

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА
ШЕВЧЕНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
КАФЕДРА МЕТЕОРОЛОГІЇ ТА КЛІМАТОЛОГІЇ

На правах рукопису
УДК _____

ПЕРЕНЕСЕННЯ ВОЛОГИ В АТМОСФЕРІ ТА АТМОСФЕРНІ РІКИ В АТЛАНТИКО-
ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ

Галузь знань *10 – Природничі науки*
Спеціальність *103 – Науки про Землю*
Освітня програма *Метеорологія*

Кваліфікаційна робота бакалавра
студента 4-го курсу
освітнього рівня бакалавр
Фомічева Никити Романовича
Науковий керівник:
Щеглов Олександр Андрійович,
к. геогр.н., ст. наук. співроб.
відділу фізики атмосфери Українського
гідрометеорологічного інституту
ДСНС України та НАН України

Допустити до захисту:
Завідувач кафедри метеорології та кліматології, проф.Сергій СІЖКО
«__»_____ 2025 р.

КИЇВ – 2025

ЗМІСТ

ЗМІСТ.....	2
ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ.....	4
ВСТУП.....	5
РОЗДІЛ 1. ВОДЯНА ПАРА ТА АТМОСФЕРНІ РІКИ	7
1.1 Гідрологічний цикл, випаровування і конденсація в кліматичній системі	7
1.1.1 Гідрологічний цикл.....	7
1.1.2 Випаровування і конденсація.	8
1.1.3 Вологість повітря.	10
1.2 Великомасштабне перенесення водяної пари в атмосфері та атмосферні ріки	11
РОЗДІЛ 2. ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ.....	17
2.1 Методика дослідження багаторічного режиму вологості повітря в Атлантико-Європейському секторі.....	17
2.3 Дослідження кореляційного зв'язку між просторовим розподілом зміни режиму вологості та просторовим розподілом атмосферних рік	20
РОЗДІЛ 3. ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ПИТОМОЇ ВОЛОГОСТІ ТА АТМОСФЕРНИХ РІК В АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ... 23	
3.1 Багаторічний режим вологості повітря на рівні 850 гПа.....	23
3.2 Повторюваність атмосферних рік	30

РОЗДІЛ 4. ПРОСТОРОВІ ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІНИ ПИТОМОЇ ВОЛОГОСТІ ТА ЗВ'ЯЗОК ІЗ ПРОСТОРОВИМ РОЗПОДІЛОМ АТМОСФЕРНИХ РІК АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ 42

4.1 Зміна середньої місячної питомої вологості в Атлантико-Європейському секторі періоду 1991-2020 рр. щодо 1961-1990 рр..... 42

4.2 Кореляційний зв'язок зміни середньої місячної питомої вологості з просторовим розподілом атмосферних рік в Атлантико-Європейському секторі

67

ВИСНОВКИ 69

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ 71

ДОДАТКИ..... Ошибка! Закладка не определена.

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ СКОРОЧЕНЬ

ВСТУП

Перенесення вологи в атмосфері та "атмосферні ріки" є важливими аспектами клімату та погоди. Відповідно до Метеорологічного глосарію Американського метеорологічного товариства, термін «атмосферна ріка» (далі – АР) означає довгу і вузьку смугу інтенсивного горизонтального перенесення водяної пари, що пов'язана зі струминним течіями низького рівня та передує холодному фронту циклону [1]. У Атлантико-Європейському секторі атмосферні ріки можуть мати великий вплив на погодні умови, зокрема на зимові шторми, повені та інші природні події. Розуміння механізмів, що лежать в основі перенесення вологи в атмосфері та атмосферних ріках, може допомогти передбачити ці природні явища та зменшити їх негативний вплив на людей та навколишнє середовище. (див. [13–16])

Актуальність дослідження. Атмосферні ріки мають значний вплив на погодні умови та природні катаклізми. Зокрема вивчення механізмів перенесення вологи в атмосфері та атмосферних рік може допомогти передбачити ці природні явища та розробити ефективні методи їх запобігання та зменшення їх негативного впливу. Це може бути важливим для збереження життя та здоров'я людей, а також забезпечення сталого розвитку регіону. Крім того, дослідження з перенесення вологи в атмосфері та атмосферних ріках можуть мати велике значення для розвитку наукових знань та технологій у галузі клімату та погоди. Це може стимулювати інновації та розвиток нових технологій, що можуть бути корисними не тільки для науки, але й для промисловості та суспільства в цілому.

Мета дослідження – оцінити зв'язок явища атмосферних рік з особливостями конфігурації поля атмосферної вологості в Атлантико-Європейському секторі.

Об'єкт дослідження – режим вологості атмосферного повітря в Атлантико-Європейському секторі

Предмет дослідження – зв'язок поля середніх місячних значень питомої вологості на рівні 850 гПа із конфігурацією поля просторового розподілу повторюваності атмосферних рік в Атлантико-Європейському секторі.

Завдання дослідження:

- Проаналізувати наукову літературу щодо ролі водяної пари та атмосферних рік у формуванні погоди та клімату.
 - Отримати середні місячні значення питомої вологості повітря за 1961-1990 та 1991-2020 рр. у вузлах регулярної сітки на ізобаричному рівні 850 гПа в Атлантико-Європейському секторі на основі реаналізу NCEP Reanalysis 1.
 - Розрахувати повторюваність епізодів атмосферних рік в Атлантико-Європейському секторі за період 1991-2020 рр. на основі каталогу атмосферних рік за методикою Б. Гуана та ін.
 - Отримати просторовий розподіл зміни середнього місячного значення питомої вологості між кліматичними періодами 1961-1990 та 1991-2020 рр.
- Провести кореляційний аналіз просторового розподілу зміни питомої вологості в Атлантико-Європейському секторі та просторового розподілу атмосферних рік у всіх місяцях року за кліматичний період 1991-2020 рр.

РОЗДІЛ 1. ВОДЯНА ПАРА ТА АТМОСФЕРНІ РІКИ

Водяна пара, яка міститься в повітрі, відома як вологість. Вона кількісно виражається в різні шляхи. Фактична кількість води-пар, присутній в атмосфері, відомий як абсолютна вологість. Це вага води пари в одиниці об'єму повітря і виражається у грамах на кубічний метр. Можливість повітря для утримання водяної пари повністю залежить від його температури. Абсолютна вологість відрізняється від місця до місця на поверхні землі.

Відсоток вмісту вологи в атмосфері порівняно з її повною потужністю при даній температурі відома як відносна вологість. Зі зміною температури повітря, здатність утримувати вологу збільшується або зменшується, також впливає відносна вологість. Над океанами вона більша і найменша над континентами.

1.1 Гідрологічний цикл, випаровування і конденсація в кліматичній системі

1.1.1 Гідрологічний цикл. Гідрологічний цикл представляє рух води між океаном, сушею та атмосферою. Він переміщує воду зі суходолу та океану до атмосфери. Вода з океанів та земельних поверхонь випаровується, змінюючи стан з рідкого на паровий та входячи в атмосферу. Загальна кількість випаровування на океанах є близько шість разів більшою, ніж на суходолі, оскільки океани покривають більшу частину планети, і тому що земельні поверхні не завжди достатньо вологі, щоб дати багато води.

Після того, як вода потрапляє в атмосферу, водяна пара може конденсуватися або осісти, щоб утворити опади, які падають на землю у вигляді дощу, снігу, мокрого снігу або граду. Кількість опадів на океанах майже в чотири рази більша, ніж на суходолі.

Коли опади падають на землю, вони мають один з трьох варіантів. По-перше, вони можуть випаровуватися та повертатися в атмосферу у вигляді водяної пари. По-друге, вони можуть поглинатися ґрунтом, а потім проникати в поверхневі шари скельних порід нижче. Ця підземна вода виходить знизу, щоб жити річки, озера та навіть межі океану. По-третє, опади можуть стікати з суші, концентруючись в потоках та річках, які в кінцевому рахунку несуть їх до океану або до озера в закритому внутрішньому басейні. Цей потік води відомий як стік. Оскільки наша планета містить лише фіксовану кількість води, необхідно підтримувати глобальний баланс між потоками води, що йдуть землями, океанами та атмосферою. Для океану відпаровування, що залишає океан, становить приблизно 420 кубічних кілометрів на рік, тоді як кількість води, що входить в океан через опади, становить 380 кубічних кілометрів на рік. Є дисбаланс між кількістю води, що втрачається відпаровуванням, та кількістю, що надходить з опадами. Цей дисбаланс компенсується 40 кубічними кілометрами на рік, що повертаються землі назад до океану.

Аналогічно, для поверхонь землі світу є баланс. З 110 кубічних кілометрів води, що падає на поверхню землі, 70 кубічних кілометрів на рік повертається до атмосфери у вигляді водяної пари. Решта 40 кубічних кілометрів на рік залишається у формі рідкої води та в кінцевому рахунку повертається до океану.

