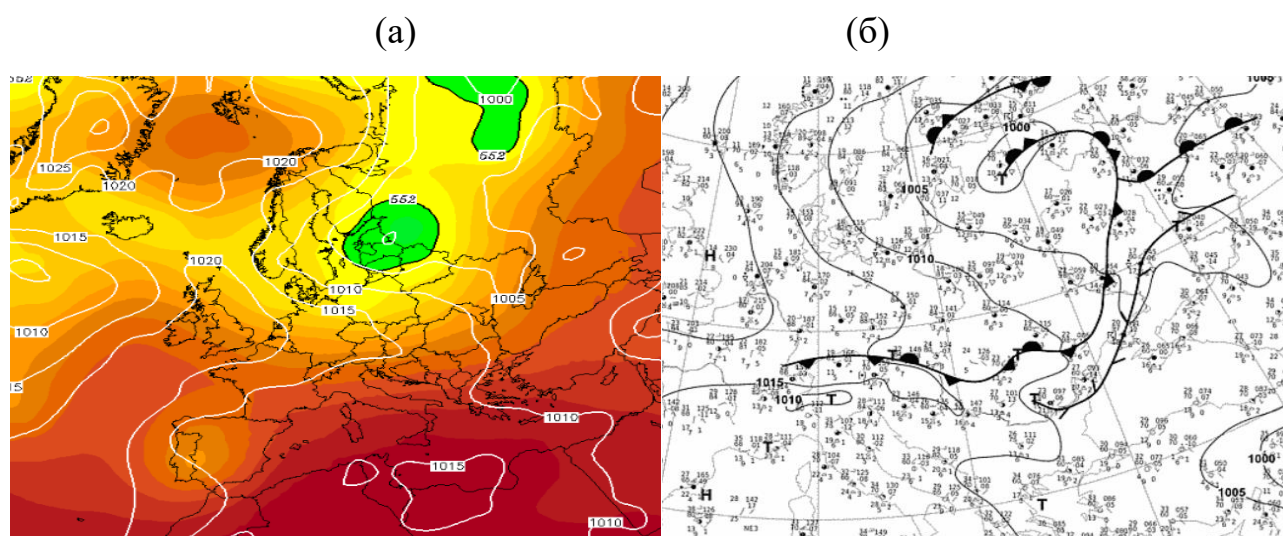


Рисунок 3.12 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 8 липня 2019 року о 12 годині.

здебільшого малоградієнтні баричні поля, які перемежовувалися з периферійними процесами з малими баричними градієнтами (рис. 3.13).

Станом на 19-21 липня регіон підпав під вплив баричного гребня від Азорського антициклону, що зумовило над регіоном здебільшого північне перенесення повітряних мас або відсутність вітру, коли останній зосереджувався в центрі баричного максимуму, який змістився на його територію.

Надалі на протязі 36 год, тобто з 21 липня (12 год) до 22 липня (12 год) над територією, яка розглядається, встановлюється малоградієнтне поле, тоді як 23 липня відмічаються периферійні процеси з проходженням фронтів (рис. 3.14).

В період з 24 до 26 липня на приземній карті та карті баричної топографії АТ₅₀₀ відмічаються периферійні процеси з малими баричними градієнтами між осередками, окресленими однією ізобарою, підвищеного тиску над центральною Європою та зниженого тиску над Грузією.

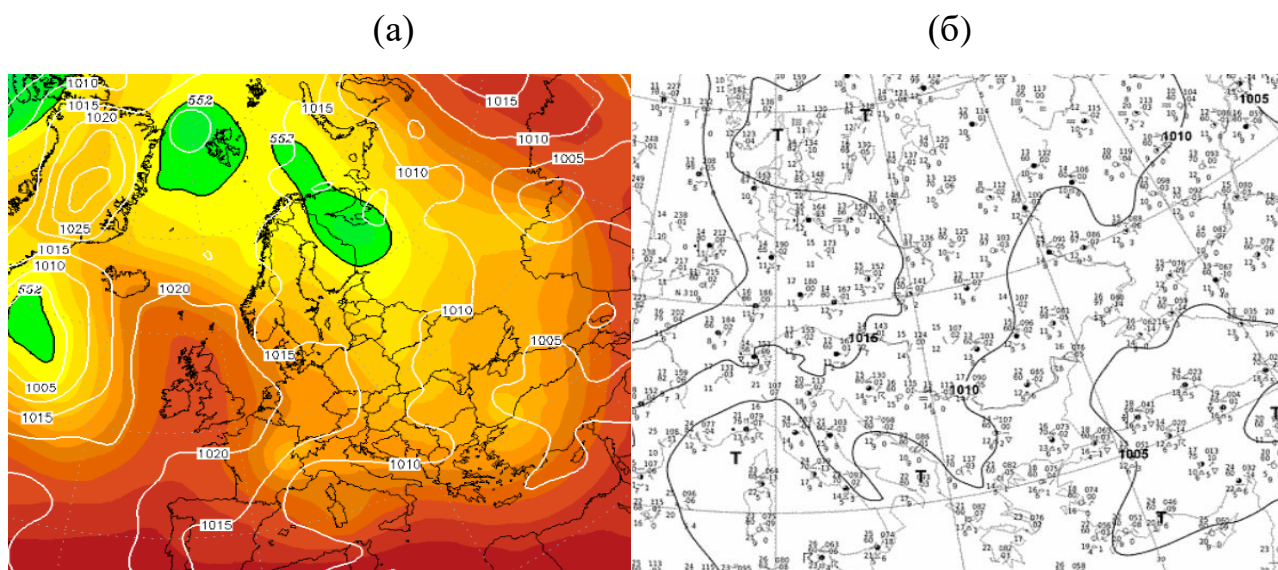


Рисунок 3.13 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 15 липня 2019 року о 00 годині.

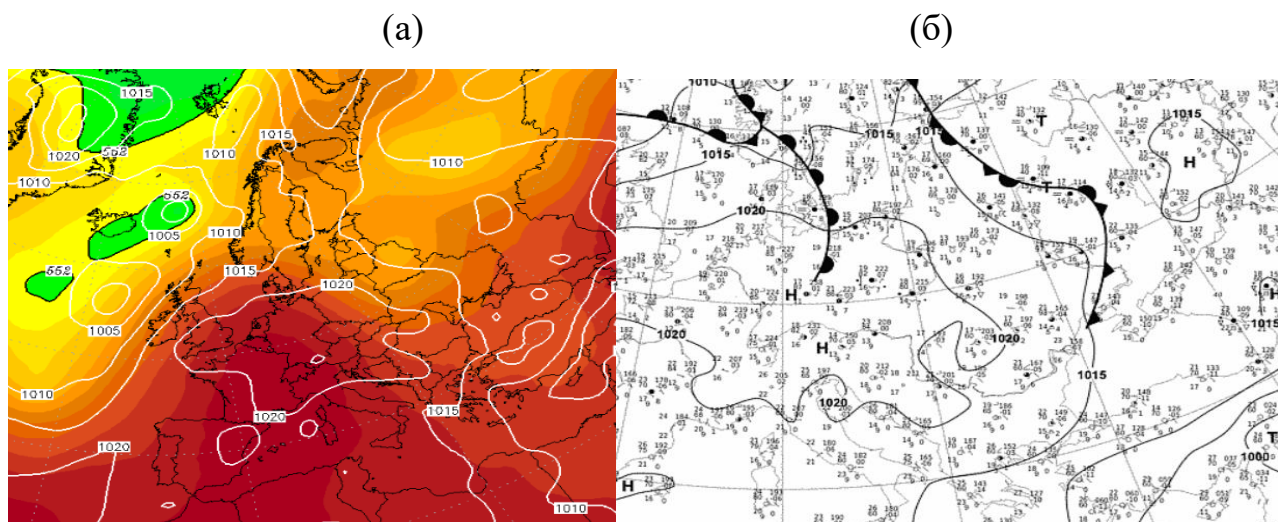


Рисунок 3.14 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 23 липня 2019 року о 00 годині.

27 липня північно-західний регіон знаходився в майже однорідній області підвищеного тиску, яка представляла собою плямисту структуру з окремими осередками з тиском 1010 гПа в центрі.

Протягом періоду 28-30 липня територія, яка розглядається, знаходилася в сідловині, яка утворилася за широтою між циклоном над Сербією та улоговиною від циклону над північню середньої частини Російської Федерації, а за довготою між гребнем від антициклону над архіпелагом Шпіцберген та гребнем субтропічної області підвищеного тиску (рис. 3.15). Тільки 29 липня о 12 годині відмічалися периферійні процеси з проходженням фронту. Спостерігається північно-західне перенесення повітряних мас, оскільки регіон знаходиться на північно-східній периферії окремо сформованого осередку зниженого тиску с тиском 1005 гПа.

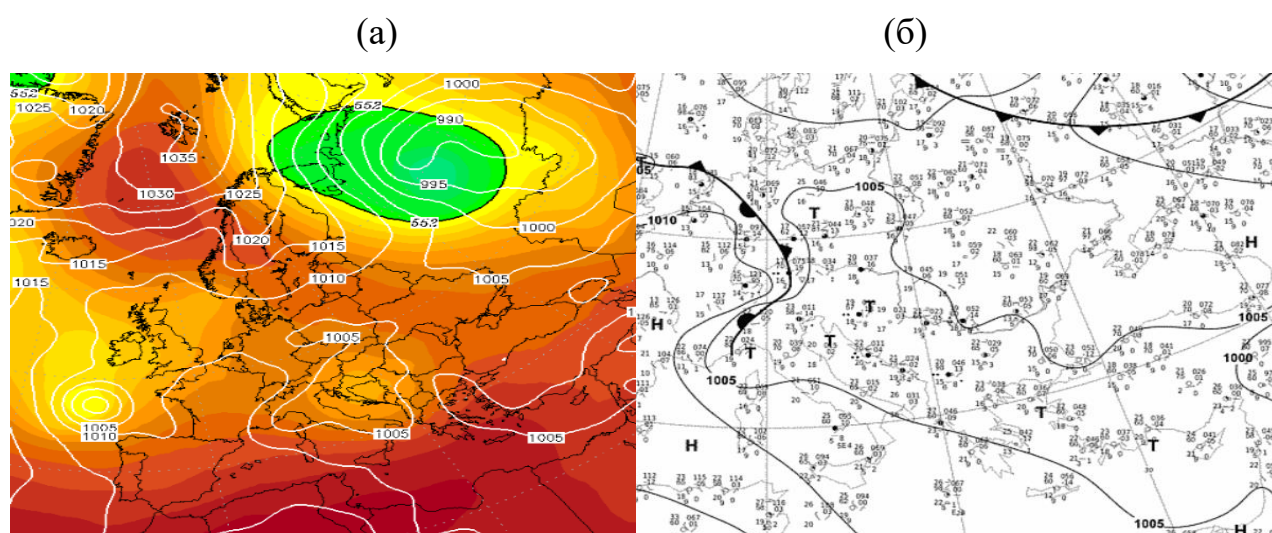


Рисунок 3.15 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 29 липня 2019 року о 00 годині.

Останні два дні липня (30-31 липня) характеризувалися навністю периферійних процесів з малими баричними градієнтами.

3.3.3 Опис синоптичної обстановки за період жовтня

Синоптична обстановка в жовтні 2019 року була такою.

1 жовтня в 00 год розглядувана територія знаходилася в баричній улоговині,

яка розповсюдилася від добре розвиненого за висотою циклону над Скандинавією з тиском у центрі в 980 гПа біля Землі. З цим, в свою чергу, було пов'язане проходження холодного фронту.

Надалі й впритул до 5 жовтня майже вся територія Європи та смуга середніх та субтропічних широт над Атлантичним океаном знаходилася під впливом поля високого тиску, що зумовило наявність малоградієнтних полів атмосферного тиску біля землі над причорноморським регіоном (рис. 3.16), хоча в деякі строки над регіоном проходили хвости фронтів, пов'язаних з неглибокими осередками низького тиску на півночі та баричною улоговиною, яка простягалася з півночі на південь (4-5 жовтня).

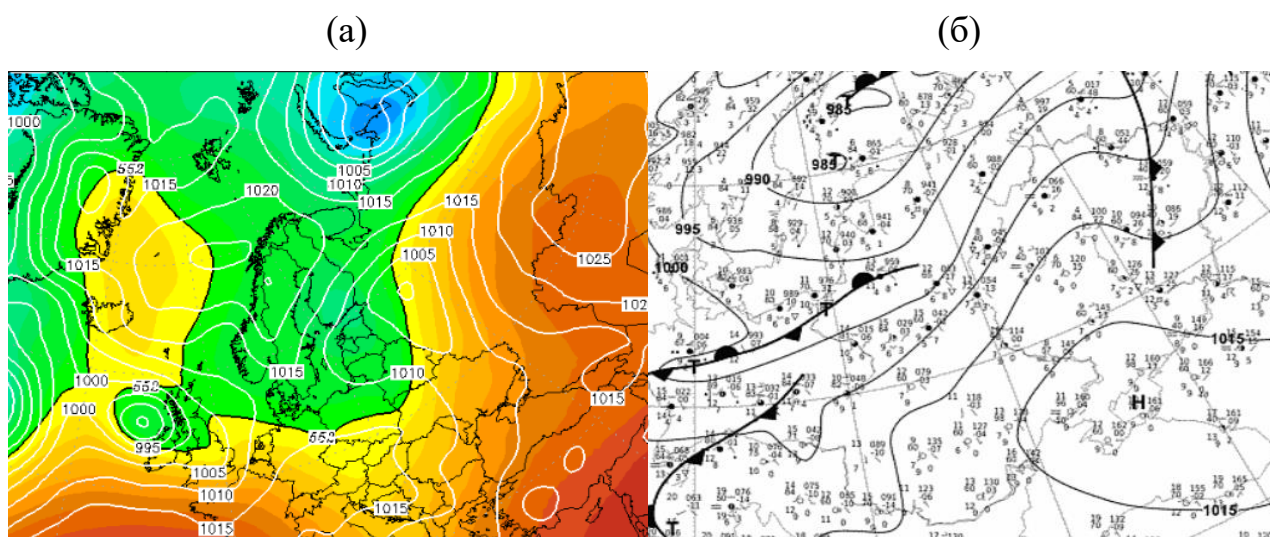


Рисунок 3.16 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 3 жовтня 2019 року о 00 годині.

В період з 5 до 7 жовтня синоптична ситуація над територією України, зокрема, над причорноморським регіоном, зумовлювалася макроциркуляційними процесами на північний захід та північ від України. А саме, розвиненим антициклоном над Скандинавією з тиском у центрі в 1025 гПа та таким же розвиненим циклоном над Кольським півостровом з тиском у центрі 1000 гПа. При цьому встановилася циркуляція повітряних мас з півночі на південь з притоком холодного повітря, що створило умови для зародження нового циклону над територією України з супутнім йому фронтогенезом (рис. 3.17), до того ж сам

регіон знаходився в області ВФЗ. Це баричне утворення станом на 6 жовтня (00 год) розвинулося за висотою та простежувалося й на карті баричної топографії 850 гПа. Сам регіон знаходився за холодним фронтом з ясным небом та відсутністю опадів. Вночі температура повітря на рівні 2 м складала величину 6-9 °С, а вдень – 9-12 °С.

Останній циклон упродовж 7, 8 та 9 жовтня розвивався, поглиблювався та зміщувався на північ уздовж головуючого потоку. При цьому антициклон над Скандинавією спочатку зруйнувався, перетворившись на вузьку перетинку

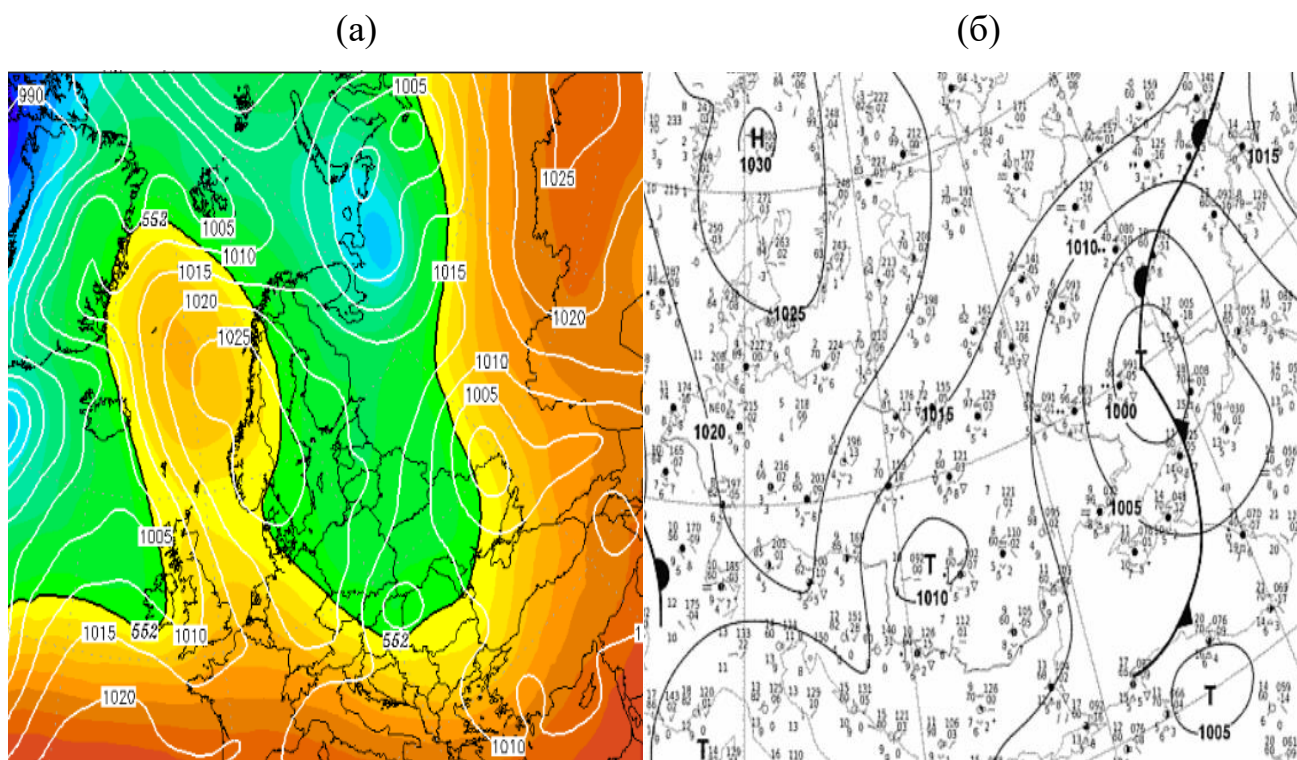


Рисунок 3.17 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 6 жовтня 2019 року о 00 годині.

високого тиску між Ісландською депресією та вище згадуваним циклоном, а надалі зовсім зник, на місці якого утворилася область низького тиску як результат поєднання баричних полів Ісландської депресії та циклону над Кольським півостровом (рис. 3.18). Тобто, виявилось, що область зниженого тиску піднялася на північ, поступившись місцем полям підвищеного тиску. Це, в свою чергу, зумовило зональне або південно-західне перенесення повітряних

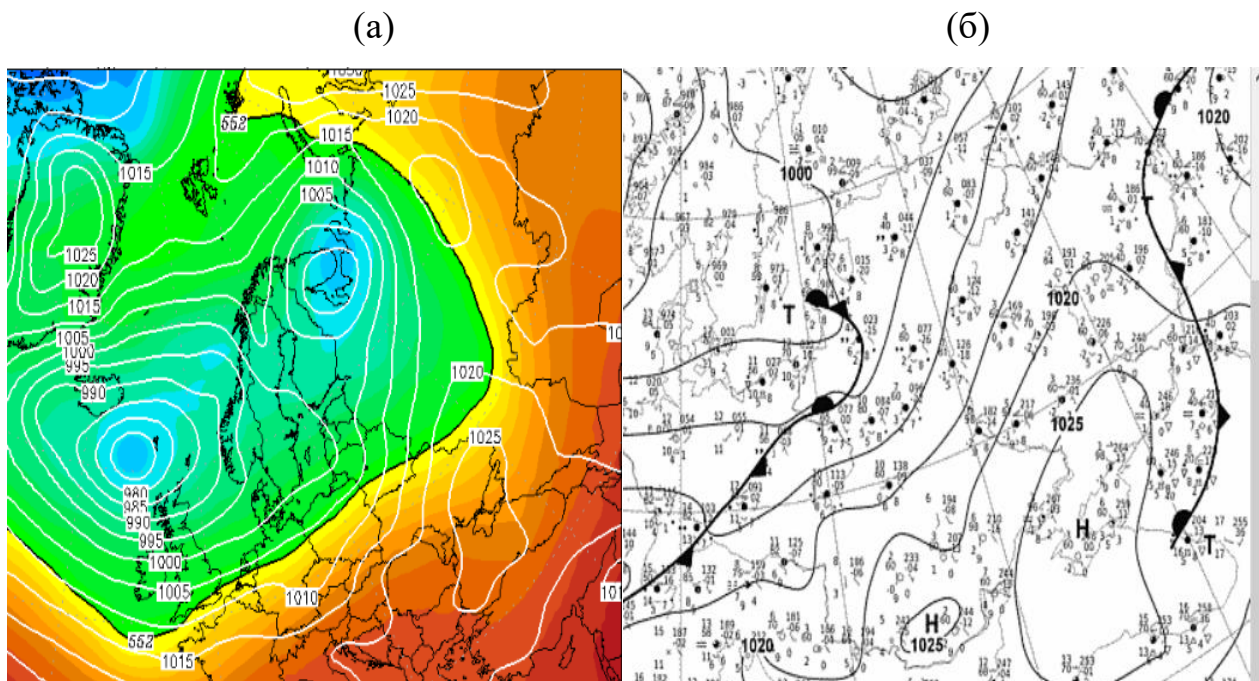


Рис.3.18 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 9 жовтня 2019 року о 00 годині.

мас над регіоном, оскільки останній знаходився або в центрі або в передній частині антициклону над південно-східною частиною України. Останній був ще нерозвиненим за висотою, циркулюючи лише в межах граничного шару атмосфери та зміщуючись уздовж головуючого потоку на схід. Атмосферний тиск в центрі антициклону складав величину біля 1025 гПа. Над північно-західним Причорномор'ям здебільшого спостерігалася адвекція тепла. Хмарність була відсутня.

10 та 11 жовтня північно-західне Причорномор'я знаходилося під впливом баричної улоговини, яка поширювалася від багатоцентрової депресії над Скандинавією. При цьому розглядуваний регіон розташовувався на південній частині ВФЗ, що зумовило біля землі незначну активізацію фронтогенезу. Над самим регіоном 11 жовтня спостерігається хмарність, слабкий вітер з півдня та опади.

В період з 12 до 25 жовтня північно-західне Причорномор'я знаходилося у полі підвищеного малоградієнтного поля, яке існувало за рахунок такої

макроциркуляційної обстановки над Євразією та Північною Атлантикою. Верхня фронтальна зона за весь вказаний період проходила по наступній траєкторії: південь Гренландії – південь від Ісландії – північна частина Європи, охоплюючи Скандинавію – Кольський півострів – північна частина Західносибірської рівнини. Це зумовило відповідне розташування типових баричних утворень: Гренландський максимум над Гренландією, Ісландська депресія, яка зміщувалася на схід до Скандинавського півострову при посиленні Азорського максимуму (рис. 3.19) та поширена область підвищеного тиску з півдня, яка зливалася з такою ж над Західносибірською рівниною (рис. 3.20). В період з 22 до 25 жовтня за рахунок активної антициклонічної діяльності, для якої притаманні зазвичай нисхідні вертикальні рухи, хмарність була відсутня та спостерігалася значна адвекція тепла з правим поворотом вектору швидкості вітру. Амплітуда добового ходу над сушею складала величину в межах 9-12 °С.

Саме останнє баричне утворення блокувало переміщення циклонів з заходу, що призвело до здебільшого південного, південно-західного або західного переносу теплих повітряних мас, посилюючи антициклонічну діяльність над

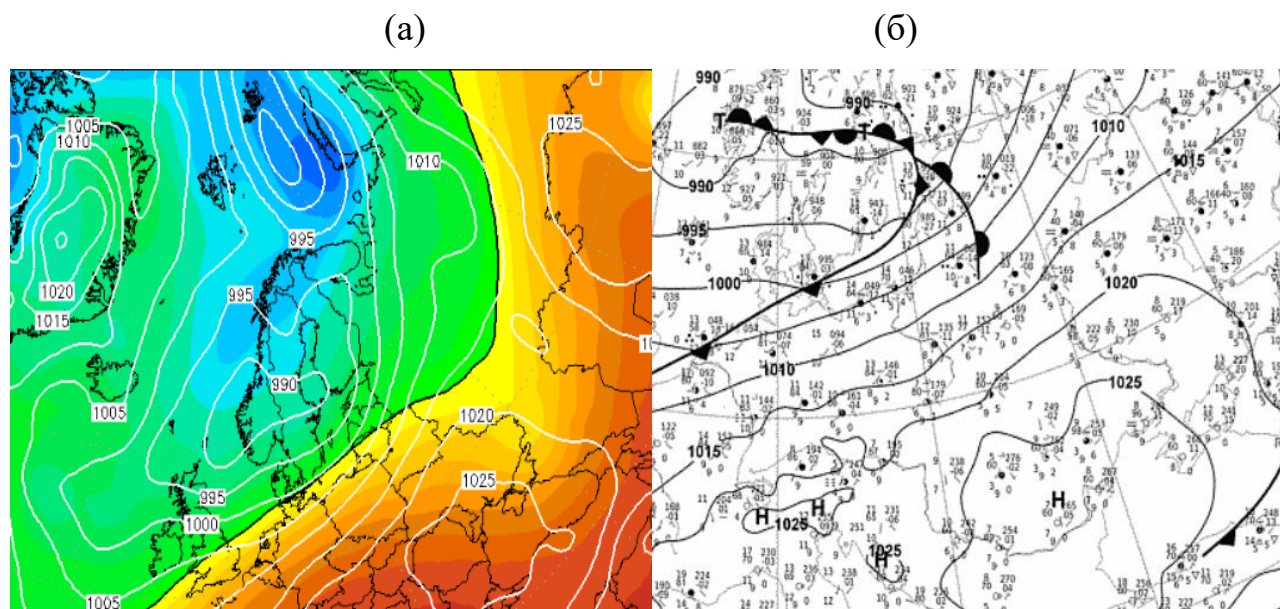


Рисунок 3.19 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 12 жовтня 2019 року о 00 годині.

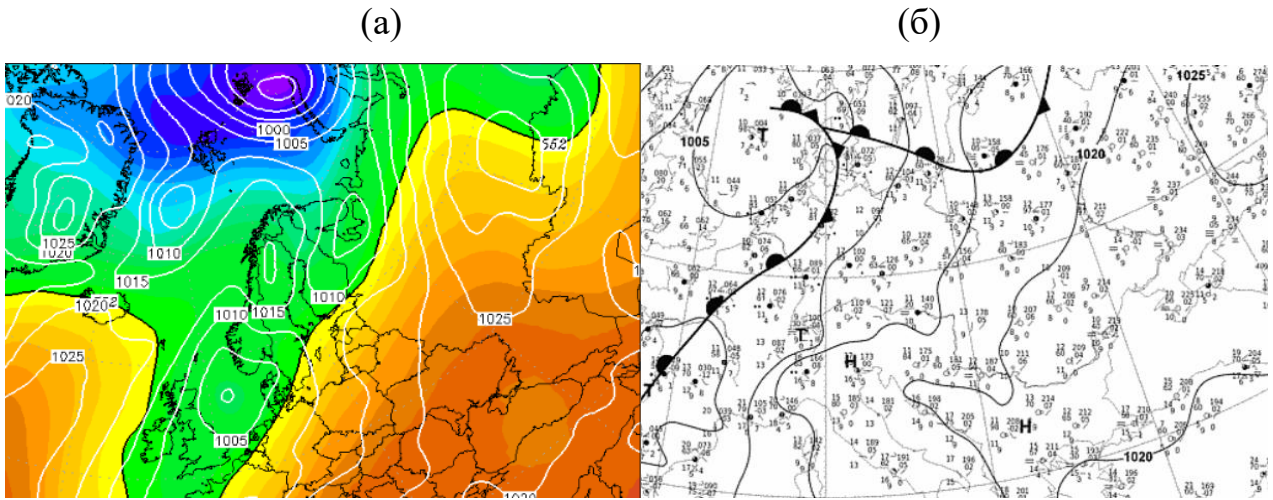


Рис. 3.20 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 20 жовтня 2019 року о 00 годині.

територією України (рис. 3.21). Напротязі цього періоду відмічалася довготривале стаціонування області високого тиску або наявність баричної сідловини з незначними баричними градієнтами. Такий просторовий перерозподіл баричних утворень спричинив південне перенесення теплих повітряних мас. В нижньому шарі атмосфери сформувалися умови для встановлення стійкої температурної стратифікації та, як наслідок, слабкої атмосферної турбулентності.

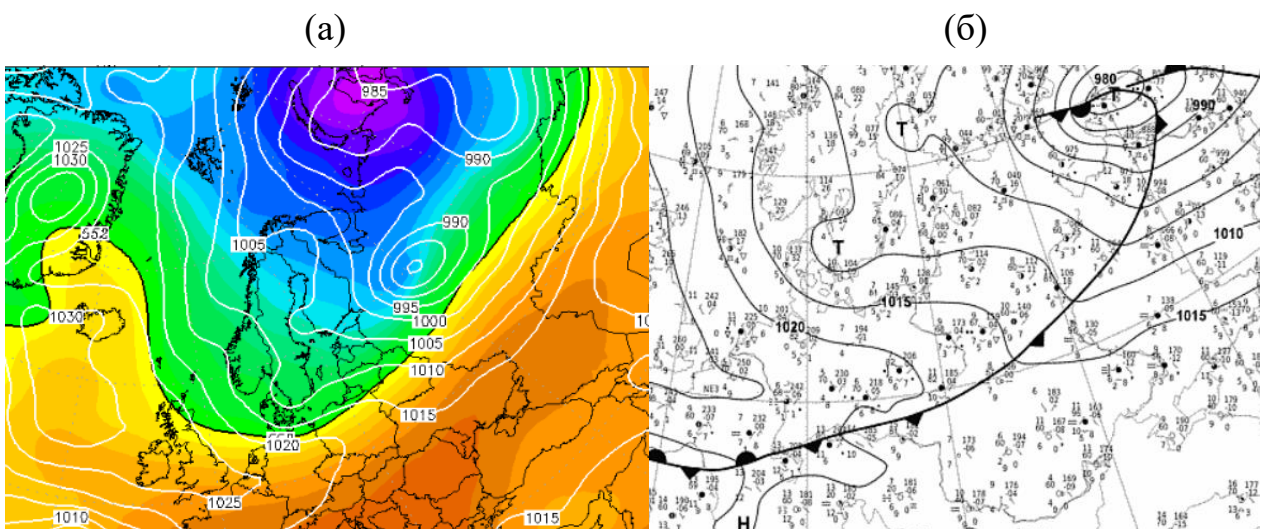


Рисунок 3.21 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 28 жовтня 2019 року о 00 годині.

Починаючи з 27 жовтня Гренландський максимум розширив зону свого впливу на південний схід, утворивши у своїй улоговині осередок високого тиску, окресленого однією ізобарою. 28 та 29 жовтня ВФЗ знаходилася над північною частиною України з відповідними фронтами, забезпечуючи над регіоном п'ятий тип циркуляції. В той же час (рис. 3.22) додатковий осередок від Гренландського антициклону посилювався так, що в центрі тиск склав 1030 гПа та почав розповсюджуватися на Європу у вигляді баричної улоговини 30 жовтня (рис. 3.22). ВФЗ в цей час проходила саме через територію України,

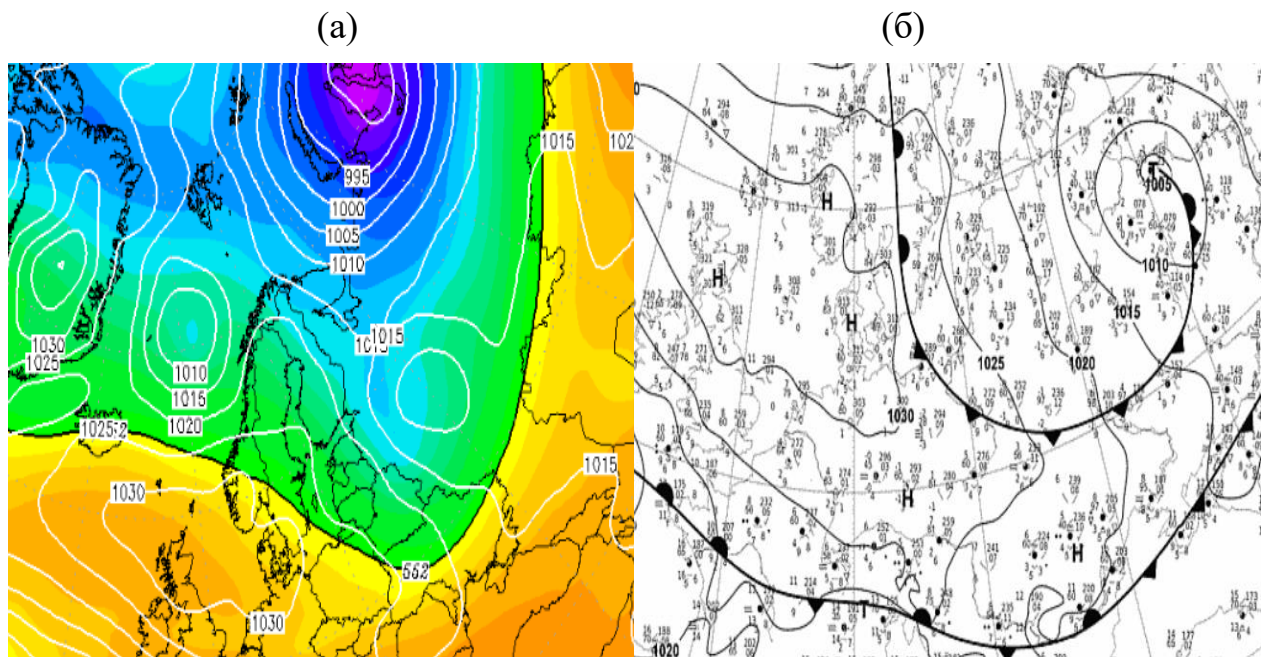


Рисунок 3.22 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 30 жовтня 2019 року о 00 годині.

спричинивши активний фронтогенез. Розглядуваний регіон знаходився під впливом баричної улоговини від циклону на північний схід від України. 31 жовтня над північною частиною Європи прослідковується окремий поширений за площею антициклон, який поступово переміщувався на схід. У цей період північно-причорноморський регіон знаходився в баричній улоговині, а потім в передній частині антициклону (рис. 3.23).

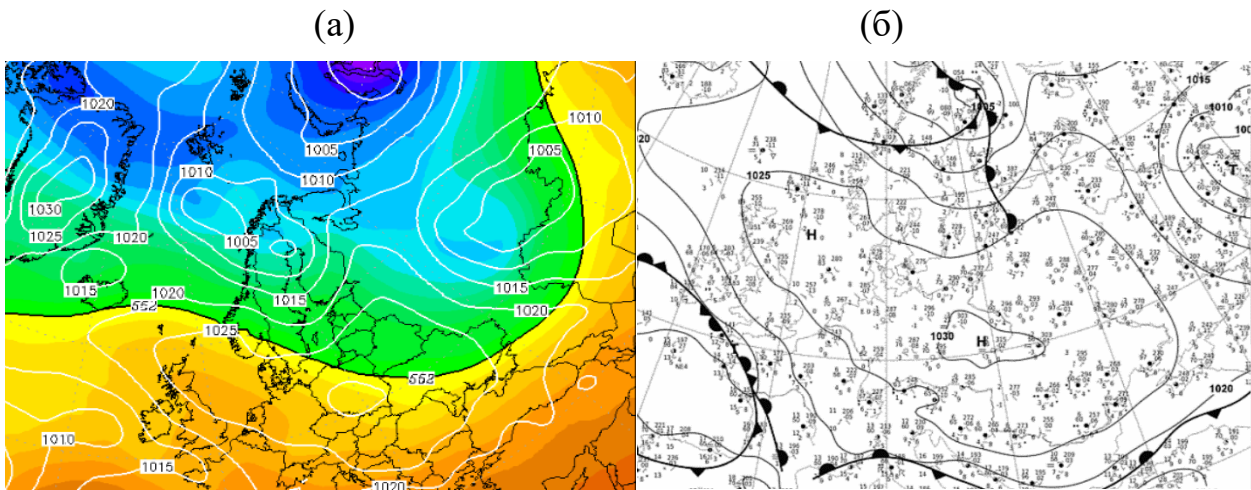


Рисунок 3.23 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 31 жовтня 2019 року о 00 годині.

3.3.4 Опис синоптичної обстановки за період квітня

Основними погодоутворюючими факторами станом на 1 квітня (00 год) (рис. 3.24) над атлантико-євразійським сектором північної півсфери Землі, які опосередковано визначали синоптичну обстановку над територією північно-західного Причорномор'я, були такі баричні утворення: стаціональний Азорський максимум з тиском в центрі 1035 гПа (АзМ), Гренландський максимум (1020 гПа) (ГрМ), добре розвинена за висотою Ісландська депресія (995 гПа) (ІсД), відріг Азорського антициклону з однією замкненою ізобарою в середині (1025 гПа) над Північним морем, поширена область зниженого тиску над Іспанією та північною частиною Африки (1010 гПа), стаціональний холодний глибокий циклон над Новою Землею (975 гПа), область зниженого тиску над Турцією (1010 гПа) та антициклон над Казахстаном (1025 гПа). Такий перерозподіл баричних утворень зумовив наявність над регіоном 4 типу атмосферної циркуляції [1], тобто, малоградієнтне баричне поле зі слабким вітром та тиском 1010-1015 гПа. ВФЗ проходить вище території України, хоча на приземній карті через північну її частину проходить холодний фронт.

1 квітня (12 год) всі вищезазначені атмосферні вихори трохи змістилися на схід, при чому відріг антициклону над Північним морем цілком сформувався у

окремий антициклон з тиском у центрі в 1030 гПа. Область зниженого тиску над Іспанією та північню Африки зруйнувалася, залишивши після себе окремі осередки зниженого тиску, окреслених однією ізобарою. Причорномор'я опинилося на південно-східній периферії антициклону над Балтійським морем з малими горизонтальними баричними градієнтами, завдяки чому таку синоптичну ситуацію можна віднести до 1 типу атмосферних циркуляцій (АЦ) [1].