1.1.2 Випаровування і конденсація. Кількість водяної пари в атмосфері збільшується або зменшується внаслідок випарування та конденсації відповідно. Випарування це процес, за якого вода перетворюється зі стану рідини на газ. Тепло є головною причиною випарування. Температура, при якій починається випарування води, називається латентною теплотою випаровування. Збільшення температури збільшує поглинання та зберігання води в даній області повітря. Аналогічно, якщо вміст вологості низький, повітря має потенціал поглинати та утримувати вологу. Рух повітря замінює насичений шар ненасиченим шаром. Тому

чим більше руху повітря, тим більше випарування. Перетворення водяної пари у воду називається конденсацією. Конденсація виникає внаслідок втрати тепла. Коли вологе повітря охолоджується, воно може досягти рівня, коли його здатність утримувати водяну пару перестає існувати. Тоді надлишок водяної пари конденсується у рідку форму. Якщо вона безпосередньо конденсується у тверду форму, це відомо як сублімація. У вільному повітрі конденсація виникає через охолодження навколо дуже малих частинок, які називають гігроскопічними ядрами конденсації. Частки пилу, диму та солі з океану є особливо хорошими ядрами, оскільки вони поглинають воду. Конденсація також відбувається, коли вологе повітря зустрічається з якимось холодним об'єктом, і вона може відбуватися, коли температура близька до точки роси. Тому конденсація залежить від кількості охолодження та відносної вологості повітря. На конденсацію впливають об'єм повітря, температура, тиск та вологість. Після конденсації водяна пара або волога у атмосфері набуває одну з таких форм – роса, іній, туман та хмари. Форми конденсації можна класифікувати за температурою та місцезнаходженням. Конденсація відбувається, коли точка роси нижча за точку замерзання, а також вище за точку замерзання.

Роса. Коли вологість відкладається у вигляді крапель води на прохолодних поверхнях твердих об'єктів (а не на ядрах у повітрі над поверхнею), таких як камені, трав'яні стебла та листя рослин, це називається росою. Ідеальні умови для її формування – ясне небо, спокійне повітря, висока відносна вологість, холодні та довгі ночі. Для формування роси необхідно, щоб точка роси була вище точки замерзання.

Паморозь утворюється на холодних поверхнях, коли конденсація відбувається нижче точки замерзання (0°C), тобто точка роси знаходиться на або нижче точки замерзання. Надлишкова волога відкладається у вигляді дрібних кристалів льоду, а не водяних крапель. Ідеальні умови для формування білого інія

– ті ж самі, що й для формування роси, за винятком того, що температура повітря повинна бути на або нижче точки замерзання.

Туман і мряка. Коли температура повітряної маси, що містить велику кількість водяної пари, раптово падає, конденсація відбувається в межах самої повітряної маси на дрібних частинках пилу. Таким чином, туман є хмарою з основою на рівні або дуже близько до землі. Через туман та димку видимість стає від поганої до нульової. У міських та промислових центрах дим забезпечує достатню кількість ядер, які допомагають утворенню туману та димки. Такий стан, коли туман змішується з димом, описується як смог. Єдину відмінність між туманом та полягає у тому, що містить більше вологості, ніж туман. У мглі кожен ядро містить більший шар вологості. Часто відбуваються в горах, коли підіймаючись вгору, теплий повітря зіштовхується з холодною поверхнею. Тумани менш вологі, ніж і поширені там, де теплі повітряні потоки зіштовхуються з холодними. Туманице міні-хмари, в яких відбувається конденсація навколо ядер, що надають їм пил, дим та сольові частинки.

Хмара – це маса дрібних крапель води або дрібних кристалів льоду, утворених конденсацією водяної пари вільного повітря на значній висоті над земною поверхнею. Оскільки хмари утворюються на деякій висоті над поверхнею Землі, вони набувають різних форм. Згідно з їх висотою, розмахом, щільністю та прозорістю або непрозорістю, хмари поділяються на чотири типи.

1.1.3 Вологість повітря.

Атмосферна вологість, її фазовий стан та вологообіг відіграють значну роль у формуванні погоди і клімату. Наявність водяної пари в атмосфері істотно позначається на теплових ресурсах атмосфери та підстильної поверхні. Водяна пара поглинає довгохвильову радіацію, яку випромінює земна поверхня. Водночас і вона

також випромінює подібну радіацію. Це зменшує нічне вихолодження земної поверхні та нижніх шарів атмосфери. На випаровування води витрачається близько 30 % поглинутого підстильною поверхнею сонячного тепла, яке під час конденсації водяної пари в атмосфері віддається повітрю. Вміст водяної пари сильно змінюється залежно від циркуляційних процесів, фізико-географічних умов місцевості, пори року, стану ґрунту та інших чинників. Вологість повітря характеризується парціальним тиском водяної пари (абсолютною вологістю, пружністю водяної пари), відносною вологістю і дефіцитом насичення (нестачею насичення). Ці показники визначають за вимірними значеннями температури сухого і змоченого термометрів, використовуючи психрометричні таблиці, а при температурі повітря нижче -10°C — за виправленими значеннями гігрометра та сухого термометра, які встановлені у психрометричній будці на висоті 2 м над поверхнею землі.

Парціальний тиск водяної пари — це тиск водяної пари, яка міститься у повітрі. Розрізняють максимальний тиск водяної пари, коли вона досягає стану насичення, і тиск водяної пари за даної температури. Парціальний тиск водяної пари виражається у гектопаскалях (гПа). Зміна парціального тиску водяної пари насамперед залежить від температури повітря: чим вища температура повітря, тим більша кількість водяної пари знаходиться у повітрі. Протягом року парціальний тиск водяної пари змінюється паралельно ходу температури повітря, має чітко виражений річний хід і збільшується від зими до літа.

1.2 Великомасштабне перенесення водяної пари в атмосфері та атмосферні ріки

Термін «атмосферна ріка» остаточно закріпився в глосарії в 2017 році, тобто поняття є відносно новим в метеорології, не зважаючи на тривалу історію дослідження суміжних питань та тривалу дискусію щодо коректності та

формулювання самого терміну [2]. У багатьох наукових працях зроблено висновки про те, що значна кількість екстремальних опадів пов'язана з наявністю АР [3-8]. Питання щодо міри впливу АР на віддалені від океанічних узбережь території, до яких можна віднести територію України, є менш дослідженим. У вітчизняних наукових працях питання впливу Атлантики на вологовміст повітря та його роль в формуванні синоптичних процесів та метеорологічних явищ саме крізь призму концепції АР не розглядалося. Тому аналіз сучасних зарубіжних досліджень щодо АР, їх узагальнення, а також проведення подібних досліджень для території України з метою оцінки запасів вологи та процесів її переносу в атмосфері на регіональному рівні є важливою та актуальною задачею.

Після багатьох років розбіжностей щодо терміну «атмосферна ріка» Глосарій метеорології сформував комітет для розробки формального визначення, яке було широко перевірено науковою спільнотою та зійшлося з визначенням, опублікованим у Глосарії в 2018 році. Ральф та ін. (2018) надає визначення та описує процес його розробки. Зовсім недавно була розроблена шкала інтенсивності АР і схема категоризації на основі впливу [5]. Концепція АР формувалася на базі досліджень 1970-х та 1980-х років з синоптичної метеорології, у 1990-х та 2000-х – за рахунок розвитку супутникової метеорології, методів асиміляції даних та появи глобальних баз даних реаналізу. Наприкінці 1990-х рр. запропоновано один із перших алгоритмів ідентифікації АР [9]. В 2000-х та 2010-х актуальність дослідження перенесення тепла та вологи в атмосфері в струминних течіях нижнього рівня закріпилася рядом експедиційних досліджень із застосуванням літакового зондування [10-12]. На сьогоднішній день ця спільнота включає учасників з багатьох дисциплін: метеорології, кліматології, гідрології, цивільного будівництва, а також біології екосистем, палеокліматології та навіть арктичних і полярних наук. Фактично, на першій міжнародній конференції з атмосферних річок

2016 року (IARC; Ralph et al., 2017) продемонстровані презентації стосувалися AR на шести континентах і острові Гренландія.

У дослідженні, яке нині визнано епохальним для науки AR, Ньюелл та ін. (1992) описав «тропосферні ріки» — вузькі шлейфи інтенсивного, вертикально інтегрованого переносу водяної пари (IVT) спостерігали петляння крізь атмосферу. Однак минуло ще кілька років до Чжу і Ньюелла (1998), які ввели термін «атмосферна річка», ґрунтуючись на результатах Ньюелла та ін. (1992). У їхньому дослідженні використовувався глобальний аналіз із горизонтальною роздільною здатністю 2 градуси протягом 2-річного періоду та об'єктивно визначені значення IVT за комірками сітки, закладаючи основу для сучасних методів ідентифікації AR. Крім того, Чжу та Ньюелл прийшли до висновку, що ці AR були розташовані вздовж холодних фронтів, пов'язаних із циклонами на середніх широтах, тобто вони були динамічно пов'язані з траєкторією позатропічного шторму. Малюнок від Чжу та Ньюелла (1998), показує більш загальний меридіональний (тобто в напрямку північ-південь) потік водяної пари, пов'язаний з AR, як функцію широти. З цих результатів стає зрозуміло, що AR відіграють важливу роль у глобальному кругообігу води.

Атмосферні ріки відповідають за 90-95% загального глобального меридіонального транспорту водяної пари в середніх широтах, проте становлять менше 10% земного обсягу на цих широтах [9]

Підводячи підсумки десятиліття перед початком нового століття можна побачити, що саме 1998 р. можна вважати поворотним роком у новітній науці про ARs, виходячи з чотирьох основних подій того року або майже в цьому році:

- Робота Чжу і Ньюелла (1998) була опублікована.
- У 1997–1998 роках була проведена польова кампанія Каліфорнійських реактивних літаків, (CALJET), під час яких літаки літали в AR та через них (описано в Ralph et al., 2004).