2 квітня (00 год) просторовий розподіл основних баричних утворень над атлантико-євразійським сектором майже не змінився, окрім того, що всі вони трохи змістилися на схід, а над регіоном створилися умови для наявності 5 типу атмосферних циркуляцій, коли територія України знаходиться на периферії

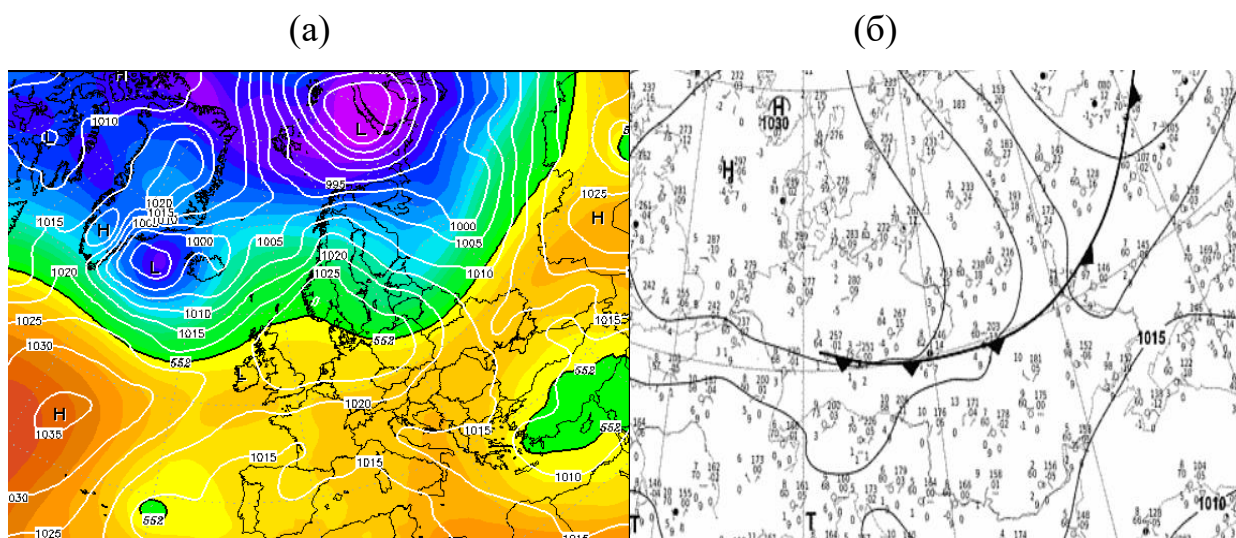


Рисунок 3.24 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 1 квітня 2019 року о 00 годині.

антициклону, за якою проходять атмосферні фронти. Останні пов'язані з областю зниженого тиску над Турцією, яка на той момент перемістилася на схід і знаходилася над Каспійським морем.

2 квітня (12 год) та 3 квітня (00 год) АЗМ розповсюдився на північ, витіснивши ІсМ, який почав стаціонувати над Великобританією поєднавшись з циклоном над Новою Земле, що спричинило інтенсивний затік холодного повітря з півночі. Антициклон над Балтійським морем, поступово переміщуючись на схід

поширився за площею та утворив два відроги, один з яких поєднався з антициклоном над Казахстаном, а другий розповсюдився в напрямку Грецького архіпелагу. Циклон над Каспієм поглибився та добре розвинувся за висотою та змістився на західну частину Казахстану. Північно-західний причорноморський регіон знаходився на передній частині відрогів антициклону на північ від України (1 тип циркуляції).

Станом на 3 квітня (12 год) антициклон над Західносибірською рівниною представляв собою лише гребінь високого тиску, який розповсюджувався в південному напрямі та проходив через всю територію України та більшу частину Чорного моря. Це сформувало умови для встановлення над регіоном 3 типу АЦ. Циклон над західною частиною Казахстану посилювався (тиску у центрі 995 гПа) та розвинувся за висотою.

4 квітня (00 год) АЗМ стаціонує, поєднавшись відрогами з ГрМ. За рахунок стаціонування циклону над Великобританією відбувалося інтенсивне перенесення теплого повітря з півдня в області, північніше Ісландії. Це зумовило там формування замкненого антициклонічного вихора з тиском в 1010 гПа. Гребінь високого тиску, орієнтований з півночі на територію України, стаціонує (3 тип АЦ), а циклон над Казахстаном змістився на територію Росії та трохи заповнився.

4 квітня (12 год) відріг антициклону над Західносибірською рівниною поширився за площею та утворив на своєму меридіональному протягненні два осередки, окреслені однією ізобарою. Над регіоном зосереджувався осередок з тиском у центрі в 1020 гПа (3 тип АЦ).

Станом на 5 квітня (00 год) (рис. 3.25) АЗМ представляв собою дуже поширену область високого тиску з тиском у центрі 1030 гПа, вплив якого закінчувався на 45° пн. ш. Старий холодний стаціонує циклон над Великобританією поширився за площею та здебільшого на південний захід та у напрямку Італії, де утворився осередок низького тиску, окреслений однією ізобарою в 1000 гПа. За рахунок антициклону, який раніше утворився північніше Ісландії, змістився на схід та перебував в цей час над Скандинавією, відбулося інтенсивне перенесення холодних повітряних мас з півночі на територію України,

що сформувало на рівні Землі відповідну циклонічну циркуляцію, але поки ще незамкнену, тоді як на карті баричної топографії АТ⁵⁰⁰ відмічається чітко окреслений осередок низьких геопотенціальних висот. Тобто, прослідковувався 2 тип АЦ.

5 квітня (12 год) загалом над Атлантикою синоптична ситуація не змінилася. Остання змінилася лише над східною Європою. А саме, антициклон над Скандинавією трохи змістився на схід, об'єднавшись з антициклоном над Західносибірською рівниною. Висотний антициклон над територією України змістився на північний схід, який на поверхні Землі прослідковувався у вигляді баричної улоговини. Регіон знаходився на периферії між осередком низького тиску над Великобританією та поширеної області високого тиску на північ від України (1 тип АЦ).

6 квітня (00 год) циклон над Великобританією, ставши більш теплим, почав поступово заповнюватися та зміщуватися на південь. Поширена антициклонічна область над Скандинавією та Західносибірською рівниною посилилася, в результаті чого утворилося два осередки з тиском у центрі 1030 гПа. Синоптична ситуація над північно-західним Причорномор'ям залишилася такою ж, як й в попередній строк (1 тип АЦ).

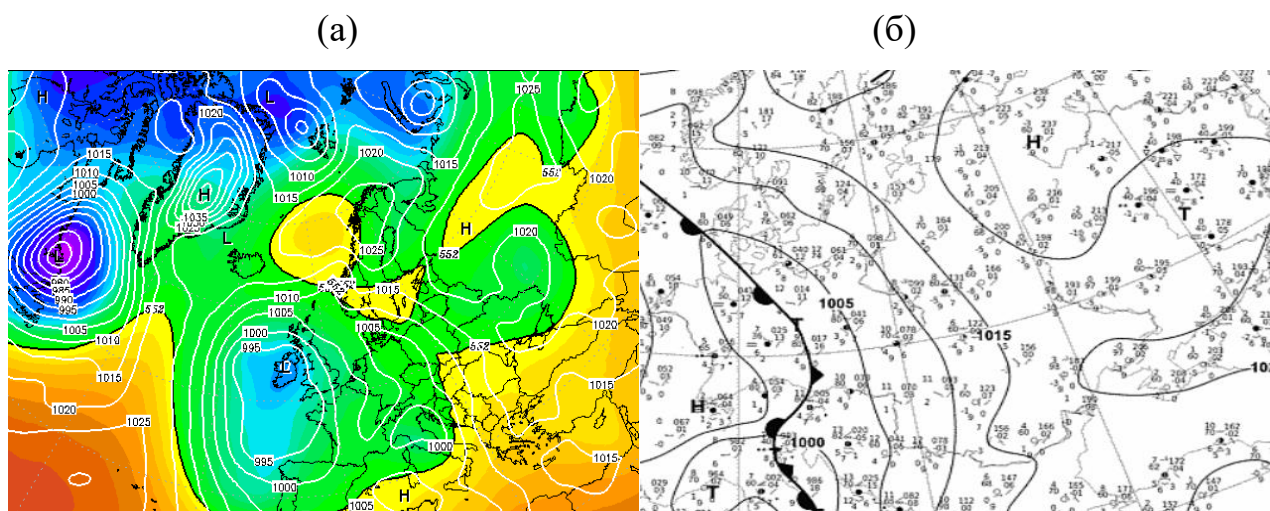


Рисунок 3.25 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 5 квітня 2019 року о 00 годині.

6 квітня (12 год) та 7 квітня (00 год) циклон над Великобританією змістився на південь до Біскайської затоки та ще більше заповнився – тиск у центрі складав величину 1000 гПа. ГрМ розповсюдився на схід до берегів Ісландії. Вся територія України знаходилася під впливом баричного гребня від антициклону над Західносибірською рівниною, що зумовило існуванню над нею 1 тип АЦ.

7 квітня (12 год) та 8 квітня (00 год) циклон над Біскайською затокою майже зник. На всій території Європи простежується малоградієнтне поле зниженого тиску з окремими невеликими осередками, окресленими однією ізобарою. Регіон знаходився в перехідній частині між останнім та антициклоном над Західносибірською рівниною (1 тип АЦ).

8 квітня (12 год) над північно-західним Причорномор'ям простягалася перехідна зона майже меридіональної орієнтації між нещодавно сформованим циклоном над центральною Європою та відрогом антициклону над Західносибірською рівниною (1 тип АЦ).

Станом на 9 квітня (00 год) над Атлантикою АЗМ простягався широкою смугою нижче 45° пн.ш., вище якої лежала поширена уздовж широти до Біскайської затоки двохцентрова Лабрадорська депресія. ГрМ ще більше розповсюдився на північний схід до архіпелагу Шпіцбергена. Над Естонією циркулював висотний циклон, який на приземній карті був окреслений однією ізобарою в 1000 гПа. На місці відрогу на північ від України існувало поле підвищеного тиску у вигляді невеликого баричного гребня, який простягався на південь та заповнив майже всю територію України, південно-західніше якої (південна Європа) існував неглибокий циклон. Це сформувало 1 тип АЦ над регіоном. Останній о 12 годині трохи поширився у північно-східному напрямку та оклюдував, створивши сприятливі умови для 5 тип АЦ над регіоном.

10 квітня (00 год) циркуляція двох циклонів, над Естонією та над Чорним і Егейським морями майже об'єдналася (рис. 2.3-3.26). На приземній карті відмічається значна оклюзія. Лінія фронту проходить південніше регіону, що створює умови для 5 типу АЦ.

10 квітня (12 год) циклон над Чорним морем повністю оклюдував. Від

останнього в північному напрямку простягалася барична улоговина впритул до території Естонії, де раніше був циклон. Територія регіону знаходилася в

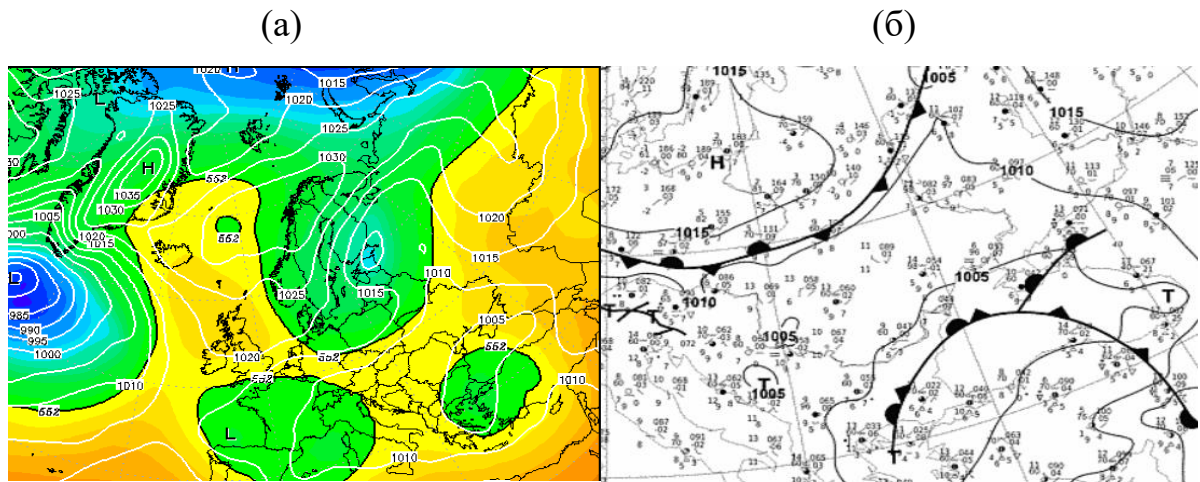


Рисунок 3.26 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 10 квітня 2019 року о 00 годині.

поширеній малоградієнтній області зниженого тиску, що більш-менш співпадає з 6 типом АЦ.

11 квітня (00 год та 12 год) активізація Лабрадорської двохцентрової депресії призвела до поширення її за площею. Остання витіснила АЗМ на південь, який представляв собою лише невеличкий осередок над островами Мадейра з тиском в середині 1025 гПа. Відріг від ГрМ остаточно відокремився та почав зміщуватися на південний схід, де на поточний момент знаходився над Скандинавським півостровом з тиском в центрі 1030 гПа. Висотний циклон над Естонією змістився на схід на територію Росії. На приземній карті він вже прослідковується у вигляді осередку з майже двома замкненими ізобарами. Поширений циклон над південною Європою та Чорним морем стаціонує та добре розвинений за висотою. Така синоптична ситуація створює умови для встановлення 6 типу АЦ.

12 квітня (00 год та 12 год) і 13 квітня (00 год) ситуація в глобальному масштабі змінилася недостатньо, окрім того, що поширений циклон над південною Європою та чорноморським узбережжям розпався на окремі осередки, окреслені однією ізобарою. З такою багатоцентровою областю зниженого тиску пов'язана

система атмосферних фронтів, яка простягалася суцільною лінією над північною частиною Причорномор'я. Це створило умови для 6 типу АЦ.

13 квітня (12 год) та 14 квітня (00 год і 12 год) останній циклон змістився на південний схід. Збільшився вплив баричного гребня від антициклону над Скандинавією. Над регіоном встановився 1 тип АЦ.

15 квітня (00 год та 12 год) циклон над Чорним морем, з яким пов'язаний фронтогенез, змістився на північний схід, залишивши регіон за холодним фронтом, створивши умови для 6 типу АЦ (рис. 3.27).

16-17 та 18 квітня (00 год) циклон над степовою частиною України значно оклюдував та заповнився. Атмосферний тиск в центрі циклону склав величину біля 1010 гПа. Регіон знаходився за холодним фронтом (6 тип АЦ).

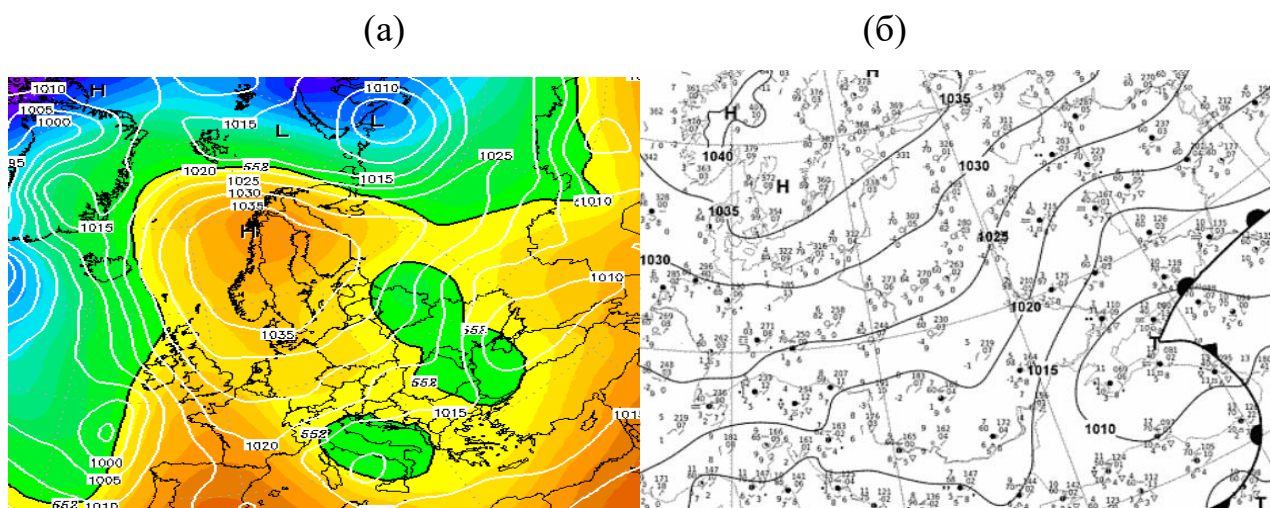


Рисунок 3.27 – Карта геопотенціалу АТ₅₀₀ (а) та приземна карта (б) станом на 15 квітня 2019 року о 00 годині.

18 квітня (12 год) та 19 квітня (00 год) раніше описаний циклон змістився на південний схід з системою фронтів. Регіон опинився на периферії стаціонаруючого добре розвиненого антициклону за висотою з тиском у центрі в 1035 гПа. Це створило умови для 5 типу АЦ, а 19 квітня (12 год) та 20 квітня (00 год) – для 1 типу АЦ.

20 квітня (12 год) (рис. 2.5-3.28) АЗМ мав повздовжню поширену форму,

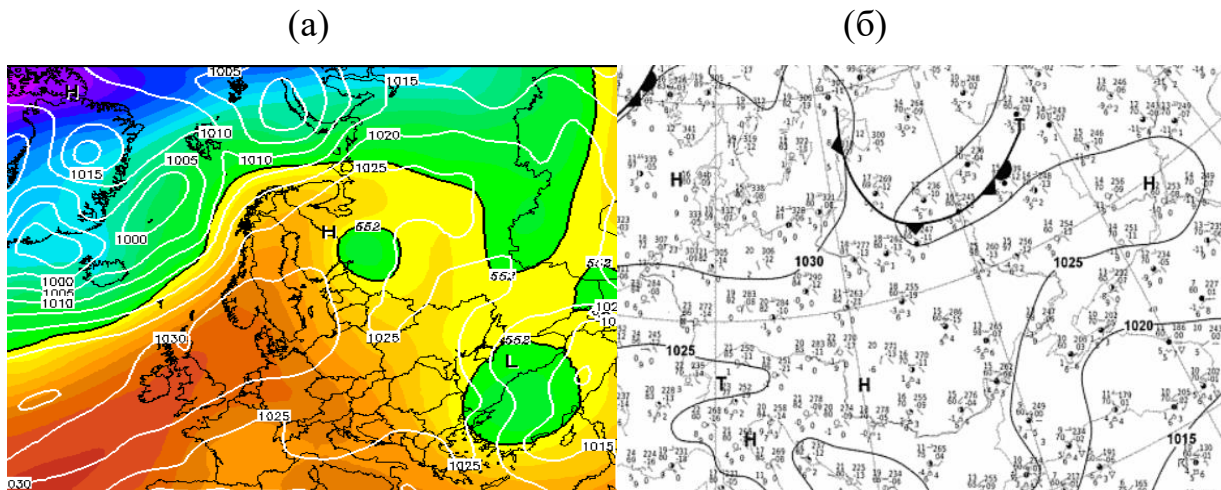


Рисунок 3.28 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 20 квітня 2019 року о 12 годині.

орієнтовану від Азорських островів до берегів Балтійського моря з тиском у центрі 1030 гПа. ГрМ був витіснений на північ Гренландії багатоцентровою Лабрадорською депресією. Остання займала всю площу Лабрадорської протоки південну частину Гренландії та води Антлантичного океану на схід до берегів Ісландії, а також на північ до острова Ньюфаундленд. У цей час регіон знаходився на периферії баричного гребня АЗМ з наявним незначним горизонтальним градієнтом тиску та послабленою циркуляцією повітряних мас (1 тип АЦ).

21 квітня (00 год) вплив АЗМ проявлявся вже у вигляді смуги підвищеного тиску, орієнтованої в тому ж просторовому напрямку. Лабрадорська депресія має тенденцію до розділення два окремих осередки. Над північно-західним Причорномор'ям інтенсифікувалася циклонічна діяльність у вигляді баричної улоговини від циклону над Сірією, що створило умови для існування 2 типу АЦ.

21 квітня (12 год) та 22 квітня (00 год та 12 год) майже вся центральна та східна Європи знаходилися в поширеному полі підвищеного тиску. Атмосферну циркуляцію над регіоном можна віднести до 4 типу.

23-24 квітня (00 та 12 год) над регіоном встановилася яскраво виражена антициклонічна діяльність (3 тип АЦ). На картах баричної топографії над

Білорусією та балтійськими країнами відмічається стаціонаввання добре розвиненого за висотою та поширеного за площею антициклону з тиском у центрі 1030 гПа.

25 квітня (00 год) вищезгаданий антициклон майже зруйнувався, залишивши після себе смугу підвищеного тиску, що сформувало над регіоном 1 тип АЦ з меридіональним перенесенням повітряних мас.

О 12 год 25 квітня за рахунок адвекції тепла ця смуга оформилася в два осередки підвищеного тиску (1025 гПа), південніший з яких стаціонував над регіоном, що зумовило 3 тип АЦ.

26 квітня (00 год) останній осередок зруйнувався, на місці якого прослідковується поширений баричний гребінь з незначними горизонтальними градієнтами тиску (рис. 2.6-3.29) (4 тип АЦ).

26 квітня (12 год) знову над півднем України сформувався осередок

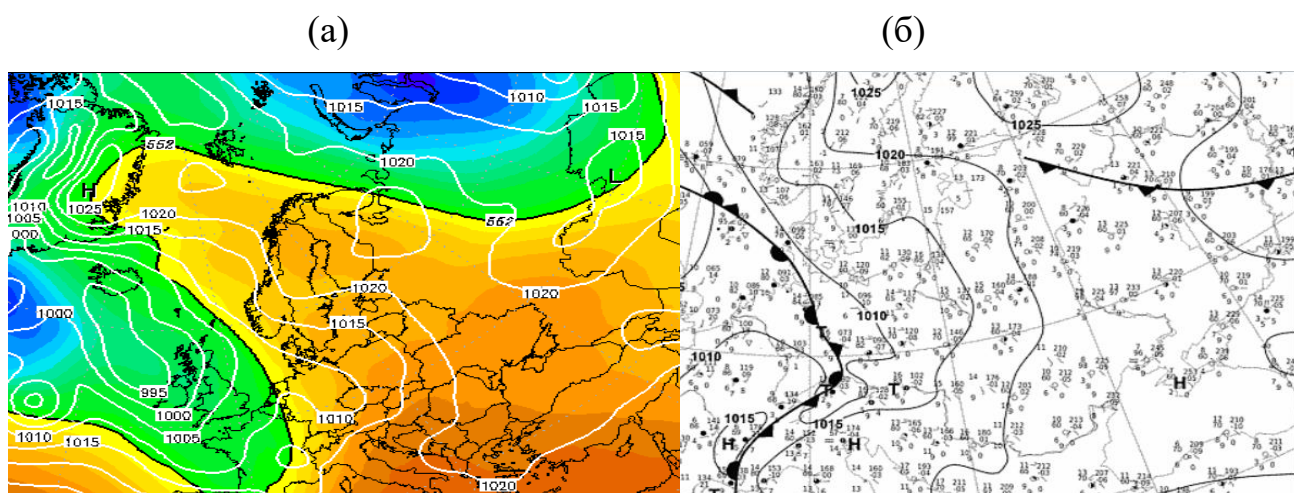


Рисунок 3.29 – Карта геопотенціалу AT_{500} (а) та приземна карта (б) станом на 26 квітня 2019 року о 00 годині.

підвищеного тиску (3 тип АЦ).

27 квітня (00 та 12 год) Ісландська багатоцентрична депресія простягнулася з північного заходу на південний схід до берегів Великобританії. Дія АЗМ поширилася до територій Швейцарії та о. Корсика. Регіон знаходився в малоградієнтному баричному полі (4 тип АЦ). Така обстановка над регіоном

зберігалася й до 28 квітня (00 год).

28 квітня (12 год) регіон знаходився під впливом баричної улоговини від циклону на північ від Казахстану, з якою був пов'язаний фронтогенез. Це, в свою чергу, сформувало умови б типу АЦ.

29 квітня (00 год) барична улоговина розпалася на декілька осередків, один з яких зосереджувався над Молдавією. Така обстановка сформувала 2 тип АЦ над регіоном.

29 квітня (12 год) та 30 квітня (00 і 12 год) циклон над Молдавією добре розвинувся за висотою з нахиленою на захід вертикальною віссю та з активним фронтогенезом, що створило умови над північно-західним Причорномор'ям для б типу АЦ.

4 МОДЕЛЮВАННЯ ТЕРМОДИНАМІЧНОЇ СТРУКТУРИ ГРАНИЧНОГО ШАРУ АТМОСФЕРИ ПРИ ТИПОВИХ СИНОПТИЧНИХ СИТУАЦІЯХ НАД ПІВНІЧНО-ЗАХІДНИМ ПРИЧОРНОМОР'ЯМ

4.1 ПЕРИФЕРИЧНІ ПРОЦЕСИ ЗА ПЕРШИЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД ЛИПНЯ

Нагадаємо, що перший тип макроциркуляційних умов (периферичні процеси) згідно з [46, 49] розділяється на чотири підтипи (рис. 4.1):

- підтип 1.1. Північно-західний причорноморський регіон знаходиться в малоградієнтному полі тиску з зональним напрямленням ізобар, що зумовлює в основному західне перенесення повітряних мас, між циклоном над Баринцевим морем та осередками підвищеного тиску над східною частиною Середземного моря та Малою Азією ;

- підтип 1.2. Переважно меридіональна орієнтація ізобар на приземній карті та ізогіпс на карті 850 гПа в обраному регіоні формує північне перенесення повітряних мас за рахунок антициклону над Скандинавією та циклоном на північний схід від України. Північно-західне Причорномор'я знаходиться в південно-східній частині баричного гребня, який розповсюджується від осередку вище згадуваного антициклону;

- підтип 1.3. Територія регіону знаходиться в полі підвищеного тиску на південній периферії антициклону, осередок якого розташовується над центральною частиною східної Європи, та на північній периферії циклону над Грецією. Це зумовлює переважно східне перенесення повітряних мас;

- підтип 1.4. Регіон, який розглядається, знаходиться в перехідній зоні між антициклоном над центральною Європою та циклоном на схід від України, блокуючи переміщення першого, що зумовлює формування меридіонального розташування ізобар. Останнє прослідковується також на карті висот 850 гПа. Така синоптична ситуація сприяє існуванню північного перенесення повітряних мас.

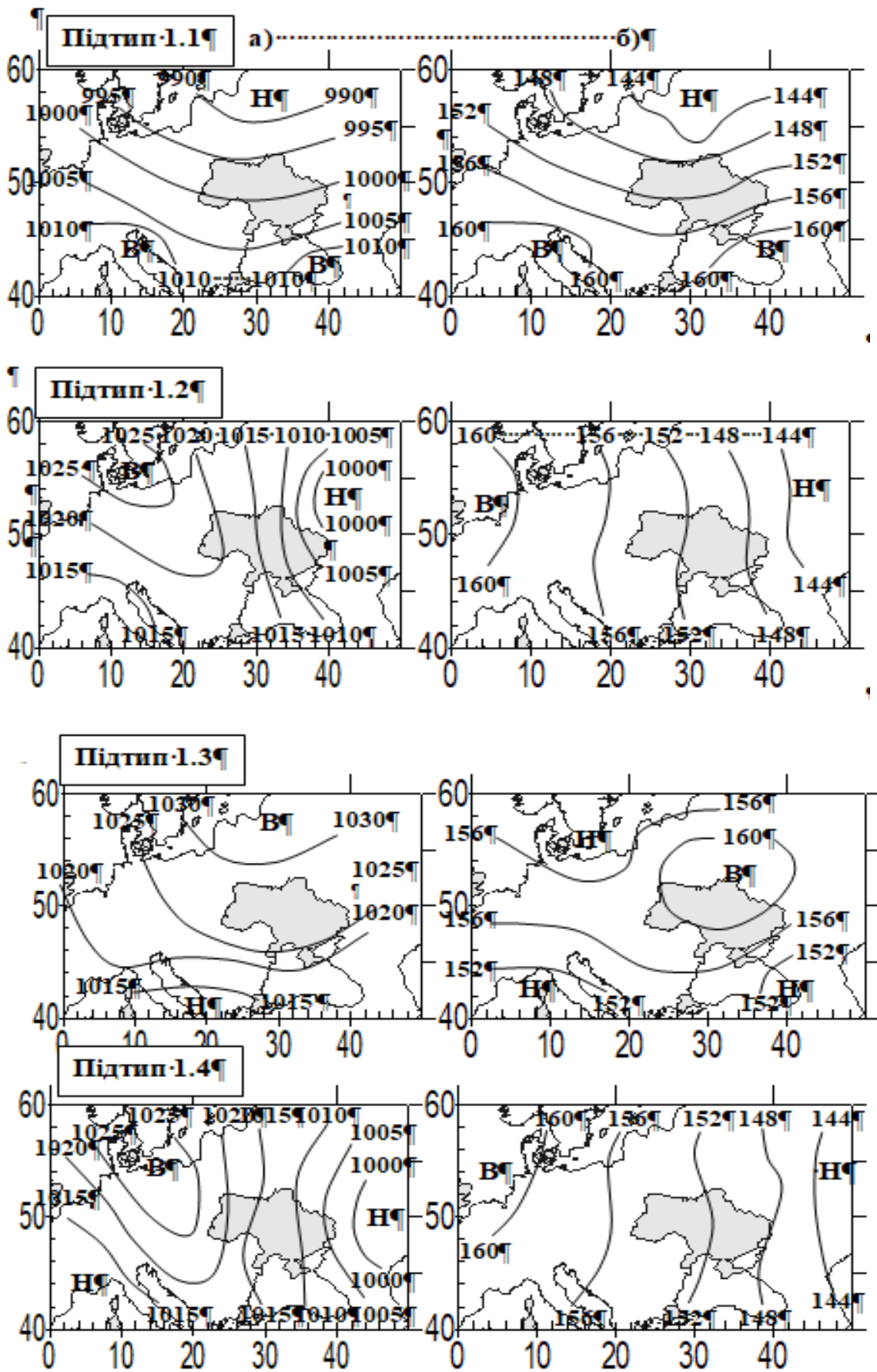


Рисунок 4.1 – Підтипи синоптичного типу 1. Карти-схеми: приземна (а) і АТ850 (б) [46, 49].

Необхідно також нагадати, що північно-західний причорноморський регіон знаходиться на протязі першого базового періоду (19.07-21.01.2019 р.) літнього сезону року знаходиться в малоградієнтному полі між поширеними областями низького тиску над північно-західною частиною Росії та високого тиску над країнами близького Сходу.

Умови чисельного експерименту були такі:

- увімкнення блоку розрахунку теплового балансу ґрунту;
- увімкнення блоку розрахунку водного балансу ґрунту;
- увімкнення блоку параметризації турбулентних процесів за допомогою к-теорії турбулентності (b-1-замикання) при нейтральній та нестійкій стратифікаціях та співвідношень, отриманих з моделі більш високого порядку замикання, при стійкій стратифікації;
- урахування фактичного балу хмарності середнього та верхнього ярусів;
- увімкнення блоку розрахунку теплового балансу моря;
- увімкнення блоків розрахунку потоків сонячної радіації та ефективного випромінювання, які базуються на інтегруванні за висотою в рамках усієї тропосфери;
- врахування горизонтальних полів параметра шорсткості, альbedo, теплофізичних характеристик ґрунту, отриманих на основі попередніх досліджень [51];
- врахування рельєфу місцевості з ваговим коефіцієнтом впливу 1,0.

Отже, в момент часу 12 годин 19 липня 2019 року над регіоном спостерігалася хмарність в 10 балів. Це знайшло своє відображення в просторових полях температури повітря на рівні 2 м (рис. 4.5 (2)), оскільки різниця температур суша-море складає величину всього 7 °С. Крім того, на підвітряних схилах (напряму модуля південно-західний) відмічається збільшення температури, на навітряних – зменшення. Температура повітря над водною поверхнею майже однакова над всією акваторією моря. Горизонтальне розподілення швидкості вітру (рис. 4.5 (1)) на рівні 10 м неоднорідне над сушею, що спричиняється, по-перше, орографічними ефектами, по-друге, турбулентним перемішування, яке забезпечує принесення більших потоків імпульсу з верхніх шарів.

На рівні 500 м (рис. 4.5 (3, 4)) осередки в просторових полях як швидкості вітру, так і температури повітря витягуються уздовж розповсюдження

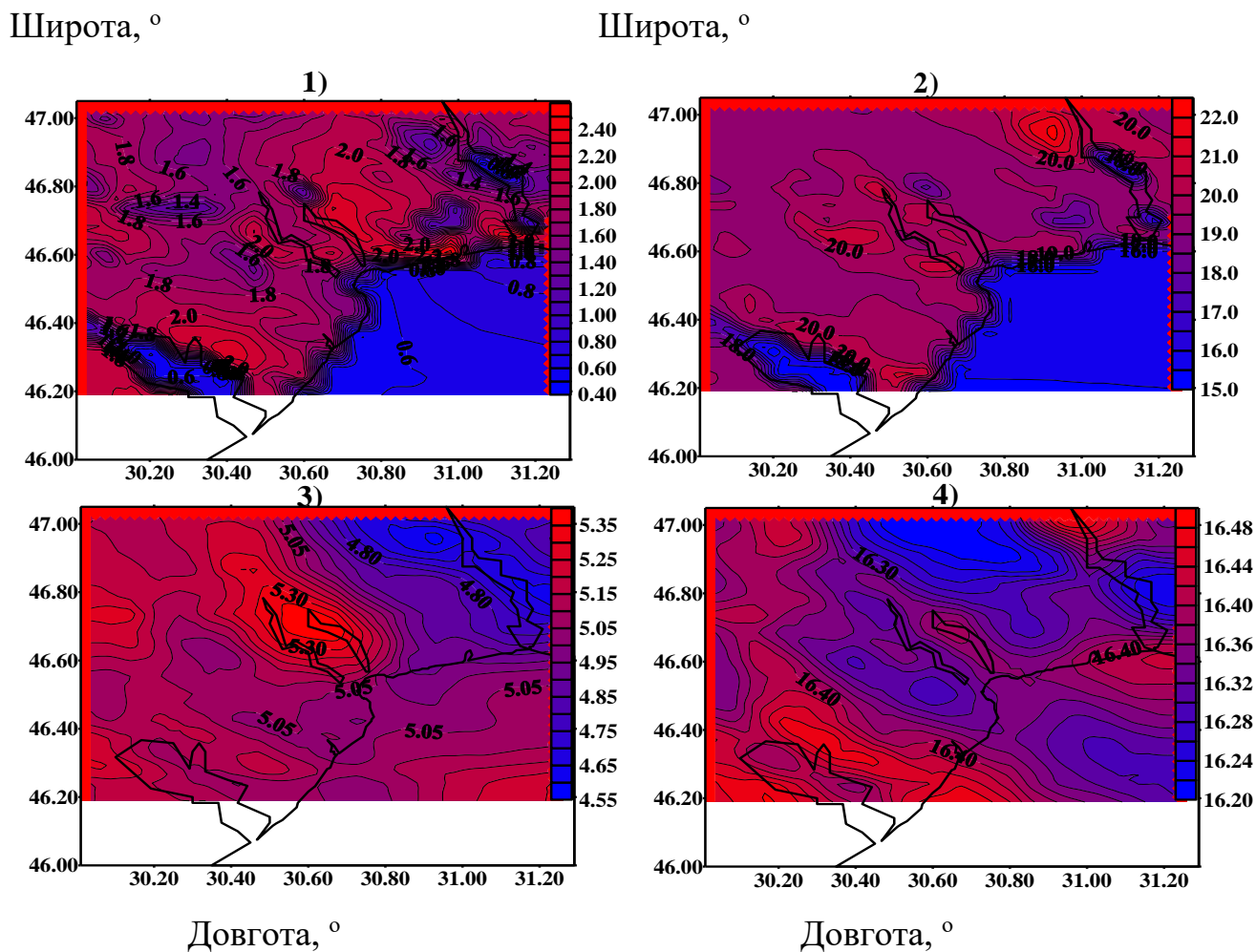


Рисунок 4.5 – Розраховані горизонтальні поля модуля швидкості вітру на рівні 10 м (1) та на рівні 500 м (3), температури повітря на рівні 2 м (2) та на рівні 500 м (4) о 12 годині 19.07.2019 р.

орографічних елементів, тобто, з північного заходу на південний схід. Горизонтальні неоднорідності розглядуваних величин коливаються в межах 0,85 м/с і 0,28 °С відповідно. Такі незначні коливання пояснюються малими значеннями коефіцієнта турбулентності. Максимальні його значення зосереджуються в районі розташування Куяльницького та Хаджибеевського лиманів та складають величину біля 0,30 м²/с. Саме в цьому районі відмічається осередок максимальних значень швидкості вітру на рівні 500 м.

Вертикальний профіль швидкості вітру (рис. 4.6 (1)) має такі особливості. До висоти 50 м величина швидкості збільшується логарифмічно. В шарі 50-100 м швидкість майже не змінюється, після чого поступово збільшується до висоти 1100 м. В шарі 1100-1750 м швидкість стала, вище лінійно зменшується до свого граничного значення.

Потенціальна температура повітря в шарі 0-100 м (рис. 4.7 (2)) майже стала, вище має слабку стійкість до рівня 1750 м, після якого знаходиться шар сильної температурної стійкості. Масова частка водяної пари (рис. 4.7 (3)) зменшується в шарі 0-1750 м, після чого лінійно прямує до свого граничного значення.