- Кількість супутників SSM/I на полярній орбіті зростає достатньо, щоб об'єднати їх окремі зони спостереження разом, щоб створити майже синоптичне зображення IWV над океанами в усьому світі.

- Реаналіз Національних центрів атмосферного прогнозування та Національного центру атмосферних досліджень (NCEP/NCAR) був опублікований і вперше став доступним.

У 2000-х з'явився доступ до супутникових зображень водяної пари через SSM/I, що ознаменувало ще один переломний момент для дослідження АР. SSM/I дозволив синоптикам і дослідникам аналізувати IWV майже в реальному часі. Хоча спостереження SSM/I були великим прогресом, у них є один ключовий недолік: вони спостерігають водяну пару, але не швидкість вітру. Отже, вони не надають справжньої інформації про IVT, яка, мабуть, є визначальною характеристикою АР. Дослідження АР зробили ще один значний крок вперед під час польової кампанії CALJET 1997–1998 років (Ralph et al., 2004). CALJET використовував один із дослідницьких літаків P-3 NOAA, і сильний Ель-Ніньо забезпечив не лише велику кількість штормів, але й значний громадський інтерес до польової кампанії та ролі АР у спричиненні великих штормів, що приходять на сушу. Аналіз показав, що найсильніше перенесення водяної пари дійсно відбувався в межах струминних течій низького рівня, у ниткоподібній області вздовж і попереду холодного фронту, де команда очікувала його на основі супутникових зображень. Тоді як найсильніші вітри були пов'язані з струменем верхнього рівня та фронтом верхнього рівня, більша частина транспорту водяної пари відбувалася на найнижчих рівнях атмосфери. Фактично, Ральф та ін. (2005) показали, після об'єднання даних спостережень за 17 штормами, що 75% горизонтального потоку водяної пари відбувалося приблизно в найнижчих 2,5 кілометрах (км) — і що вони мали приблизно 3-кілометровий шар нейтральної стартифікації. Хоча дані про літаки самі по собі дали новий погляд на те, як відбувався транспорт (перенесення) водяної

пари, кількість випадків була відносно обмеженою. У той же час стало ясно, що підпис AR в супутникових даних SSM/I був багатообіцяюче чітким. Щоб дослідити цей потенціал використання SSM/I для об'єктивного виявлення AP, Ralph et al. (2004) розробив метод виявлення AR (ARDM) на основі IWV. Концепція була розроблена шляхом вивчення багатьох зображень IWV за допомогою методу, розробленого Wick та ін. (2013), щоб поєднати кілька шляхопроводів SSM/I у різний час, щоб показати більші області IWV. За межами тропіків було зрозуміло, що регіони великого IWV іноді набували довгої вузької структури. Критерії виявлення AR, застосовані до IWV, що спостерігаються SSM/I, розроблені Ральфом та ін. (2004), працював шляхом пошуку полів SSM/I IWV для областей великого IWV (>20 мм), які відповідали таким критеріям:

- Довжина 2000 км
- Ширина < 1000 км
- > 20 мм вологості інтегрального зміщення (IWV), використовуваного як проксі-індикатор транспортування водяної пари, вздовж осі (або в деяких випадках, по всій поверхні) об'єкта

У двох наступних статтях Ральф та ін. (2005) показали, як AR призводять до сильних опадів у узбережжі, частково тому, що вони представляють метеорологічні умови, які були ідеальними для створення рясних орографічних опадів після виходу на сушу на гірському західному узбережжі США. Після цього було проведено дослідження, яке вперше продемонструвало, як AP пов'язані з усіма повеннями. Протягом кількох років IWV став основним показником, який використовується для ідентифікації AR, враховуючи фундаментальну роль супутникових даних IWV. Однак цей показник не враховує вітер, який необхідний для перенесення вологи, пов'язаного з AP. Останнім часом спільнота більше перейшла до IVT як до кращої метрики для ідентифікації AR завдяки наявності систем спостереження на місці в

деяких місцях, а також появі високоякісних продуктів повторного аналізу атмосфери.

Згідно [9] від трьох до п'яти АР присутні в кожній півкулі в будь-який момент часу, і вони частіше зустрічаються над позатропічними частинами океанів. Над океанічними поверхнями відбувається інтенсивне насичення повітря вологою, а особливості циркуляції в Північній частині Тихого океану та в Північній Атлантиці сприяють винесенню вологих повітряних мас на континенти в межах переважаючого західного потоку [18]. Ключовою є взаємодія центрів дії атмосфери – Тихоокеанського максимуму з Алеутським мінімумом в Північно-Тихоокеанському регіоні та Азорського максимуму з Ісландським мінімумом – в Північноатлантичному регіоні відповідно. Характер такої взаємодії описується індексами арктичного коливання (англ. Arctic oscillation, далі – АО) та тихоокеансько-північноамериканським коливанням (англ. Pacific North American Oscillation, далі – PNA), а в Атлантиці – північно-атлантичним коливанням (англ. North Atlantic Oscillation, далі – NAO).

РОЗДІЛ 2. ДАНІ ТА МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕННЯ

Для аналізу багаторічного режиму вологості повітря існує низка статистичних підходів, зокрема, обчислення середньомісячних, середньорічних значень, аналіз сезонних коливань, визначення екстремальних значень вологості та картографування просторового розподілу цього параметра. Водночас, у цій роботі, враховуючи поставлені завдання та особливості доступних даних, було використано лише деякі із зазначених методів. Конкретний перелік та детальний опис застосованих підходів представлено нижче у відповідних підрозділах.

2.1 Методика дослідження багаторічного режиму вологості повітря в Атлантико-Європейському секторі

Для аналізу багаторічних особливостей вологості повітря у нижній тропосфері, зокрема на ізобаричному рівні 850 гПа, було використано щомісячні середні значення питомої вологості повітря, отримані з глобального набору даних реаналізу NCEP Reanalysis 1. Цей реаналіз містить набір метеорологічних даних, які є результатом комбінування наземних спостережень, супутникових вимірювань та результатів моделювання. Просторова роздільна здатність використаного набору даних становить $2,5^{\circ}$ за широтою та довготою.

Для детального дослідження було обрано два тридцятирічних кліматичних періоди: стандартний кліматичний період (1961–1990 рр.), що слугує загальноприйнятим еталоном для порівнянь, та сучасний період (1991–2020 рр.), який дозволяє виявити сучасні тенденції та зміни у режимі атмосферної вологості.

Основним методом, використаним для дослідження, було картографування, що полягало у створенні карт просторового розподілу середньомісячної питомої вологості повітря для кожного з двох зазначених періодів. Цей підхід дозволив

візуально оцінити регіональні особливості вологості, виявити сезонні закономірності та встановити просторову структуру атмосферної вологості у досліджуваному секторі.

Крім того, були створені карти, що ілюструють різницю середніх значень питомої вологості між періодами 1961–1990 рр. та 1991–2020 рр. Це дозволило чітко окреслити території з суттєвими змінами атмосферної вологості, а саме регіони, де спостерігається тенденція до значного зволоження або навпаки — висушення нижніх шарів атмосфери. Подібна оцінка є важливою для розуміння тенденцій змін кліматичних умов у регіоні дослідження, а також є базою для подальшого аналізу зв'язку цих змін із атмосферними ріками.

2.2 Методика дослідження повторюваності атмосферних рік в Атлантико-Європейському секторі

Як показано в роботах [19], джерелом даних для ідентифікації АР можуть слугувати глобальні дані реаналізу, наприклад, ERA-Interim [20], MERRA-2 [21] тощо. Алгоритми виявлення АР так чи інакше включають у себе етап виділення осередків з аномальним значенням IVT або IWV. Аномальне значення виділяється статистично, вище певного порогу, після чого визначається геометрія осередків з аномальними значеннями IVT або IWV [18, 22]. Наприклад, у [19] пороговим значенням є 85-й перцентиль, розрахований з врахуванням сезонності на основі багаторічної вибірки даних реаналізу ERA-Interim та MERRA-2. Автори закладають ряд інших умов: значення IVT мають не тільки перевищувати порогове значення 85-го перцентилля, але й бути не менше $100 \text{ кг м}^{-1} \text{ с}^{-1}$; для підтвердження наявності АР необхідною є суттєва меридіональна складова $IVT > 50 \text{ кг м}^{-1} \text{ с}^{-1}$ за умови, що більше половини площі АР має напрямок перенесення у межах 45° від

середнього потоку IVT; довжина об'єкта AP > 2000 км при співвідношенні довжини до ширини > 2 [19].

Критерії в алгоритмах виявлення AP можуть дещо відрізнитись, в залежності від специфіки регіону дослідження чи інших міркувань, але здебільшого по своїй суті вони близькі [9, 23-27]. Відмінності в середніх значеннях IVT дозволяють авторам в рамках кліматологічних розрахунків поділяти AP за інтенсивністю. Наприклад, в [5] запропонована шкала AP: від слабких (250–500 кг м⁻¹ с⁻¹), помірних (500–750 кг м⁻¹ с⁻¹), сильних (750–1000 кг м⁻¹ с⁻¹), екстремальних (1,000–1,250 кг м⁻¹ с⁻¹) до виняткових (≥1,250 кг м⁻¹ с⁻¹).