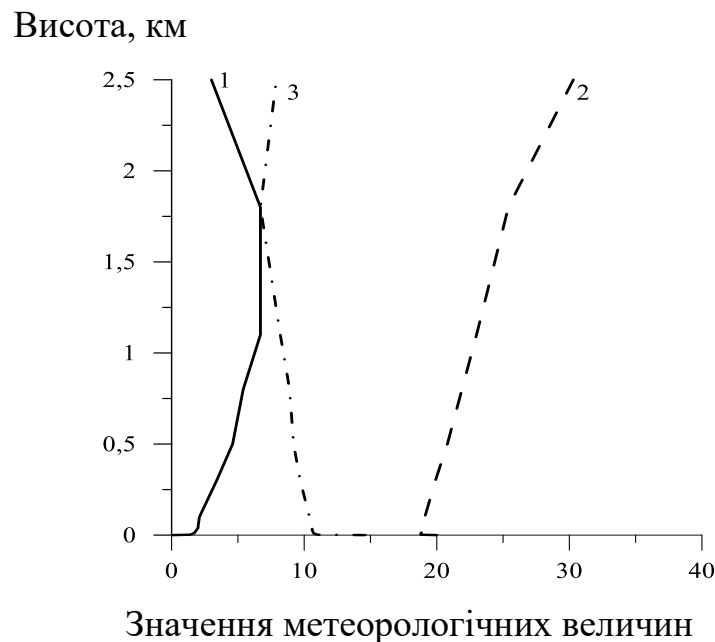


Рисунок 4.7 – Розраховані профілі модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяної пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) о 12 год 19.07.2019 року.

Часові розподіли на рівні 40 м модуля швидкості вітру, температури повітря та масової частки водяної пари мають яскраво виражений добовий хід (рис. 4.8 (a1-a3)). Причому в кривих температури повітря та масової частки водяної пари мінімальні значення відмічаються в ранкові години, а максимальні – у післяобідні. В кривій швидкості вітру збільшення останньої відбувається у нічні години перед світанком, досягаючи максимальних значень або в вечірні, або у

обідні години. Амплітуди добового ходу температури, масової частки водяної пари та модуля швидкості руху складають величини 6 °С, 9 г/кг, 4,5 м/с відповідно. На рівні 500 м добовий хід відмічається лише у значеннях швидкості вітру (рис. 4.8 (б)), амплітуда якого склала величину 4 м/с. Криві добового ходу температури повітря та масової частки водяно пари на цьому рівні коливаються навколо середніх значень 17 °С та 9,5 г/кг відповідно.

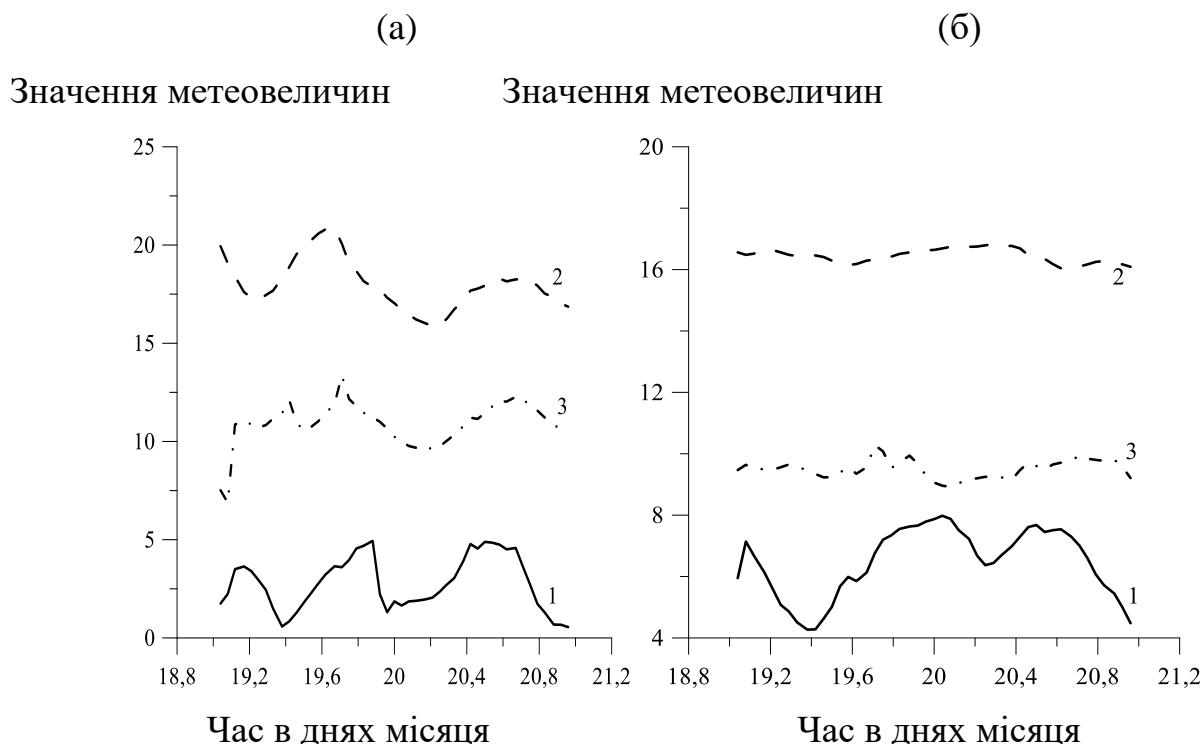


Рисунок 4.8 – Розраховані часові розподіли модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяно пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) на рівні 40 м (а) та 500 м (б) на протязі першого базового періоду (19-21 липня 2019 року).

4.2 АНТИЦИКЛОНІЧНА ДІЯЛЬНІСТЬ ЗА ДРУГИЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД ЖОВТНЯ

Нагадаємо, що третій тип макроциркуляційних умов (антициклонічна діяльність) згідно з [46, 49] розділяється на розділяється на 3 підтипи (рис. 4.9):

- підтип 3.1. При цьому на території регіону характерна наявність північного перенесення повітряних мас за рахунок свого розташування в передній частині антициклону, розташованого над хребтами Карпат та південних Карпат. Атмосферний тиск біля землі складає величину більшу, ніж 1025 гПа;

- підтип 3.2. Північно-західне Причорномор'я знаходиться під впливом гребня антициклону з центром на північний схід від України. Тут спостерігається переважно східне перенесення повітряних мас. Атмосферний тиск біля поверхні землі складає величину 1017 гПа. На ізобаричній поверхні 850 гПа осередок антициклону розташований над обраним регіоном з геопотенціальною висотою біля 1520 м;

- підтип 3.3. Для даного типу синоптичної обстановки на території, яка розглядається, характерна антициклонічна діяльність (осередок над західною Україною). Причорноморський регіон розташований у південно-східній частині цього антициклону, що зумовлює наявність північно-східного перенесення повітряних мас. Область високого тиску спостерігається й на ізобаричній поверхні 850 гПа. Тут осередок розміщений прямо над розглядуваним регіоном.

- Необхідно також нагадати, що північно-західний причорноморський регіон знаходиться на протязі першого базового періоду (22.10-25.10.2019 р.) осіннього сезону року в межах антициклонічного малоградієнтного поля високого тиску..
- Умови чисельного експерименту були такі:
 - - увімкнення блоку розрахунку теплового балансу ґрунту;
 - - увімкнення блоку розрахунку водного балансу ґрунту;
 - - увімкнення блоку параметризації турбулентних процесів за допомогою k-теорії турбулентності (b-l-замикання) при нейтральній та нестійкій стратифікаціях та співвідношень, отриманих з моделі більш високого порядку замикання, при стійкій стратифікації;
 - - урахування фактичного балу хмарності середнього та верхнього ярусів;
 - - увімкнення блоку розрахунку теплового балансу моря;
 - - увімкнення блоків розрахунку потоків сонячної радіації та ефективного

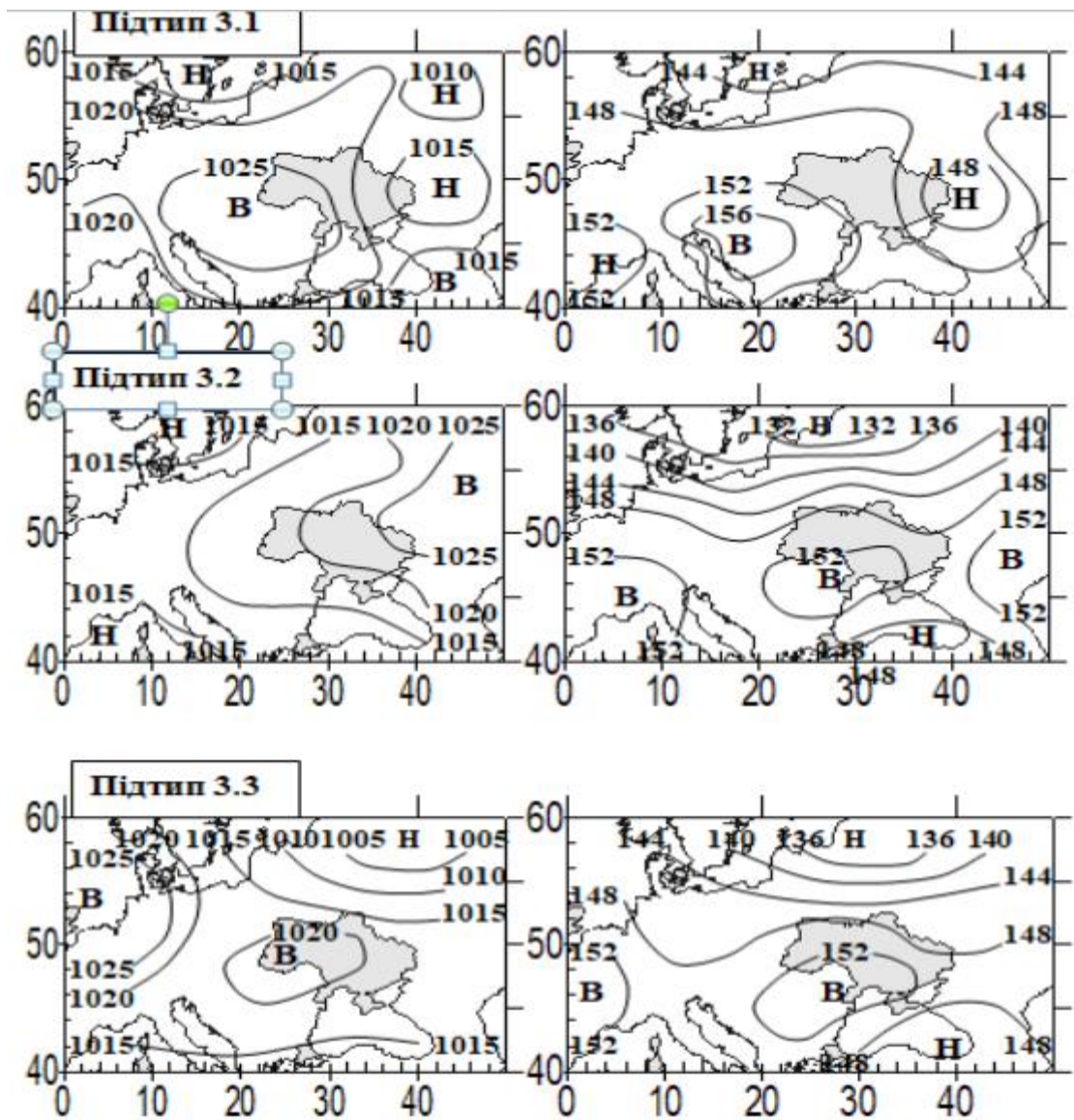


Рисунок 4.9 – Підтипи синоптичного типу 3. Карти-схеми: приземна (а) і АТ₈₅₀ (б) [46, 49].

- випромінювання, які базуються на інтегруванні за висотою в рамках усієї тропосфери;
- - врахування горизонтальних полів параметра шорсткості, альbedo, теплофізичних характеристик ґрунту, отриманих на основі попередніх досліджень [51];
- - врахування рельєфу місцевості з ваговим коефіцієнтом впливу 1,0.

Отже, на рівні 10 м горизонтальне поле швидкості вітру характеризується наявністю осередку підвищених значень над морем, який зосереджений біля

узбережжя (рис. 4.10 (1)). Неоднорідність просторових полів швидкості на цьому рівні коливається в межах 5 м/с з мінімальними значеннями над сушею в 3 м/с. Такі області знижених значень швидкості пов'язані з орографічними елементами в області розрахунку: місцям знижених значень висот рельєфу відповідають області знижених значень швидкості руху, і навпаки. Подібний розподіл зберігається й на висоті 500 м (рис. 4.10 (2)). Коливання значень швидкості на цій висоті невеликі і складають величину в межах 1,4 м/с з мінімальними значеннями над сушею (8 м/с) та максимальними над морем (9,4 м/с).

На просторовому розподілі по горизонталі температури повітря (рис. 4.10 (3)) відмічається вплив орографії. Так, в місцях зниження висот рельєфу зосереджуються області підвищених значень температури (біля 15 °С). Над акваторією Чорного моря температура повітря складає величину біля 12-13 °С. Бачимо, що різниця температур суша-море незначна, не дивлячись на те, що розглядається денний термін, коли потоки сонячної радіації доволі значні. Така ситуація може бути пов'язана з кількістю хмарності, яка параметризується в залежності від вертикального профілю відносної вологості. На рівні 500 м (рис. 4.10 (4)) області підвищених значень температур розширюються та стають більш гладкими, але просторові коливання тут незначні (біля 1 °С).

Просторовий розподіл коефіцієнта турбулентності має дуже неоднорідний характер по горизонталі (рис. 4.10 (5)) на рівні 100 м, що пояснюється впливом неоднорідностей підстильної поверхні (орографічні ефекти, шорсткість, перехід суша-море). Максимальні значення спостерігаються над сушею (біля 70 м²/с), а мінімальні – над морем. До того ж над морем горизонтальне поле турбулентності майже однорідне. На рівні 500 м (рис. 4.10 (6)) коефіцієнт турбулентності складає величину 100 м²/с майже у всій області розрахунку, окрім областей мінімальних значень, які приходяться на акваторію Чорного моря та місця ярів.

У вертикальному розподілі швидкості вітру в шарі 0-100 м відмічається стрімкий зсув вітру за рахунок ефектів шорсткості (рис. 4.11 (1)). Вище, в шарі 100-1750 м, у профілі наявна сталість в значеннях швидкості вітру. Тут величина останньої складає 8 м/с, яка зі збільшенням висоти зменшується до 5 м/с на верхній

межі розрахункової області.

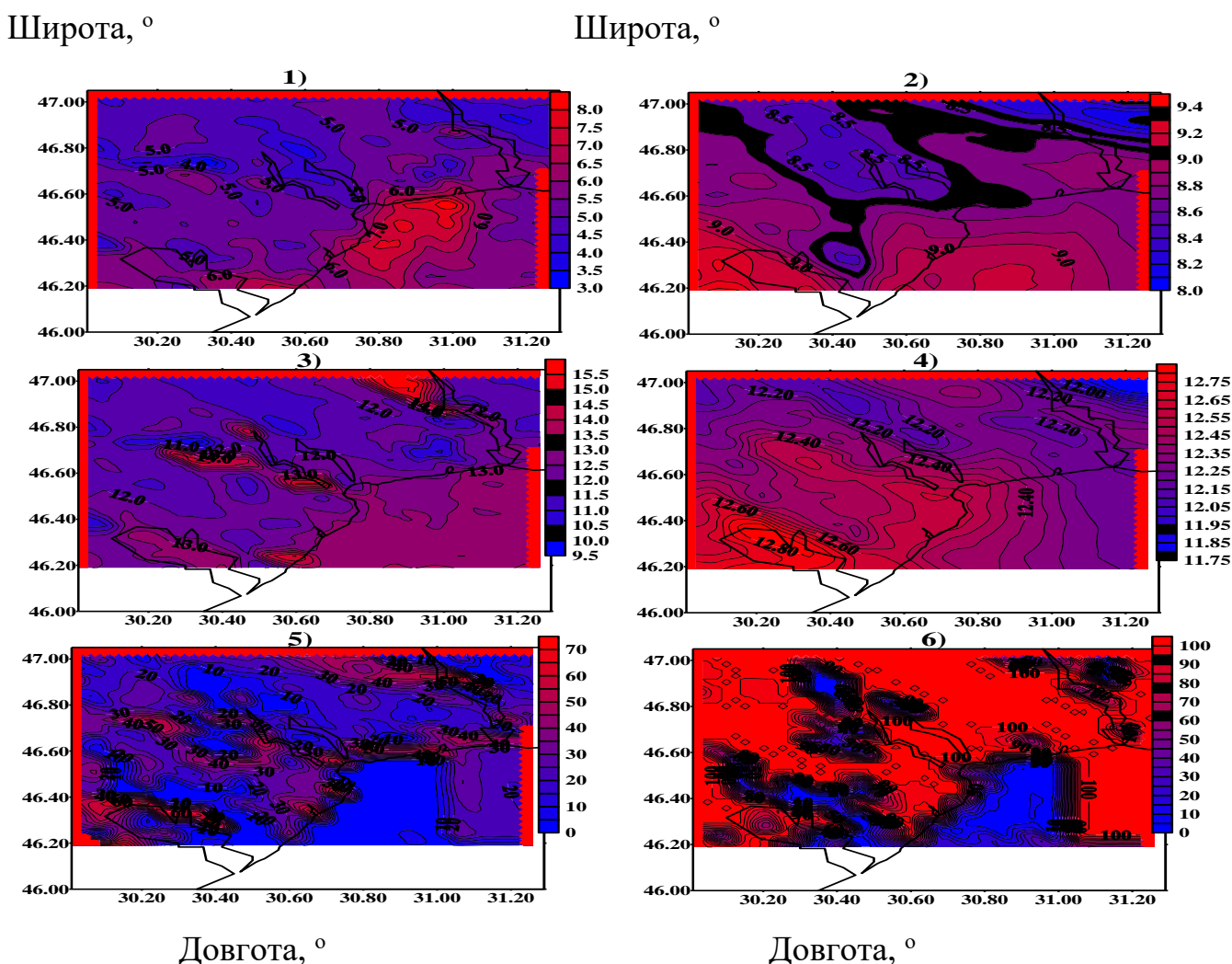


Рисунок 4.10 – Розраховані горизонтальні поля модуля швидкості вітру на рівні 10 м (1) та на рівні 500 м (3), температури повітря на рівні 2 м (2) та на рівні 500 м (4), коефіцієнта турбулентності на рівні 100 м (5) та на рівні 500 м (6) о 12 годині 23.10.2019 р.

Вертикальний профіль потенціальної температури (рис. 4.11 (2)) характеризується різким перепадом значень в шарі 0-100 м. На верхній межі приземного шару температура складає величину 13,5 °С. Вище цього шару вертикальний температурний градієнт має значення 0,6 °С/100 м. Останній майже не змінюється до самої верхньої межі граничного шару.

Масова частка водяної пари по вертикалі (рис. 4.11 (3)) зменшується в межах приземного шару з 8 г/кг до 5 г/кг. Вище рівня 100 м значення вологості лінійно

зменшуються та на рівні 1750 м складають величину біля 4 г/кг. Вище масова частка водяної пари збільшується, досягаючи 7,5 г/кг на верхній межі ГША.

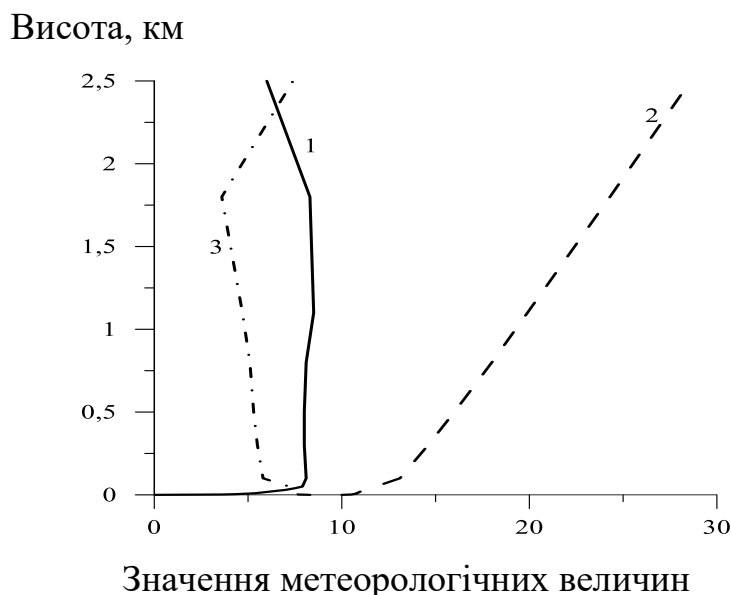


Рисунок 4.11 – Розраховані профілі модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяної пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) о 12 год 23.10.2019 року.

Часовому ходу швидкості вітру як на рівні 40 м (рис. 4.12 а(1)), так і на рівні 500 м (рис. 4.12 б(1)) властива чітко виражена амплітуда зі значеннями у першу половину базового періоду на рівні 40 м - 6 м/с та на рівні 500 м - 9 м/с, у другу половину – на рівні 40 м та на рівні 500 м – 4 м/с. Максимальні значення швидкості вітру припадають на післяобідні години 23 жовтня та нічні години 25 жовтня. На рівні 40 м у перший термін максимальна швидкість вітру склала величину 8 м/с, а на рівні 500 м – 12 м/с. У другий термін – 5,5 м/с та 6,3 м/с відповідно.

На рівні 40 м часовий розподіл температури повітря (рис. 4.12 а(2)) хоч і має амплітуду добового ходу, але вона виражена чітко тільки напротязі перших 12 годин. У той період остання склала величину 4,5-5 °С. З часом амплітуда розглядуваної величини зменшується і коливається в межах 2 °С навколо середнього значення 12 °С. На рівні 500 м (рис. 4.12 б(2)) з часом температура росте з 12 °С до 13-14 °С з майже відсутньою амплітудою добового ходу.

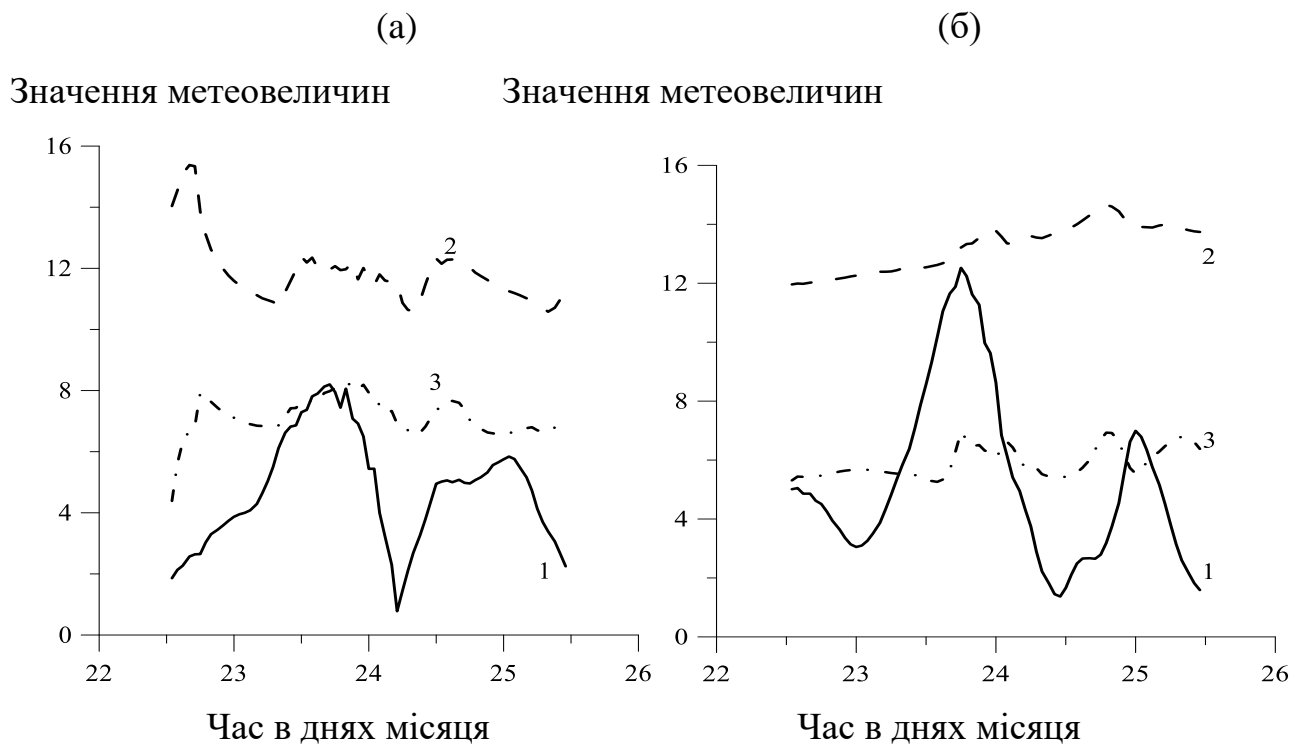


Рисунок 4.12 – Розраховані часові розподіли модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяно пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) на рівні 40 м (а) та 500 м (б) на протязі другого базового періоду (22-25 жовтня 2019 року).

Що стосується часового ходу масової частки водяної пари (рис. 4.12 а, б (3)), то він за формою подібний до часового ходу температури повітря як на рівні 40 м, так і на рівні 500 м.

4.3 ЦИКЛОНІЧНА ЦИРКУЛЯЦІЯ З ВЕЛИКИМИ БАРИЧНИМИ ГРАДІЄНТАМИ ЗА ТРЕТІЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД СІЧНЯ

Нагадаємо, що шостий тип макроциркуляційних умов (Циклонічна циркуляція з великими баричними градієнтами) згідно з [46, 49] розділяється на розділяється на 4 підтипи (рис. 4.13):

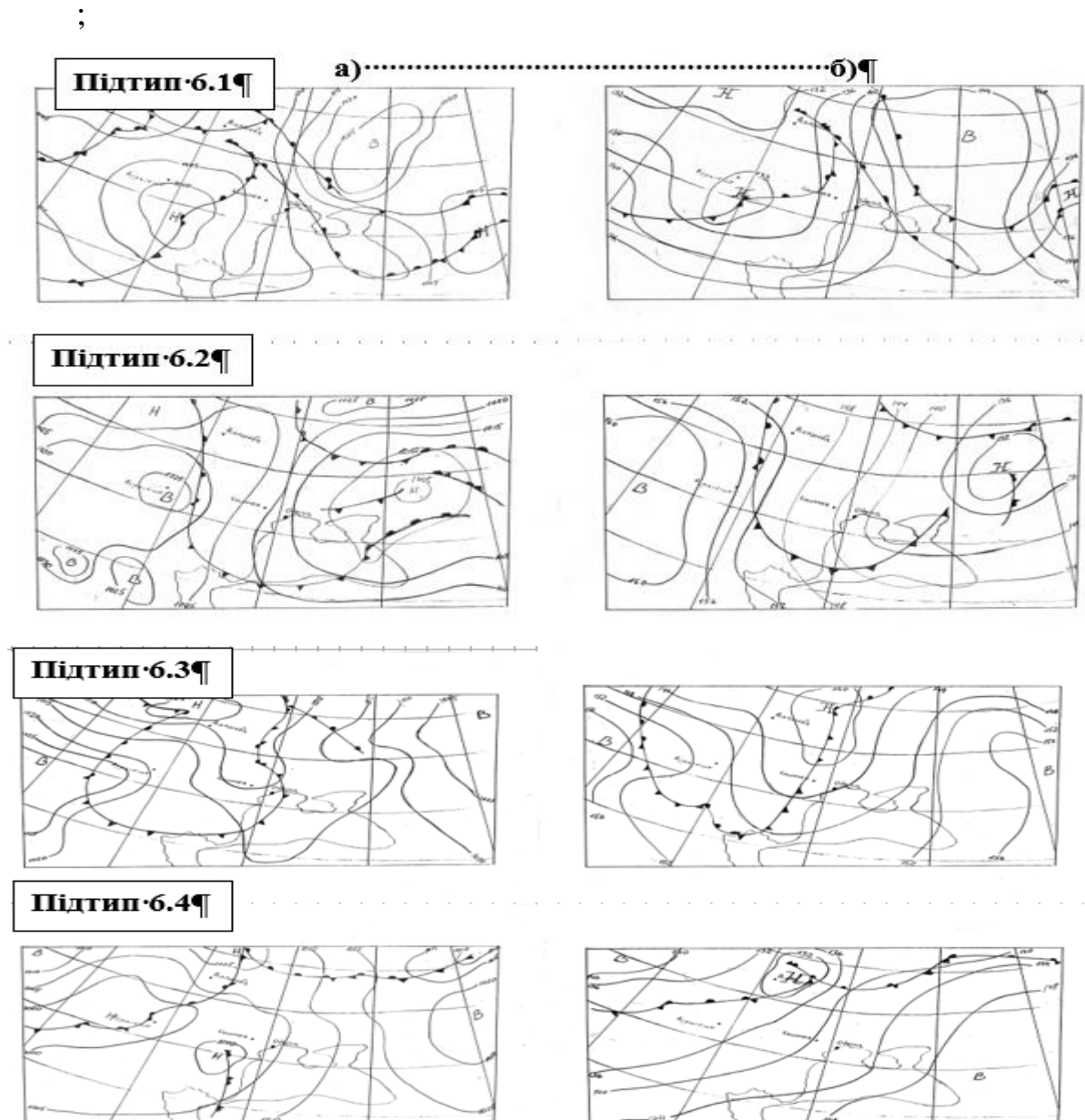


Рис. 4.13 – Підтипи синоптичного типу 6. Карти-схеми: приземна (а) і АТ₈₅₀ (б) [7, 8].

- підтип 6.1. Регіон північно-західного Причорномор'я знаходиться в полі активного фронтогенезу, зокрема, в зоні високих баричних градієнтів, між передньою частиною циклону над центральною Європою та південно-західною частиною антициклону над північно-східною Україною, в теплому секторі під фронтом оклюзії. Тут відмічається переважно південне перенесення повітряних мас. Проходження фронтів відмічається також на карті баричної топографії АТ₈₅₀;

- підтип 6.2. Для цього типу циркуляційних процесів над регіоном також характерна наявність області високих баричних градієнтів. Тільки у цьому випадку вона утворена поширеною багатоосередковою областю високого тиску над Європою та розвиненим за висотою циклоном над сходом України. Вектор швидкості вітру напрямлений переважно з півночі на південь. Проходження фронтів не спостерігається;
- підтип 6.3. Через територію регіону при такому типі циркуляції відмічається проходження холодного фронту, зумовленого набіганням холодних повітряних мас завдяки діяльності улоговини циклону над Скандинавією. За рахунок розташування північно-західного Причорномор'я на південно-східній частині вищезазначеної улоговини перенесення повітряних мас здебільшого південно-західне. Лінія фронту на висоті ізобаричної поверхні 850 гПа зміщена на захід від регіону;
- підтип 6.4. Північно-західне Причорномор'я знаходиться в передній частині двохцентрової області зниженого тиску перед фронтом оклюзії, що зумовлює південний напрям швидкості вітру. На ізобаричній поверхні 850 гПа регіон знаходиться в перехідній зоні між циклоном з Північної Атлантики та антициклоном на південний схід від України.

Необхідно також нагадати, що північно-західний причорноморський регіон знаходиться на протязі третього базового періоду (23.01-24.01.2019 р.) зимового сезону року перед теплим фронтом циклону над центральною Європою.

Умови чисельного експерименту були такі:

- увімкнення блоку розрахунку теплового балансу ґрунту;
- увімкнення блоку розрахунку водного балансу ґрунту;
- увімкнення блоку параметризації турбулентних процесів за допомогою к-теорії турбулентності (b-l-замикання) при нейтральній та нестійкій стратифікаціях та співвідношень, отриманих з моделі більш високого порядку замикання, при стійкій стратифікації;
- урахування фактичного балу хмарності середнього та верхнього ярусів;
- увімкнення блоку розрахунку теплового балансу моря;

- увімкнення блоків розрахунку потоків сонячної радіації та ефективного випромінювання, які базуються на інтегруванні за висотою в рамках усієї тропосфери;

- врахування горизонтальних полів параметра шорсткості, альbedo, теплофізичних характеристик ґрунту, отриманих на основі попередніх досліджень [51];

- врахування рельєфу місцевості з ваговим коефіцієнтом впливу 0,2.

Отже, на рівні 2 м на горизонтальних полях температури повітря (рис. 4.14 (2)) над поверхнею моря атмосферне повітря більш тепле, аніж над сушею, завдяки більшій теплоємності води, яка взимку повільніше охолоджується в порівнянні з сушею. Максимальна різниця в значеннях температури при переході з суходолу на море складає 8 °С. Над суходолом відмічається горизонтальна неоднорідність, спровокована орографічними ефектами, завдяки яким така неоднорідність коливається в межах -0,5-3,5 °С. Що стосується швидкості вітру (рис. 4.14 (1)), то над морем встановлюється нестійка стратифікація, яка інтенсифікує процеси турбулентності. Останні, в свою чергу, спричиняють вертикальне перемішування та перенесення кінетичної енергії з верхніх шарів в нижні, що й відбивається на значеннях швидкості вітру поблизу води. Максимальна різниця в значеннях модуля швидкості вітру над сушею та над морем складає величину 5,5 м/с. Неоднорідність, спровокована орографією, коливається в межах 0,5-3 м/с.

На рівні 500 м (рис. 4.14 (3, 4)) в горизонтальних полях як швидкості вітру, так температури повітря майже не відчувається вплив підстильної поверхні.

Необхідно зазначити, що над морем на цьому рівні простежуються осередки максимальних та мінімальних значень швидкості вітру та температури повітря. Причому осередку максимальних значень в горизонтальному полі швидкості вітру відповідає осередок мінімальних значень температури повітря та навпаки. Така ситуація може бути пов'язана з процесами турбулентності у середньому ГША. Турбулентне перемішування переносить тепло та менші значення потоків імпульсу у верхні шари, які формують неоднорідності цього рівня. Максимальні

коливання значень швидкості вітру та температури повітря відносно середніх значень складають величини відповідно 1,2 м/с та 0,45 °С.

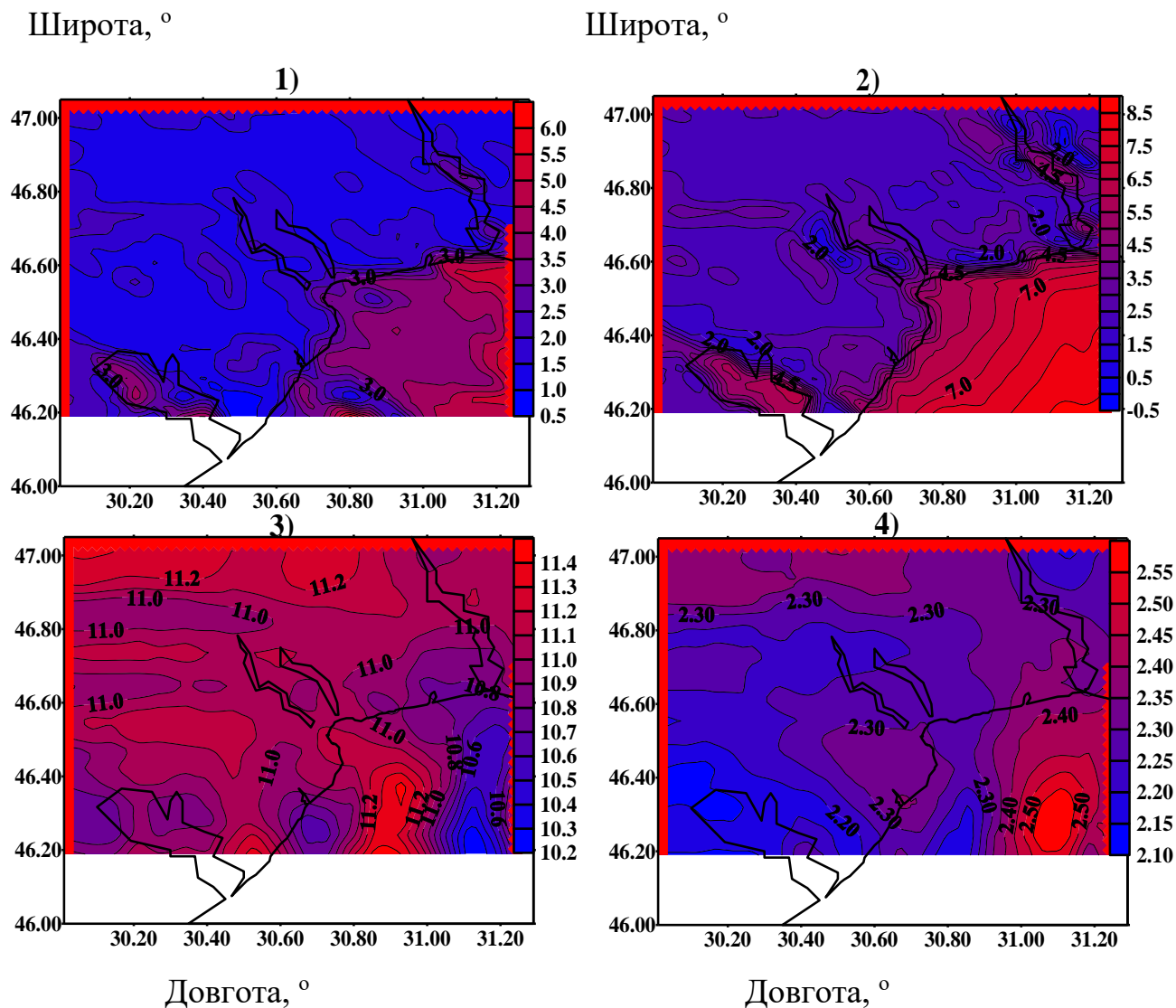


Рисунок 4.14 – Розраховані горизонтальні поля модуля швидкості вітру на рівні 10 м (1) та на рівні 500 м (3), температури повітря на рівні 2 м (2) та на рівні 500 м (4) о 00 годині 24.01.2019 р.

У вертикальному напрямку швидкість вітру (рис. 4.15 (1)) збільшується з 0 м/с біля Землі до 12 м/с на рівні 1750 м. Причому в шарі з 1100 м до 1750 м швидкість майже не змінюється. Вище вона, як і в попередніх випадках, прямує до свого граничного значення. Вертикальний профіль температури повітря (рис. 4.15 (2)) по всій товщі ГША, окрім тонкого шару 100-150 м, характеризується стійкими

температурними умовами. Найбільший додатний перепад температури відмічається в шарі 1750-2500 м. Просторовий розподіл масової частки водяної пари (рис. 4.15 (3)) характеризується лінійним зменшенням до висоти 1750 м, після якої вона повільно збільшується, прямуючи до свого граничного значення.