Найчастіше показниками, що характеризують AP є інтегральні характеристики у вертикальному стовпі повітря: інтегральний вміст водяної пари (IWV) та інтегральне перенесення водяної пари (IVT) [17]. Показники зазвичай розраховуються таким чином, щоб охопити приземні шари з максимальною концентрацією водяної пари та шари в середній тропосфері, що характеризують переважаючий потік повітря в тропосфері. Так, наприклад, відповідно до методики [18], IWV розраховується як:

$$IWV = \int_{1000}^{300} q \frac{dp}{g} \quad (1);$$

де q – питома вологість; g – гравітаційна стала; $\frac{dp}{g}$ – вертикальний градієнт тиску; значення 300 та 1000 вказують на межі вертикального стовпа повітря в термінах абсолютної топографії (AT-1000 та AT-300 відповідно).

Показник IVT відрізняється від IWV тим, що враховує меридіональну та зональну складову перенесення повітря [17, 18]:

$$IVT = Q(\lambda, \varphi, t) = Q_{\lambda i} + Q_{\varphi j} \quad (2);$$

де λ – довгота та широта відповідно, t – час, u – зональна та меридіональна компоненти ІVT, що розраховуються як:

$$Q_{\lambda} = - \int_{1000}^{300} qu \frac{dp}{g} \quad (3);$$

$$Q_{\lambda} = - \int_{1000}^{300} qv \frac{dp}{g} \quad (4);$$

де u – зональна компонента вітру, v – меридіональна компонента вітру, решта позначень – аналогічні формулі (1).

2.3 Дослідження кореляційного зв'язку між просторовим розподілом зміни режиму вологості та просторовим розподілом атмосферних рік

Для визначення статистичного зв'язку між просторовим розподілом змін режиму вологості повітря та частотою повторюваності атмосферних рік у регіоні дослідження було проведено кореляційний аналіз. Цей аналіз мав на меті кількісно оцінити ступінь лінійного взаємозв'язку між цими двома параметрами та визначити, чи зміни у просторі атмосферної вологості мають зв'язок із просторовим характером виникнення атмосферних рік.

Вхідними даними для кореляційного аналізу були значення двох просторово розподілених параметрів:

1. Просторовий розподіл зміни середніх місячних значень питомої вологості на ізобаричному рівні 850 гПа за період 1991–2020 років порівняно з базовим періодом 1961–1990 років. Ці зміни було обчислено у відсотках для кожного вузла регулярної сітки з роздільною здатністю 2,5 градуса.
2. Просторовий розподіл повторюваності випадків атмосферних рік за період 1991–2020 років у тих самих вузлах регулярної сітки, на основі відповідного каталогу, створеного за методикою Б. Гуана та його співавторів.

Для кількісної оцінки зв'язку між цими параметрами був використаний коефіцієнт лінійної кореляції Пірсона, який дозволяє визначити напрямок (позитивний чи негативний) та силу зв'язку між двома змінними. Прийmemo наступні позначення:

A_i — частота повторюваності атмосферних рік в точці i Атлантико-Європейського сектора (розрахована, наприклад, як кількість випадків на рік протягом певного періоду),

Δq_i — зміна питомої вологості в точці i між кліматичними періодами 1991–2020 та 1961–1990:

$$\Delta q_i = q_i^{1991-2020} - q_i^{1961-1990} \quad (5)$$

де $i=1,2,\dots,N$; $N_i = 1, 2, \dots, N$ — індекс сіткового вузла (пікселя) в межах досліджуваного регіону.

$$r = \frac{\text{cov}(A, \Delta q)}{\sigma_A \cdot \sigma_{\Delta q}} = \frac{\sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})(\Delta q_i - \overline{\Delta q})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (A_i - \bar{A})^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N (\Delta q_i - \overline{\Delta q})^2}} \quad (6)$$

де \bar{A} та $\overline{\Delta q}$ —просторові середні для полів: середньої кількості атмосферних рік та зміни питомої вологості відповідно:

$$\bar{A} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A_i, \quad \overline{\Delta q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \Delta q_i$$

Обчислення цього коефіцієнта виконувалося для кожного вузла просторової сітки окремо, що забезпечило можливість побудови детальних карт просторового розподілу значень коефіцієнта кореляції.

Для перевірки статистичної значущості отриманих коефіцієнтів кореляції використовувався t-критерій Стюдента з рівнем значущості $\alpha = 0,05$. Це дозволило переконатися, що встановлені кореляції є достовірними, а не випадковими.

$$t = r \cdot \sqrt{\frac{N - 2}{1 - r^2}}, \quad \text{ступені вільності: } \nu = N - 2$$

Обчислюємо p -значення, щоб перевірити гіпотезу $H_0 : r = 0$.

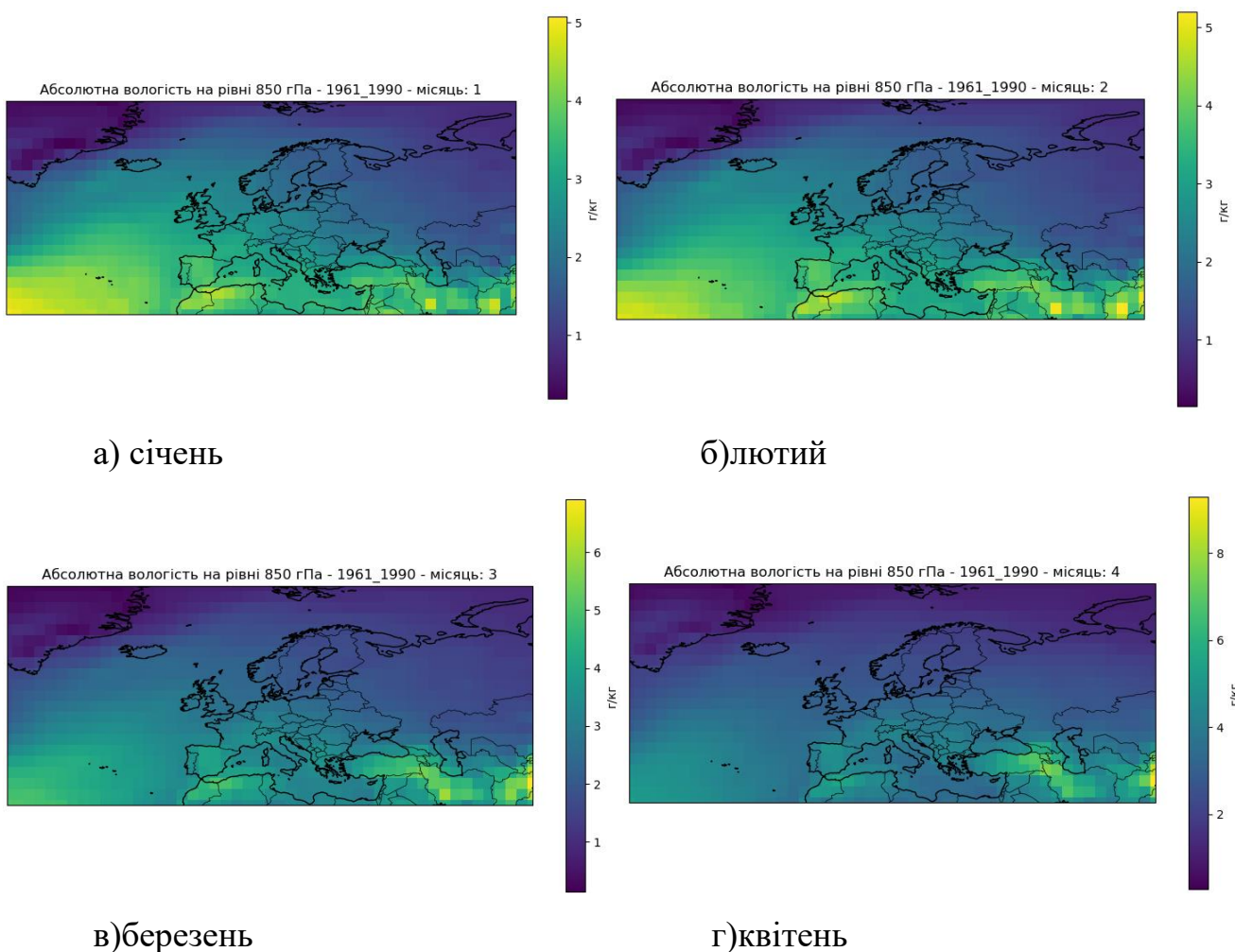
(7)

Проведений аналіз уможливив отримання науково обґрунтованих висновків щодо ступеня та географічного характеру взаємозв'язку між змінами режиму вологості та виникненням атмосферних рік, що важливо як для теоретичного розуміння процесів у нижній атмосфері, так і для практичних кліматичних оцінок регіону дослідження.

РОЗДІЛ 3. ПРОСТОРОВИЙ РОЗПОДІЛ ПИТОМОЇ ВОЛОГОСТІ ТА АТМОСФЕРНИХ РІК В АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ

3.1 Багаторічний режим вологості повітря на рівні 850 гПа

У межах Атлантико-Європейського сектору було проаналізовано просторовий розподіл абсолютної вологості повітря на ізобаричному рівні 850 гПа за кліматичний період 1961–1990 рр. Оцінювання проводилося за щомісячними середніми значеннями на основі даних реаналізу NCEP/NCAR, з подальшою побудовою 12 тематичних карт — по одній на кожен місяць року. Отримані карти дозволяють детально простежити сезонну та просторову структуру вологості нижньої тропосфери.