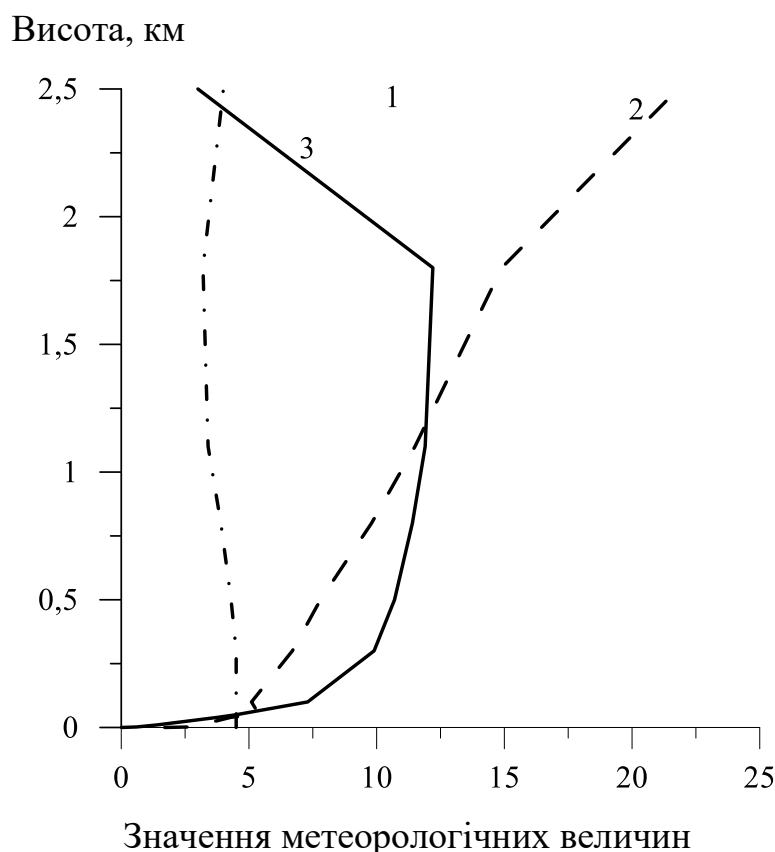


Рисунок 4.15 – Розраховані профілі модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяної пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) о 00 год 24.01.2019 року.

Часовий розподіл швидкості вітру (рис. 4.16 (a1)) на рівні 40 м має добовий хід, в якому максимальні значення приходяться на вечірні та ранкові часи, а мінімальні – на полуденні та на північні часи. Наприкінці періоду інтегрування швидкість вітру різко збільшується, що може й не мати фізичного змісту, а лише бути пов'язано зі зростаючими обчислювальними похибками. На рівні 500 м (рис. 4.16 (б1)) відмічається монотонне збільшення значень швидкості.

Температура повітря на рівні 40 м (рис. 4.16 (1)) має лише на початку періоду інтегрування деякий добовий хід з максимумом біля опівдня (5,8 °С), після чого

температура поступово зменшується, сягаючи своїх мінімальних значень в ранкові часи. Надалі температура коливається навколо середнього значення 3 °С. Така поведінка цієї метеорологічної величини пов'язана з високим балом хмарності у другу половину періоду інтегрування. Бал середнього та верхнього ярусів тоді склав 8 балів. З іншої сторони, в зимовий період добовий хід над сушею незначний в порівнянні з літнім періодом. Що стосується часового ходу масової частки водяної пари (рис. 4.16 (3)), то він повторює хід температури повітря.

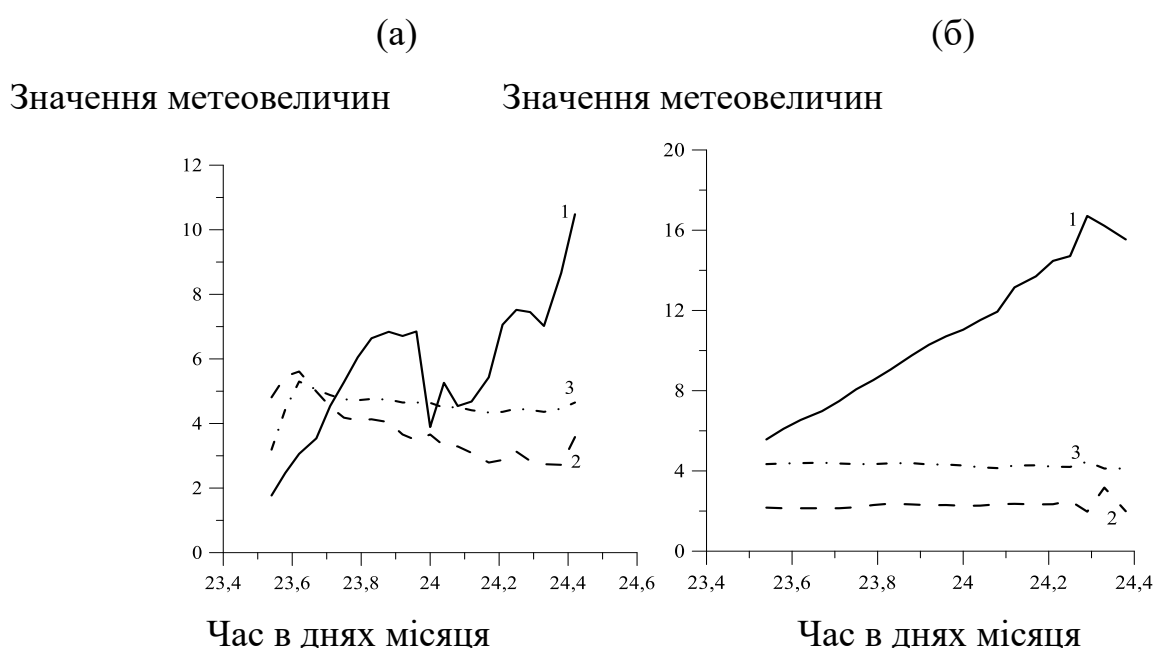


Рисунок 4.16 – Розраховані часові розподіли модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяно пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) на рівні 40 м (а) та 500 м (б) на протязі третього базового періоду (23-24 січня 2019 року).

4.4 ПЕРИФЕРИЧНІ ПРОЦЕСИ З ПРОХОДЖЕННЯМ ФРОНТІВ ЗА ТРЕТІЙ БАЗОВИЙ ПЕРІОД КВІТНЯ

Нагадаємо, що п'ятий тип макроциркуляційних умов (Периферійні

атмосферні процеси, що пов'язані з проходженням атмосферних фронтів) згідно з [46, 49] розділяється на розділяється на 2 підтипи (рис. 4.17):

- підтип 5.1. Для нього характерне проходження холодного фронту над регіоном, наявністю високого баричного градієнта ($\partial P / \partial n \geq 3,5$ гПа/111км), східно-північно-східне перенесення повітряних мас. Фронтальна активність пов'язана діяльністю циклону над Баринцевим морем. Занесення холодного повітря з півночі в передню частину антициклону на більш теплу поверхню Чорного моря з таким же теплим повітрям формує умови для висхідних потоків при поступовому наступі холодного повітря зі сходу-північного сходу. На карті АТ₈₅₀ фронтальної активності вже не відмічається над регіоном, відносно розташування якого можна назвати як південно-східна периферія антициклону над західною Україною;

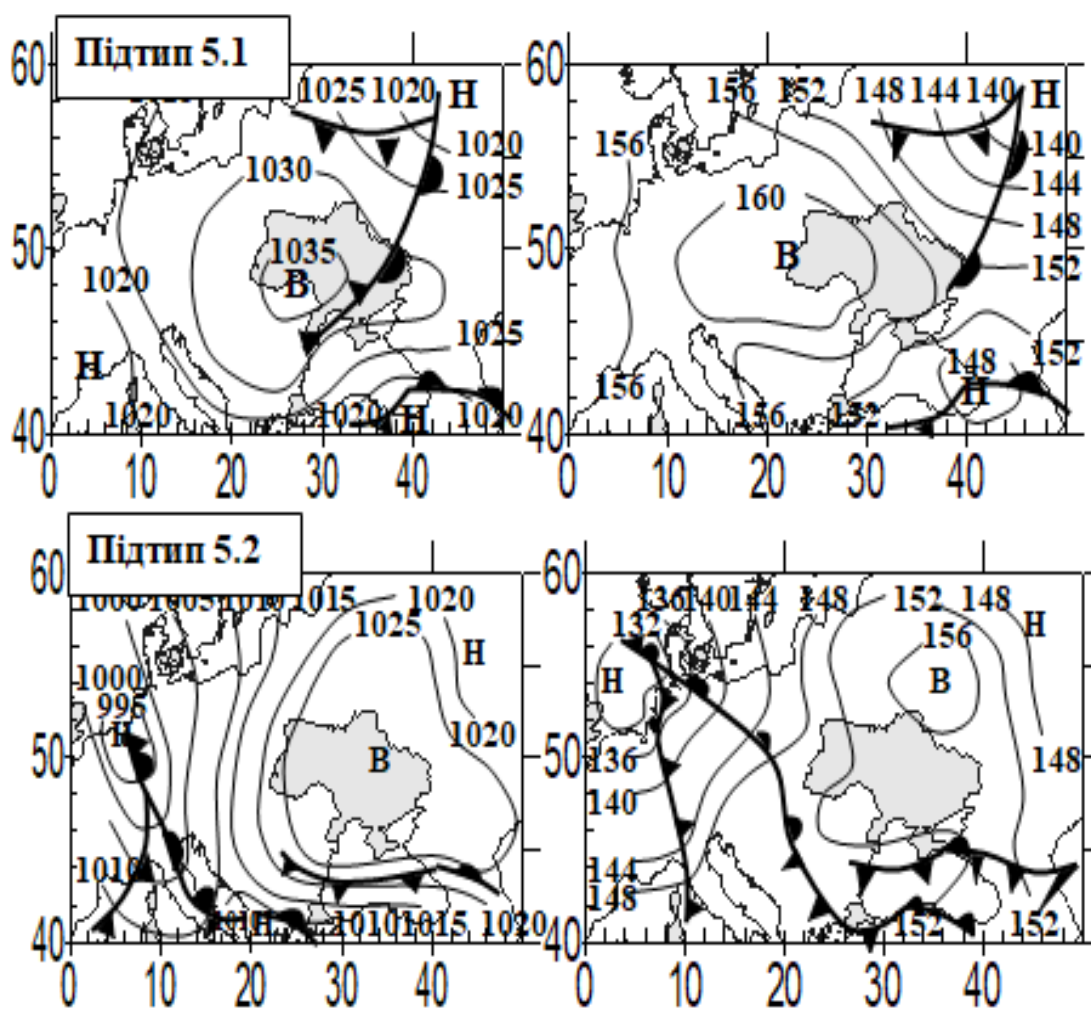


Рис. 4.17 – Підтипи синоптичного типу 5. Карти-схеми: приземна (а) і АТ₈₅₀ (б) [2].

- підтип 5.2. Територія регіону знаходиться в південно-західній частині антициклону (з тиском 1025 гПа в осередку). При такому типі циркуляції характерне східне-південно-східне перенесення повітряних мас. Нижче знаходиться область великих баричних градієнтів ($\partial P/\partial n \geq 3,0$ гПа/111 км) з холодною лінією фронту, що може призвести до наявності хмарності середнього ярусу над північно-західним Причорномор'ям.

Необхідно також нагадати, що північно-західний причорноморський регіон знаходиться на протязі третього базового періоду (15.04-17.04.2019 р.) весняного сезону року на периферії між антициклоном над Скандинавією та циклоном над східною частиною України, з яким пов'язаний активний фронтогенез.

Умови чисельного експерименту були такі:

- увімкнення блоку розрахунку теплового балансу ґрунту;
- увімкнення блоку розрахунку водного балансу ґрунту;
- увімкнення блоку параметризації турбулентних процесів за допомогою к-теорії турбулентності (b-l-замикання) при нейтральній та нестійкій стратифікаціях та співвідношень, отриманих з моделі більш високого порядку замикання, при стійкій стратифікації;
- урахування фактичного балу хмарності середнього та верхнього ярусів;
- увімкнення блоку розрахунку теплового балансу моря;
- увімкнення блоків розрахунку потоків сонячної радіації та ефективного випромінювання, які базуються на інтегруванні за висотою в рамках усієї тропосфери;
- врахування горизонтальних полів параметра шорсткості, альbedo, теплофізичних характеристик ґрунту, отриманих на основі попередніх досліджень [51];
- врахування рельєфу місцевості з ваговим коефіцієнтом впливу 1,0.

Отже, горизонтальні поля як швидкості вітру на рівні 10 м, так і температури повітря на рівні 2 м (рис. 4.14 (1, 3)) відбивають залежність їх від неоднорідності підстильної поверхні суша-море. Так, вночі за рахунок температурного вихолоджування суша виявилася більш холодною, оскільки її теплоємність менша,

аніж теплоємність моря. Перепад температур при переході с суші на море складає величину 5°C . Причому над водною поверхнею горизонтальне поле температури майже однорідне, тоді як над сушею має суттєві неоднорідності, які залежать від наявності орографічних елементів. Велика теплоємність моря створює умови розвитку турбулентності, яка, в свою чергу, інтенсифікує вертикальне перемішування, та переносить більшу енергію імпульсу з вищих шарів ГША у нижчі, що відбивається на значеннях швидкості вітру в приводному шарі. Остання виявилася над морем вищою, аніж над сушею. Необхідно підкреслити, що осередок максимальних значень швидкості приходить на область, яка прилягає до узбережжя Чорного моря напроти Хаджибейського та Куяльницького лиману. Хоча інтервал наявних швидкостей складає величину біля $1,8\text{ м/с}$ з максимумом в $2,2\text{ м/с}$, а мінімумом – в $0,4\text{ м/с}$.

На рівні 500 м (рис. 4.14 (2, 4)) в просторових полях температури та швидкості вітру вплив неоднорідності підстильної поверхні значно менший, хоча дещо зберігається. Горизонтальний розподіл швидкості вітру стає більш гладким, області підвищених значень розширюються та орієнтуються уздовж напрямку орографічних елементів (з південного сходу на північний захід). Области знижених значень зосереджуються лише над сушею, огинаючи берегову лінію. Інтервал наявних значень швидкості знаходиться в межах $1,6\text{ м/с}$ з максимумом в $7,6\text{ м/с}$ та мінімумом – в 6 м/с . На горизонтальному полі температури повітря областям підвищених значень температури відповідають області знижених значень швидкості вітру і навпаки. Це може бути пов'язано з процесами турбулентності. При інтенсифікації турбулентності за рахунок температурної нестійкості збільшується перемішування, що, свою чергу, тягне за собою втрату енергії імпульсу та зменшення швидкості руху повітря. При послабленні турбулентного перемішування зсуви вітру збільшуються, що тягне за собою посилення вітру. Температурне поле на цьому рівні не є дуже неоднорідним, оскільки інтервал наявних значень температури складає величину $0,3^{\circ}\text{C}$ з максимумом в $4,9^{\circ}\text{C}$ та мінімумом – в $5,2^{\circ}\text{C}$.

Вертикальний профіль швидкості вітру (рис. 4.15 (1)) характеризується

логарифмічним підвищенням до рівня 500 м, де остання склала величину 7 м/с, та

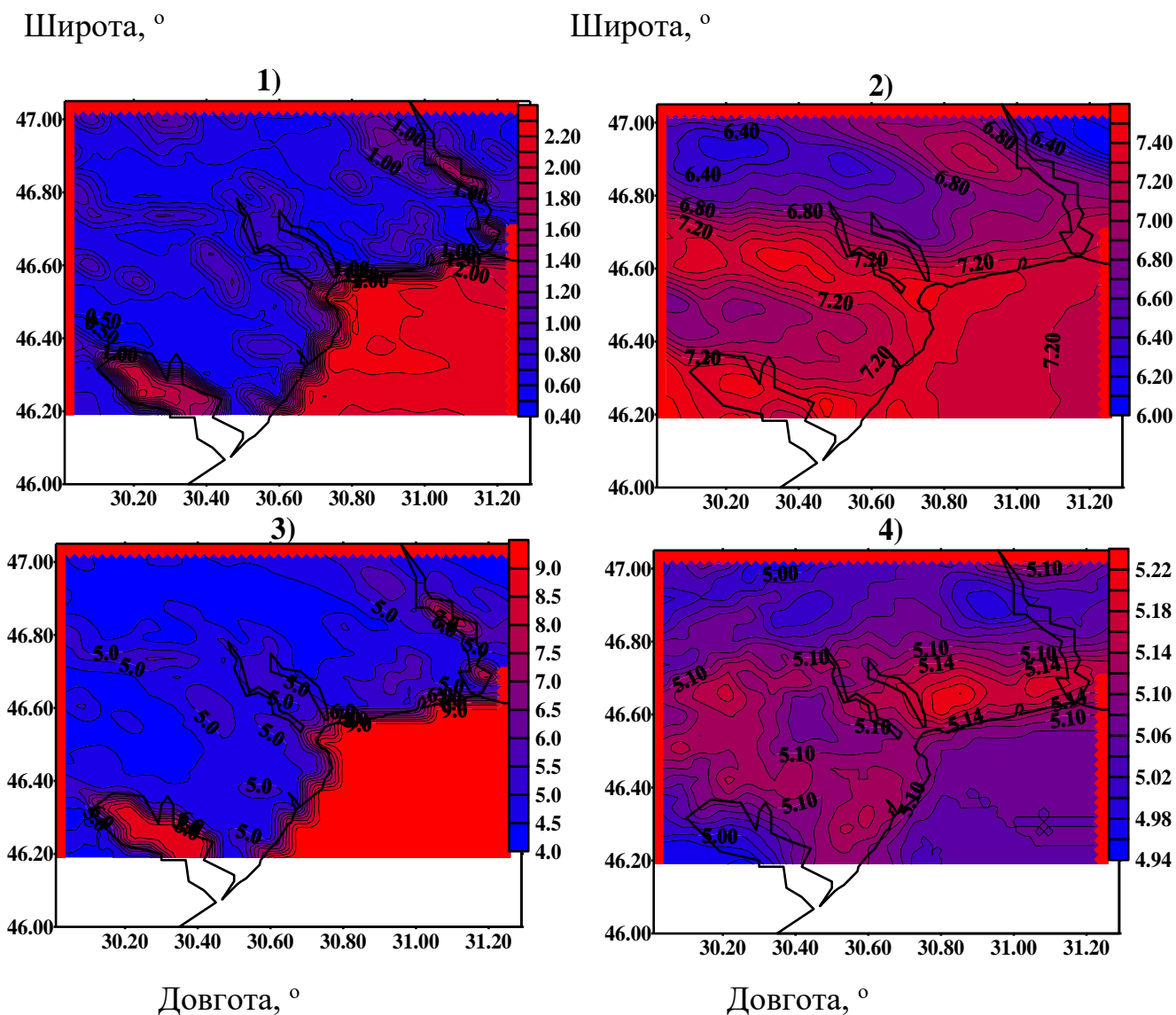


Рисунок 4.14 – Розраховані горизонтальні поля модуля швидкості вітру на рівні 10 м (1) та на рівні 500 м (3), температури повітря на рівні 2 м (2) та на рівні 500 м (4), коефіцієнта турбулентності на рівні 100 м (5) та на рівні 500 м (6) о 00 годині 16.04.2019 р.

вище - майже сталістю, до рівня 1200 м. В шарі 1200-2500 м швидкість лінійно зменшується з 7 м/с до 6 м/с.

Потенціальна температура повітря з висотою (рис. 4.15 (2)) в шарі 100-1200 м збільшується з висотою та має вертикальний градієнт $0,45 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$, що є менше за значення сухоадіабатичного градієнта та свідчить про температурну стійкість у

цьому шарі. В шарі 1200-1800 м градієнт потенціальної температури склав величину $0,41 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$, а вище цього шару - $0,21 \text{ }^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$, тобто, відбувається зменшення ступеня температурної стійкості з висотою та наближення її до більш сухонейтральної.

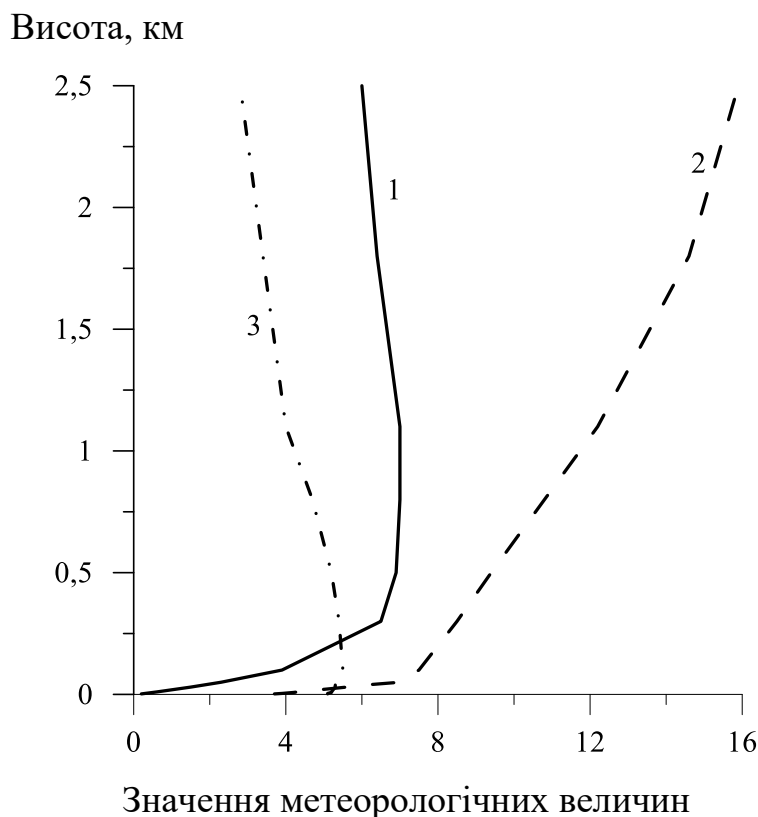


Рисунок 4.15 – Розраховані профілі модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в $^{\circ}\text{C}$ (2) та масово частки водяної пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) о 00 год 16.04.2019 року.

Масова частка водяної пари (рис. 4.15 (3)) до рівня 100 м від поверхні Землі збільшується до значень $5,7 \text{ г/кг}$, тоді як вище приземного шару вона має тенденцію до зниження впритул до рівня 1000 м, де масова частка водяної пари склала величину 4 г/кг . У середньому та верхньому ГША остання також лінійно зменшується, але з меншою швидкістю. На верхній межі ГША вологість дорівнювала 3 г/кг . Таке зменшення з висотою може пояснюватися тим, що при реалізації математичної моделі, використовувалося вологоконвективне пристосування та параметризація випадіння опадів, що впливає на вологомісткість повітряних мас в ГША. Крім того, волога, яка випала на землю, не враховувалася

у рівнянні водного балансу, що призводить до поступового осушення повітряних мас ГША над розглядуваним регіоном.

Основною особливістю часового розподілу метеорологічних величин є наявність часового ходу на рівні 40 м для температури повітря та масової частки водяної пари (рис. 4.16 а (2, 3)) і на рівні 500 м - для швидкості вітру (рис. 4.16 б(1)). Амплітуда часового ходу температури повітря на рівні 40 м склала значення 3-3,5 °С з максимумом в полуденні години (8,3-8,5 °С) та мінімумом в ранкові часи. Амплітуда часового ходу масової частки водяної пари на рівні 40 м (рис. 4.16 а(3)) має подібний за формою часовому ходу температури повітря, але у строк 12 год 16 квітня максимум “провалився”, що пов’язано з процесами утворення опадів та їх випадіння. На рівні 500 м часовий розподіл вище зазначених величин (рис. 4.16 б (2, 3)) майже не має часових змін.

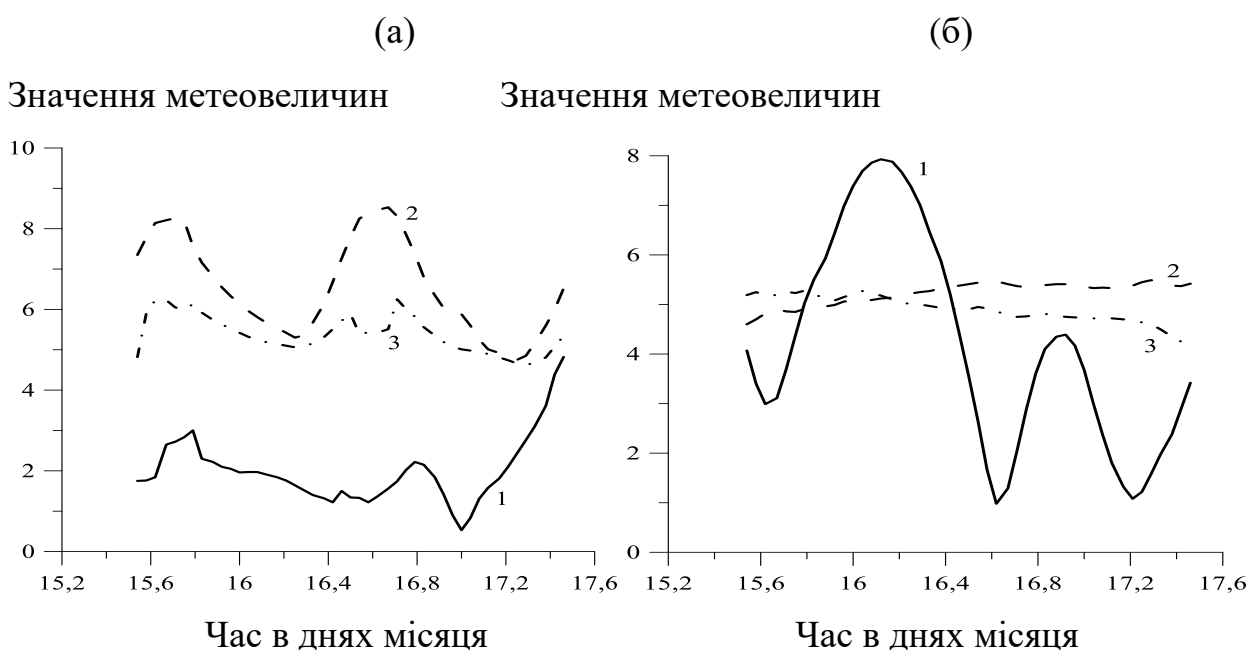


Рисунок 4.16 – Розраховані часові розподіли модуля швидкості вітру в м/с (1), потенціальної температури в °С (2) та масово частки водяно пари в г/кг (3) в опорній точці (Одеса-порт) на рівні 40 м (а) та 500 м (б) на протязі третього базового періоду (15-17 квітня 2019 року).

Часовий хід швидкості вітру на рівні 40 м (рис. 4.16 а(1)) не має яскраво виражених часових змін. Значення останньої коливаються в межах 0-5 м/с з

тенденцією до збільшення в кінці періоду інтегрування, що, скоріше всього, було пов'язане зі зростанням числової нестійкості. На рівні 500 м часовий хід швидкості вітру (рис. 4.16 б(1)) має яскраво виражену амплітуду, яка складала величину від 3 до 7 м/с з максимумом в 8 м/с та мінімумом в 1 м/с. Причому перший максимум спостерігається в ранкові часи, коли спостерігається найбільша температурна стійкість, а мінімум – в післяобідні години, коли спостерігаються інтенсивні турбулентні процеси.

ВИСНОВКИ

Таким чином,

1) наведена постановка задачі ГША та її чисельна реалізація:

- охоплює всі компоненти природного середовища Північно-Західного Причорномор'я, які в тій чи іншій мірі мають безпосередній вплив на погодні умови даної області;

- дозволяє описати різні термодинамічні умови і мезомасштабні циркуляції у вигляді бризових ефектів, що формуються під дією прямих і зворотних зв'язків ланок всередині фізичної системи;

- відкриває можливості удосконалення за допомогою додавання або заміни різних параметризацій подсіткового масштабу;

- проста в застосуванні кінцевим користувачам;

- дозволяє зрозуміти роботу основних блоків математичної моделі з перспективою доповнення або збагачення постановки задачі додатковими членами без порушення умов збіжності, стійкості та точності використаних апроксимацій;

- враховує реальні характеристики підстильної поверхні як твердого порівняно сталого середовища, таких як рельєф, горизонтальний розподіл теплофізичних характеристик, параметра шорсткості та альbedo;

- дозволяє точніше адаптувати використану математичну модель до обраного регіону;

2) в результаті проведеного чисельного моделювання за допомогою мезомасштабної бароклинної тривимірної математичної моделі над північно-західним Причорномор'ям при різних типових синоптичних ситуаціях в літній та зимовий середні місяці можна зробити такі висновки:

- моделлю добре відтворюється в горизонтальних полях метеорологічних величин та коефіцієнта турбулентності просторова неоднорідність, спричинена різними типами підстильної поверхні, крім того, така неоднорідність різна в різні пори року та часи доби;

- введення просторового розподілу орографічних елементів відбивається на посиленні горизонтальної неоднорідності над суходолом, яка змінюється за змінами напрямку руху повітряних мас;
- вертикальний розподіл модуля швидкості вітру здебільшого вкладається в рамки екмановського ГША з відхиленням в максимальних значеннях в залежності від температурної стратифікації;
- вертикальний профіль потенціальної температури здебільшого характеризується стійкою стратифікацією, яка посилюється в зимовий період та послаблюється у літній період;
- часовий хід метеорологічних величин має добре виражений добовий хід в літній період року, хоча амплітуда температури повітря та масової частки водяної пари невелика. Крім того, з висотою амплітуда зовсім зникає.

ПЕРЕЛІК ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Леженин А. А., Сперанский Л. С. Пространственная модель прогноза погоды в нижней тропосфере. *Труды ЗапСибНИИ*. 1984. Вып. 63. С. 53-62.
2. Kazakov A. L., Lezhenin A. A., Speranskiy L. S. Resultados Preliminares del Estudio de la Capa Limite Mesometeorologica de la Atmosfera en la Costa Norte Colombiana applicando un Modelo Numerico. *Boletin Cientifico CIOH*. 1996. 17. Pp. 17-26.
3. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1979. 304 с.
4. Сперанский Л. С., Леженин А. А. О применении метода расщепления в моделях пограничного слоя атмосферы. *Труды ЗапСибНИИ*. 1985. Вып. 75. С. 71-78.
5. Вихреразрешающее моделирование. URL: <http://www.inm.ras.ru/laboratory/direct2.htm> (дата обращения: 14.10.2019 г.)
6. Лукьянов И. И. Современные подходы к моделированию турбулентных течений. *Международный научный журнал «Символ науки»*. 2016. № 12-1. С. 12-13.
7. Смирнов Е. М., Абрамов А. Г. Опыт прямого численного моделирования переходной и турбулентной свободной конвекции воздуха у нагретой вертикальной пластины. *Вестник Нижегородского университета им. Н. И. Лобачевского. Механика жидкости и газа*. 2011. № 4(3). С. 1114-1116.
8. Хотяновский Д. В., Кудрявцев А. Н. Прямое численное моделирование переходного сверхзвукового пограничного слоя на плоской пластине. *Вестник Нижегородского университета им. Н. И. Лобачевского. Механика жидкости и газа*. 2011. № 4(3). С. 1235-1236.
9. Шокуров М. В., Артамонов С. Ю., Эзау И. Н. Численное моделирование нейтрально стратифицированного атмосферного пограничного слоя. *Морской гидрофизический журнал*. 2013. № 2. С. 37-50.

10. Глазунов А. В. Моделирование нейтрально стратифицированного турбулентного потока воздуха над шероховатой поверхностью. *Изв. ФАО*. 2006. Т. 42. № 3. С. 307–325.
11. Глазунов А. В. Вихререзрывающее моделирование турбулентности с использованием смешанного динамического локализованного замыкания. Ч. 1. Формулировка задачи, описание модели и диагностические численные тесты. *Изв. ФАО*. 2009. Т. 45. № 1. С. 7–28.
12. Шокуров М. В., Артамонов С. Ю., Эзау И. Н. LES-модель турбулентного атмосферного пограничного слоя: описание и тестовые расчеты. *Морской гидрофизический журнал*. 2013. № 1. С. 3–20.
13. Багаев Д. В., Сыралева М. Н. Численное моделирование свободно-конвективного течения около вертикальной поверхности нагрева. *Труды Крыловского государственного научного центра*. 2018. № 2(384). С. 93-98.
14. Курбатская Л. И., Курбатский А. Ф. Численное моделирование нейтрально стратифицированного атмосферного пограничного слоя с явной алгебраической моделью турбулентности. *Дистанционные методы зондирования Земли и фотограмметрия, мониторинг окружающей среды, геоэкология: материалы Международ. науч. конф., 17–21 апреля*. Новосибирск, 2017. С. 94-99.
15. Обзор методов расчета турбулентных течений. URL: https://cfd.spbstu.ru/agarbaruk/turb_models/Term8_Lec04_review.pdf (дата обращения: 14.10.2019 г.)
16. Леженин А. А. Численное моделирование атмосферного пограничного слоя над неоднородной местностью. *Интерэкспо Гео-Сибирь*. 2007. № 3. С. 315-319.
17. Пространственная модель мезометеорологического пограничного слоя / Аргучинцев В. К., Гутман Л. Н., Пененко В. В. и др. *Изв. АН СССР*. 1975. Т. 11. № 4. С. 14-24.
18. Лыкосов В. Н. К-теория турбулентного планетарного пограничного слоя атмосферы и обобщенная гипотеза Буссинеска. Москва, 1988. 32 с. (Препринт/ ОВМ АН СССР).

19. O'Brien J. J. A Note on the vertical structure of eddy exchange coefficients in the planetary boundary layer. *JAS*. 1970. 27. Pp. 1213-1225.
20. Замыкание уравнений Рейнольдса для устойчиво стратифицированных турбулентных течений в атмосфере и океане / Зилитинкевич С. С., Эльперин Т., Клиорин Н. и др. *Изв. ФАО*. 2009. № 4. С. 75-102.
21. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. Т. 1: Теория турбулентности. 1992. 694 с.
22. Лазриев Г. Л., Иоселиани А. А. О характеристиках турбулентности в приземном слое атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1990. № 3. С. 26- 31.
23. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Ленинград : Гидрометеиздат, 1970. 292 с.
24. Казаков А. Л., Лыкосов В. Н. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов. *Труды ЗапСибНИИ*. 1982. Вып. 5. С. 3-20.
25. Smagorinsky J. On the dynamical prediction of large-scale condensation by numerical methods. *Geophys. Monogr.* 1960. 5. Pp. 71-78.
26. Гаврилов А. С. Нестационарная задача о планетарном пограничном слое атмосферы с учетом радиационного теплообмена. *Труды ЗСРНИГМИ*. 1974. Вып. 11. С. 35-48.
27. Хворостьянов В. И. О схематизации спектра длинноволнового излучения атмосферы для моделей облаков и туманов на основе спектральных расчетов с тонким разрешением по вертикали. *Изв.АН СССР, ФАО*. 1981. Т. 17. № 10. С. 1022-1030.
28. Магазенков Л. Н., Шейнин Д. А. Схемы аппроксимации по вертикали и корректной задачи прогноза для бароклинной атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1988. № 6. С. 43-50.
29. Марчук Г. И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 303 с.
30. Лыкосов В. Н., Платов Г. А. Численное моделирование пограничного слоя

- атмосферы над ЭАЗО Курошио. *Математическое моделирование процессов в пограничных слоях атмосферы и океана*. Москва : ОВМ АН-СССР, 1988. С. 66-93.
31. Лыкосов В. Н., Тонкачев Е. Б. Диагностическое восстановление турбулентных характеристик пограничного слоя атмосферы. *Метеорология и гидрология*. 1991. № 10. С. 43-52.
32. Лыкосов В. Н. О противогradientном переносе момента в струйном течении низкого уровня. *Изв. ФАО*. 1991. Т. 27. № 8. С. 803-811.
33. Deardorff J. W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 1978. 83(C4). Pp. 1889-1903.
34. Сухоруков В. А., Дмитриев Н. В. Теория стационарного устойчиво стратифицированного дрейфового слоя трения океана. *Морской гидрофизический журнал*. 1986. № 5. С. 9-18.
35. Карта высот. URL: <http://radiofanatic.ru/karta-vysot.html>.
36. Грунты. URL: <http://geomap.land.kiev.ua/soils.html>.
37. Основы агрофизики: підручник/ Вершинин П. В., Мельникова М. К., Мичурин Б. Н. и др. Москва : Государственное издательство физико-математической литературы, 1959. 910 с.
38. Атлас почв Украинской ССР / под ред. Крупского Н. К., Полупана Н. И. Киев: Издательство «Урожай», 1979. 159 с.
39. Шеин Е. В. Курс физики почв. Москва: Издательство МГУ, 2005. 430 с.
40. Единый государственный реестр почвенных ресурсов России. URL: <http://egrpr.esoil.ru/content/soils/soil134.html>. (дата звернення: 1.03.2020 р.)
41. Характеристика основных типов почв. URL: <https://infopedia.su/8xb5db.html>. (дата звернення: 15.03.2020 р.)
42. Изучение водно-физических и химических свойств почвы Приазовских плавней. URL: <https://livescience.ru/Статьи:Свойства-почвы-Приазовских-плавней> (дата звернення: 20.03.2020 р.)
43. Мартин А.Г., Осипчук С.О., Чумаченко О.М. Природно-сільськогосподарське районування України: моногр. / К.: ЦП "Компринт", 2015. 328 с.

44. Млявая Г. В. Влияние параметров шероховатости подстилающей поверхности на скорость ветра. *Buletinul AŞM. Ştiinţele vieţii*. 2014. № 2(323). С. 181-187.
45. Кліматичний кадастр України. ЦГО, УНД ГМІ, 2006 р.
46. Івус, Г. П., Семергей-Чумаченко, А. Б., Агайар, Э. В. До проблеми типізації синоптичних процесів над півднем України в сучасних умовах. *Причорноморський екологічний бюлетень*. 2009. Вип. 2 (32). С. 25-33.
47. Wetterzentrale. URL:
<https://www.wetterzentrale.de/reanalysis.php?map=1&model=cfsr&var=1&jaar=2019&maand=01&dag=17&uur=1200&h=0&tr=360&nmaps=24#mapref> (дата звернення: 15.07.2020 р.)
48. Формування бази даних типових синоптичних процесів над обраним регіоном та відповідних полів ре-аналізу в зимовий та літні періоди року/Науковий звіт № держреєстрації 0121U108238, ОДЕКУ, 2020.
49. Івус Г. П. и др. Типизация синоптических процессов над территорией Украины в эпоху глобальных климатических изменений. *Матеріали Міжнародної конференції*. Міжнародна конференція «Исследование изменений климата с использованием методов классификации режимов циркуляции атмосферы», 16-18, 05.2016, Москва.
50. The World in Weather Charts. URL: http://www1.wetter3.de/archiv_dwd_en.html (дата звернення: 12.08.2021 р.).
51. Адаптированное к северо-западному Причерноморью мезомасштабное численное моделирование пограничного слоя атмосферы. Часть 1. Математическая постановка задачи. *Український гідрометеорологічний журнал*. – 2019. – вип. 23.