У зимово-весняний період спостерігається найнижча вологість повітря (до 2 г/кг у північній Європі) з поступовим підвищенням до квітня завдяки сезонному прогріванню та посиленню субтропічного перенесення вологи з півдня.

Рисунок 1. Просторовий розподіл середньомісячної вологості повітря на рівні 850 гПа, 1961-1990

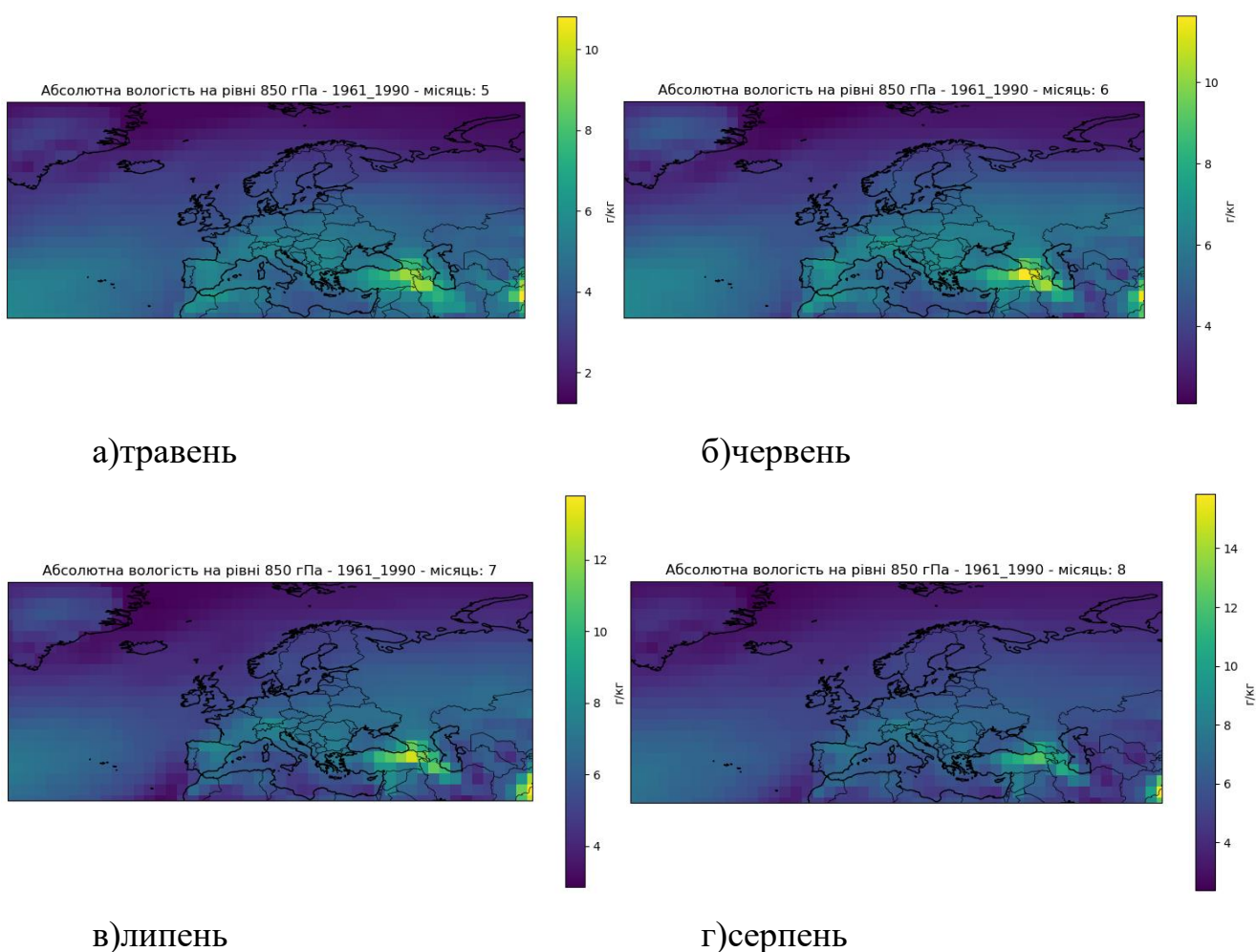


Рисунок 2. Просторовий розподіл середньомісячної вологості повітря на рівні 850 гПа, 1961-1990

Пізня весна й літо характеризуються піковими значеннями вологості: на Балканах, у Туреччині та на Кавказі показники сягають 10–12 г/кг, у центральній

Європі — 6–9 г/кг. Контраст «південь-північ» особливо виражений, що зумовлено широтною зональністю та інтенсивним випаровуванням на прогрітих морях.

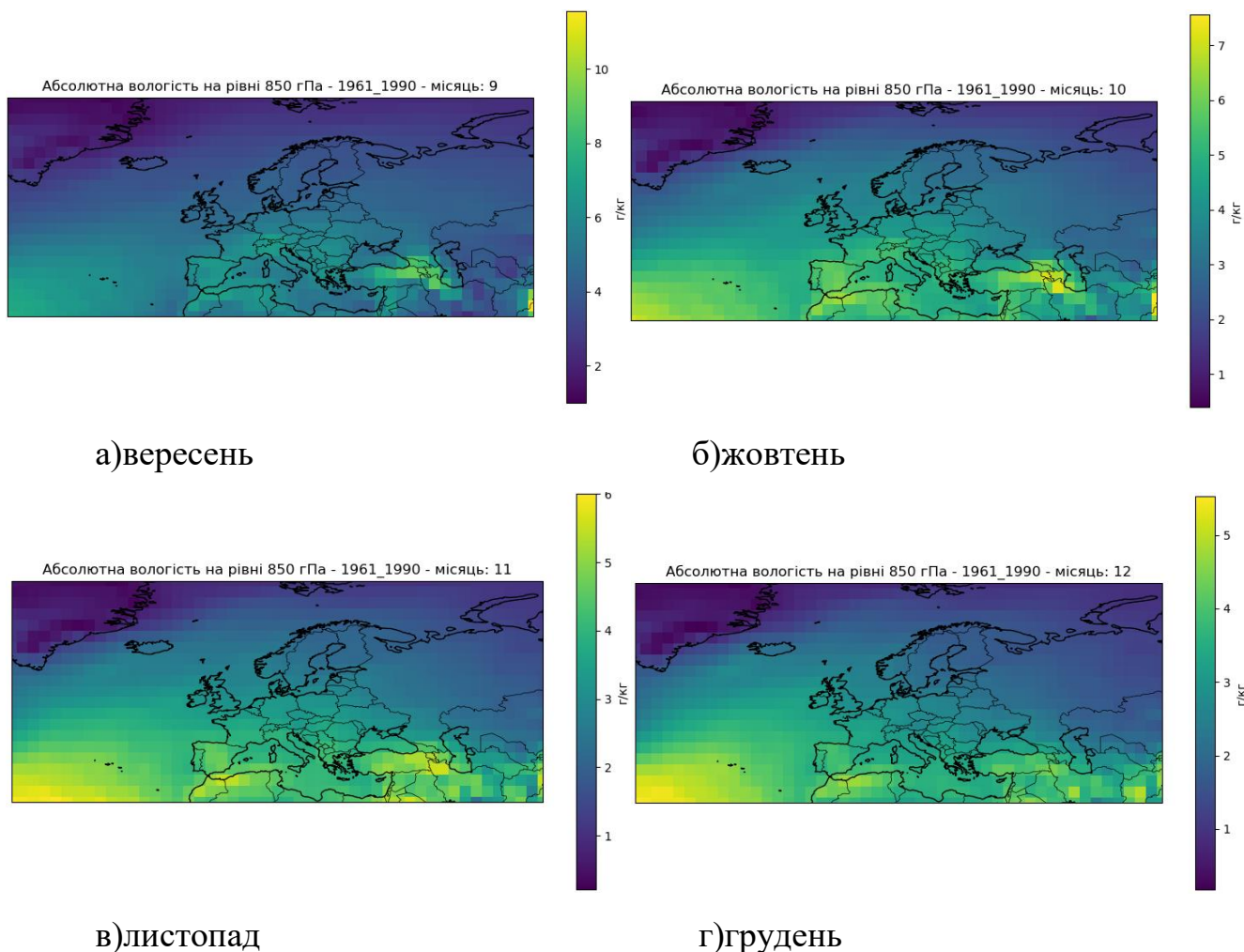


Рисунок 3. Просторовий розподіл середньомісячної вологості повітря на рівні 850 гПа, 1961-1990

Восени відбувається поступове зниження вологості: у вересні південь ще залишається вологим (6–8 г/кг), проте у жовтні–листопаді значення швидко падають, і до грудня встановлюються мінімальні зимові умови (2–4 г/кг у центрі й на півночі Європи).

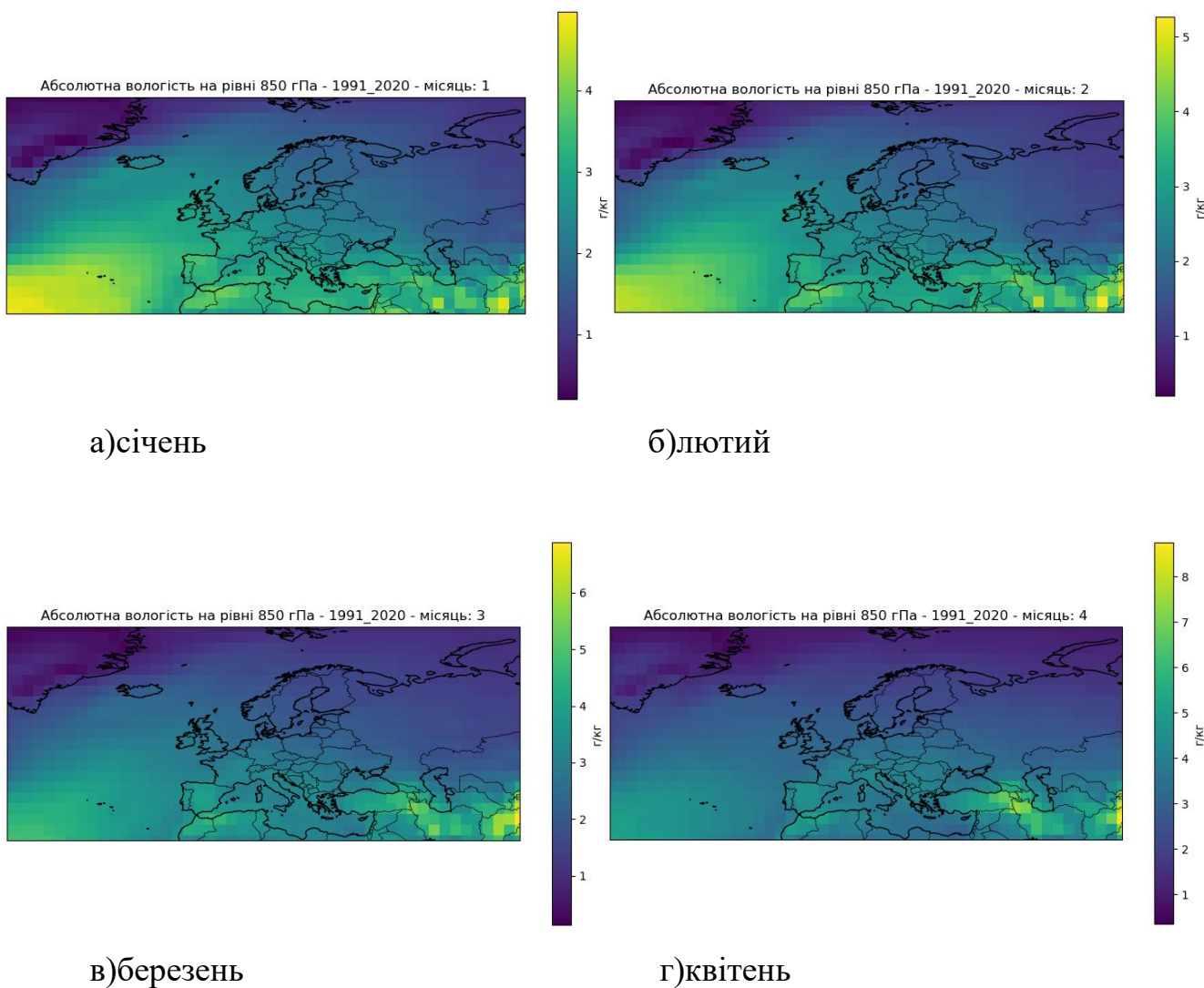


Рисунок 4. Просторовий розподіл середньомісячної вологості повітря на рівні 850 гПа, 1990-2020

За сучасного кліматичного періоду зимово-весняні значення зросли на 0.3–0.6 г/кг порівняно з 1961–1990 рр., особливо над Північною Атлантикою та Середземномор'ям, що свідчить про загальне потепління й збільшення вологовмісту тропосфери.

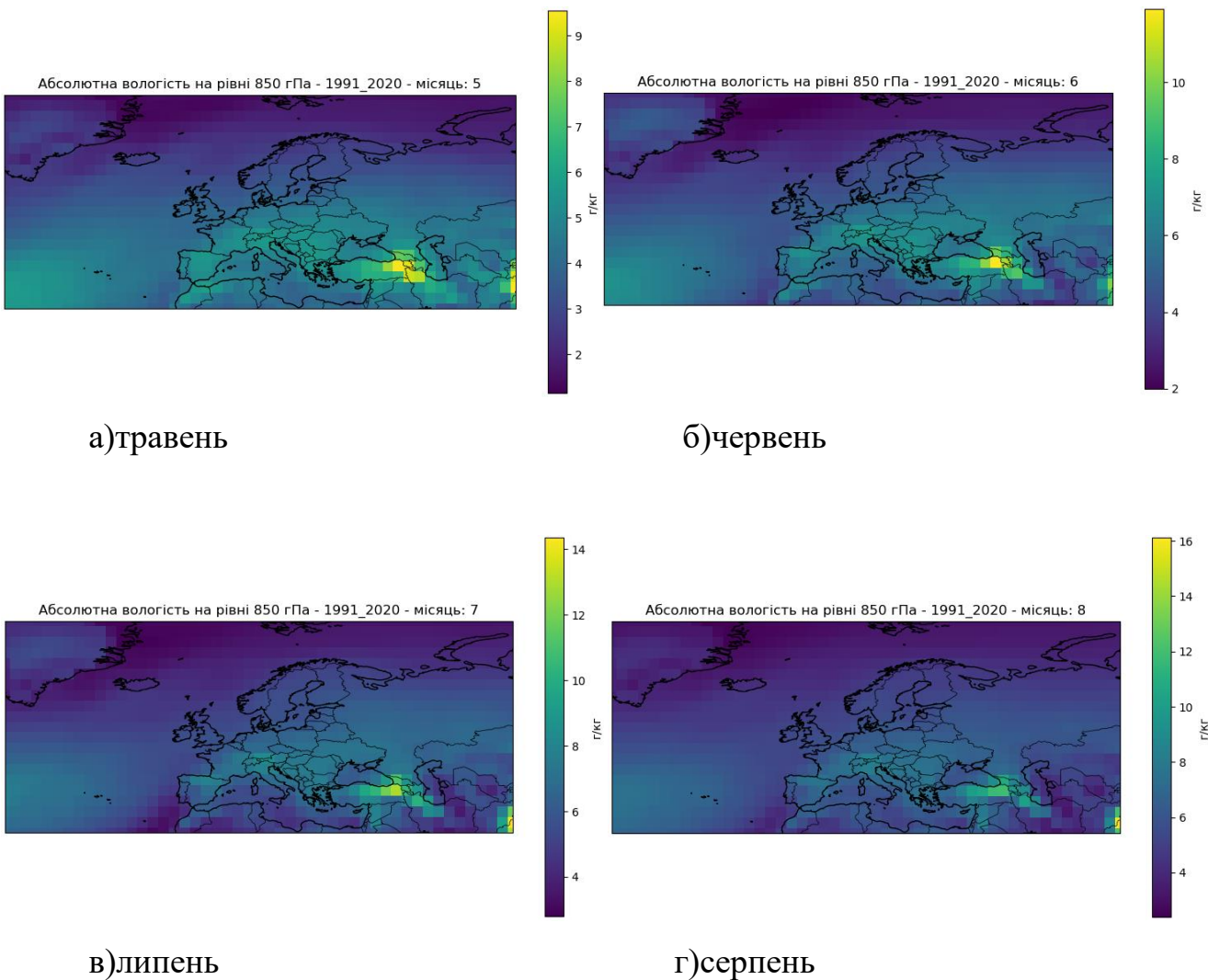


Рисунок 5. Просторовий розподіл середньомісячної вологості повітря на рівні 850 гПа, 1990-2020

У літній сезон абсолютні максимуми вологості стали ще вищими: у південних та південно-східних регіонах фіксуються значення до 12–14 г/кг. Центральна Європа подекуди демонструє зростання на 1 г/кг відносно базового періоду, що корелює зі збільшенням частоти хвиль тепла.

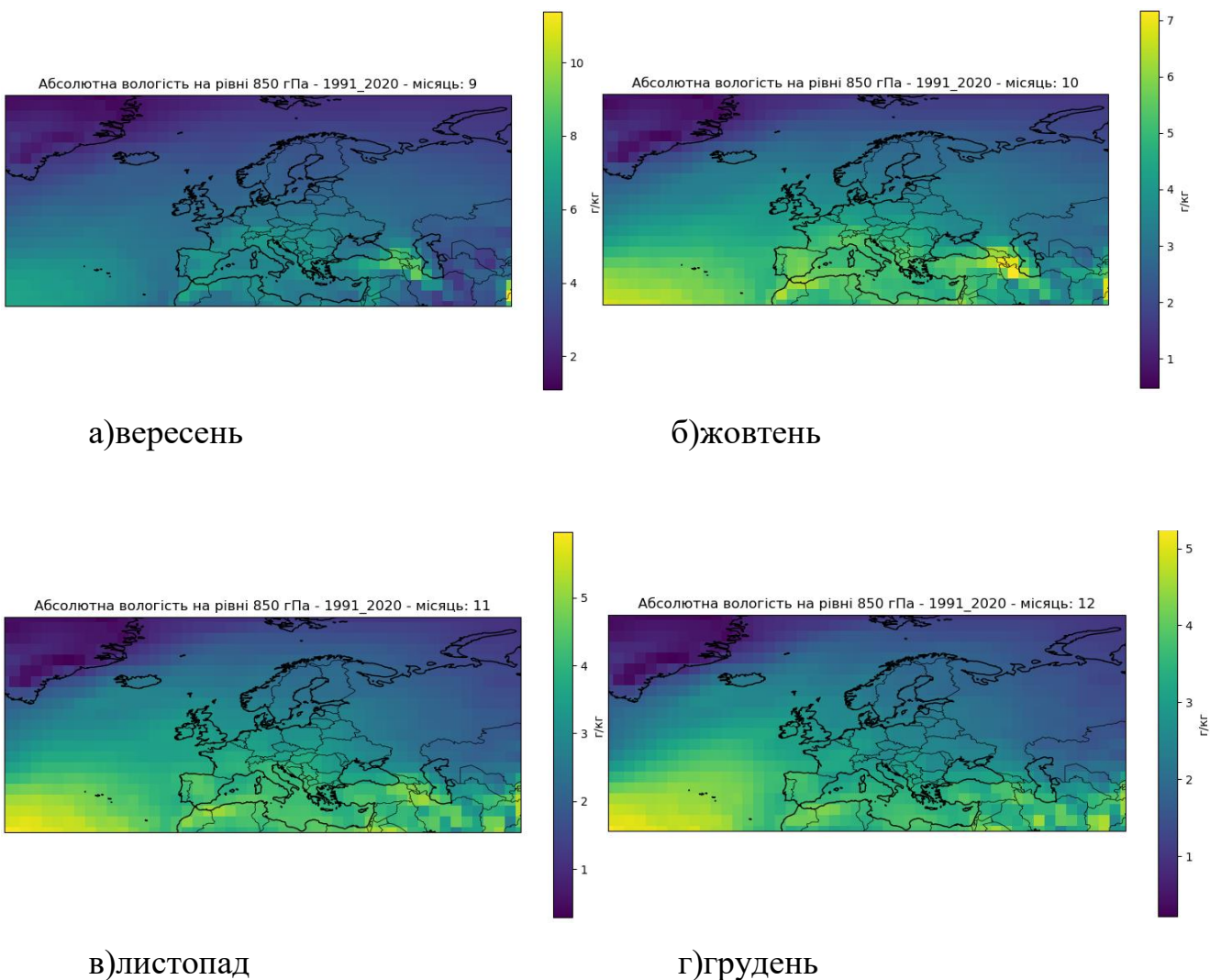


Рисунок 6. Просторовий розподіл середньомісячної вологості повітря на рівні 850 гПа, 1990-2020

Осінньо-зимовий спад вологості залишається вираженим, проте абсолютні мінімальні значення зросли на ≈ 0.5 г/кг. Найпомітніше потепління — над Північним морем і західною Європою — обумовлює більш вологу атмосферу навіть у грудні.

Таким чином, порівняльний аналіз обох кліматичних періодів засвідчує систематичне підвищення вологості нижньої тропосфери над більшістю районів Атлантико-Європейського сектора. За 1990–2020 рр. основний приріст спостерігається у холодний сезон (грудень – березень) і в середніх широтах, що відображає загальне потепління та посилення атлантичного переносу водяної пари.

У теплий піврічний період максимальні значення зсуваються на північ і схід, формуючи ширший пояс підвищеної вологості ($10\text{--}14 \text{ г} \cdot \text{кг}^{-1}$) у центральній південній Європі та над Середземномор'ям. Збереження виразного градієнта «північ – південь» свідчить про домінування широтної зональності, однак зростання базового рівня вологи навіть у традиційно «сухих» регіонах (Скандинавія, британські острови) вказує на зміну циркуляційних режимів і потенційне посилення вологоносних процесів, зокрема атмосферних рік. З практичного погляду це означає зростання ризику інтенсивних опадів у холодний період і підсилення літніх теплових хвиль у поєднанні з більшою вологістю, що має враховуватися в оцінках кліматичних ризиків і плануванні адаптаційних заходів у регіоні.

3.2 Повторюваність атмосферних рік

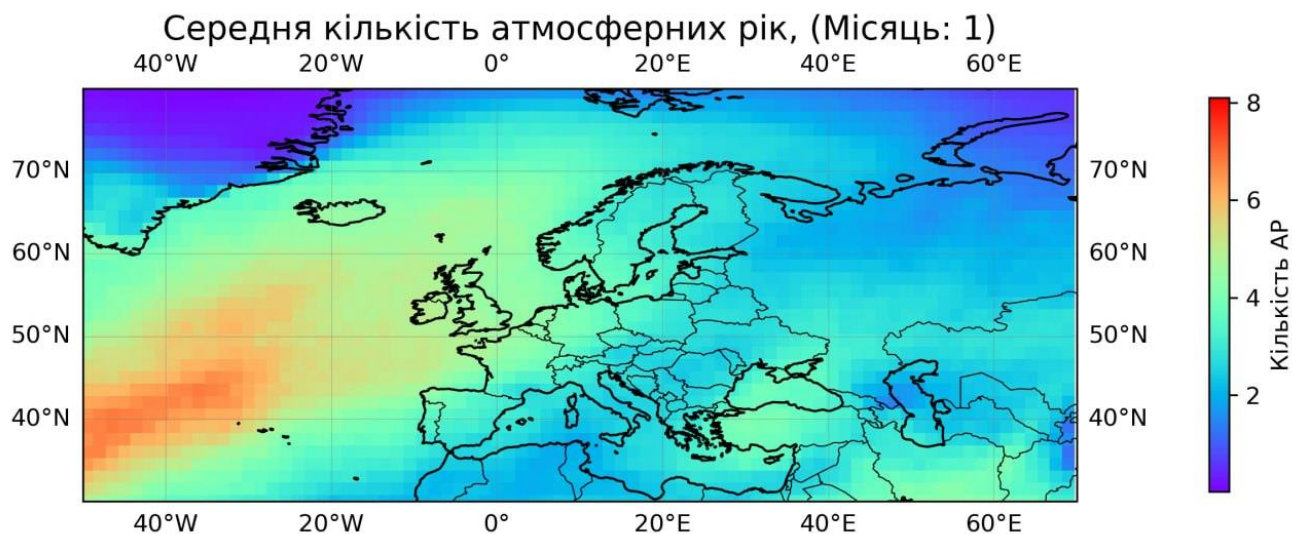


Рис. 7 Середня кількість атмосферних рік у січні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У січні простежується найвища середня кількість атмосферних рік над східною частиною Атлантичного океану — поблизу Ісландії, західного узбережжя Ірландії та північного заходу Франції. У цих регіонах середня кількість АР досягає 7–8 випадків на місяць. Така висока повторюваність пояснюється активністю західного переносу, переважанням циклогенезу та збереженням термоконтрасту між океаном і континентом. У Центральній Європі повторюваність атмосферних рік поступово знижується до 3–4 випадків, а в Східній Європі, включно з територією України, спостерігаються переважно 1–2 події. Це свідчить про обмежене проникнення вологих повітряних мас углиб континенту взимку, оскільки анциклональні баричні утворення, характерні для Східної Європи в цей період, блокують рух атмосферних фронтів.

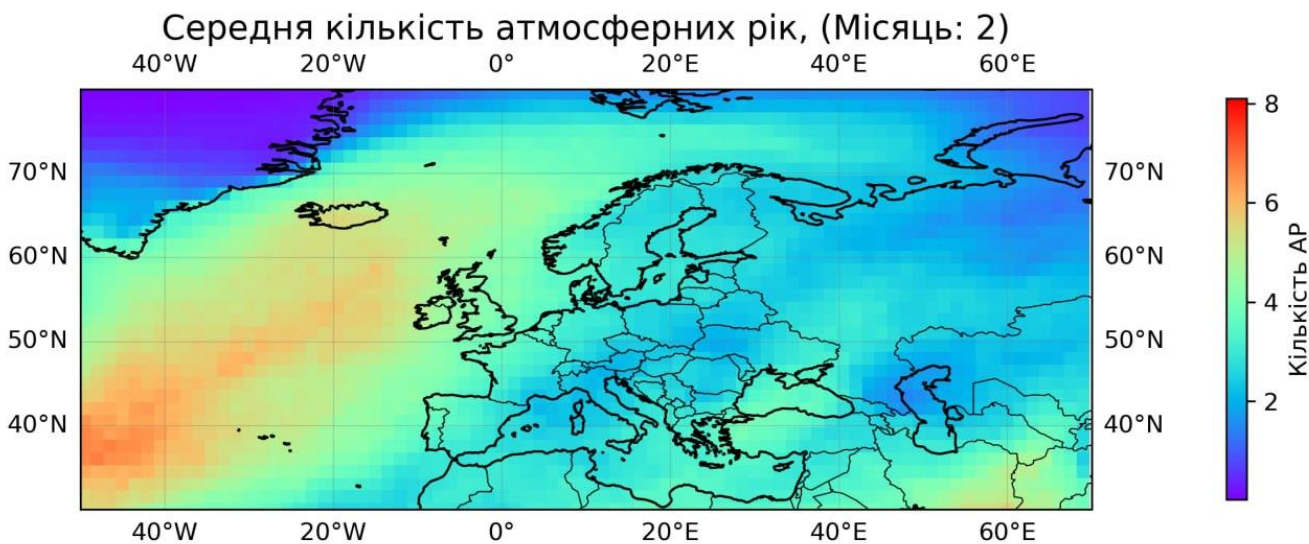


Рис. 8 Середня кількість атмосферних рік у лютому, кліматологічний період 1991-2020 рр.

Просторова структура повторюваності атмосферних рік у лютому загалом відповідає січневій, хоча можна відзначити деяке розширення зон впливу в напрямку Центральної та Південної Європи. Найвища активність зберігається над Північною Атлантикою, де кількість АР перевищує 7 випадків. Активність переноситься також до Британських островів та північного заходу Франції. Над Балканами та південною частиною Східної Європи кількість атмосферних рік дещо зростає — до 2–3 випадків на місяць. Це пояснюється частішими траєкторіями циклонів із Середземноморського регіону, які у лютому набувають східного напрямку і впливають на східне узбережжя Чорного моря та Кавказ.

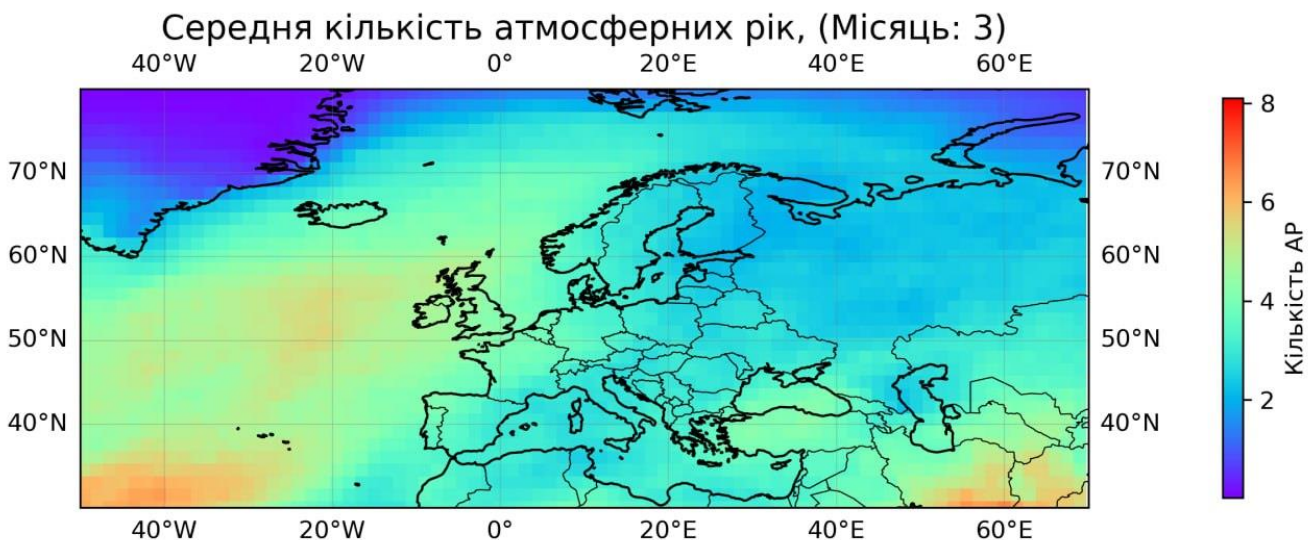


Рис. 9 Середня кількість атмосферних рік у березні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

Березень демонструє перехідну просторову структуру повторюваності атмосферних рік. Основна активність ще залишається над Атлантикою, але поступово зсувається вглиб континенту. У Центральній Європі кількість АР зростає до 3–4 випадків, а в Балканському регіоні, Італії та Середземномор’ї — до 4–5. Над Україною та південним сходом Європи спостерігаються перші прояви впливу АР з боку Чорного моря і східного Середземномор’я. Там кількість рік становить до 2–3 випадків. Така картина вказує на поступову зміну напрямку основного переносу водяної пари із західного на південно-західний та південний.

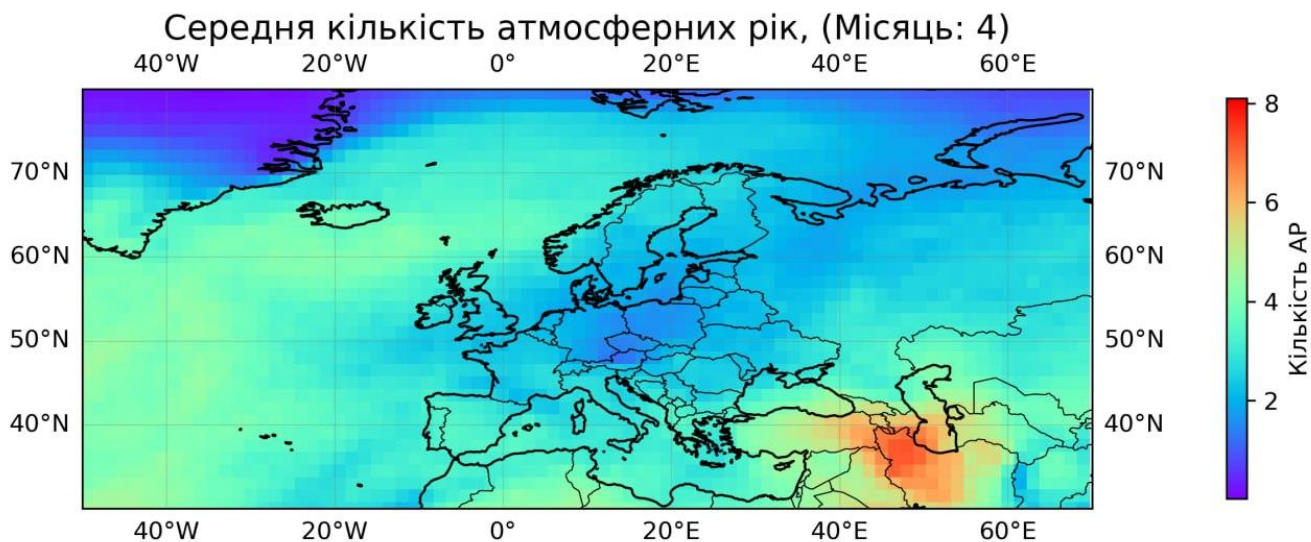


Рис. 10 Середня кількість атмосферних рік у квітні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У квітні відбувається суттєвий зсув зон максимальної повторюваності атмосферних рік у південно-східному напрямку. Найвищі значення кількості АР (6–8 випадків) фіксуються над Закавказзям, східною Туреччиною та північним Іраном. Це пов'язано зі зростанням баричної нестійкості в регіоні та посиленням адвекції вологи з південного заходу. На Балканському півострові, в південній частині України та на півночі Чорного моря кількість атмосферних рік становить 3–4 випадки. Ці регіони виявляються під впливом як західних, так і південних повітряних мас. У Північній Європі та над Атлантикою активність атмосферних рік помітно зменшується порівняно із зимовим періодом.

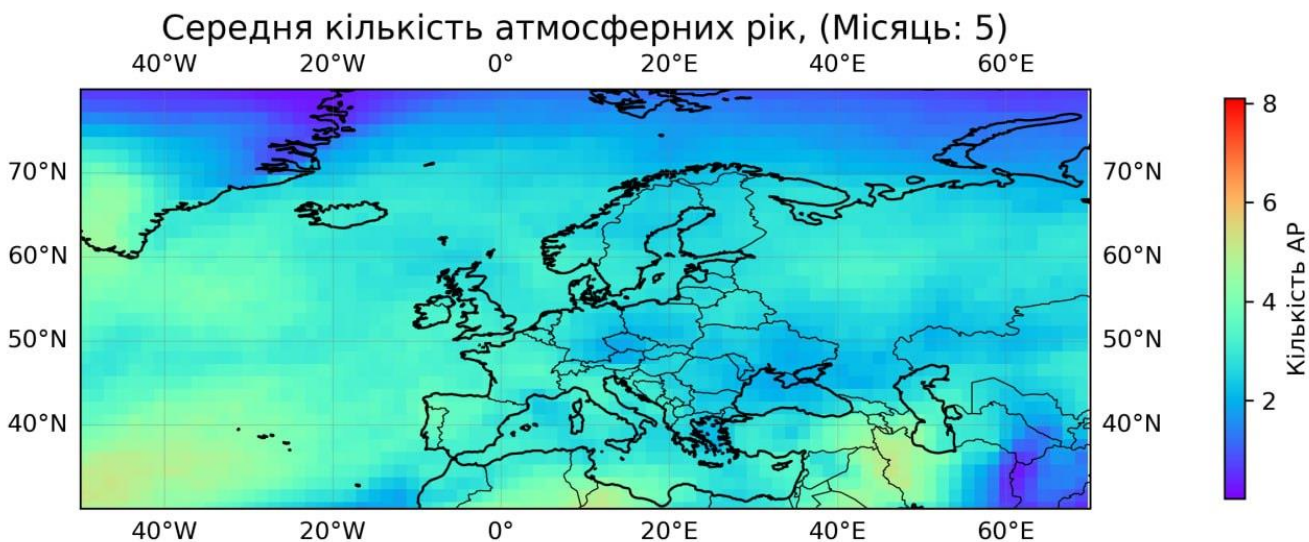


Рис. 11 Середня кількість атмосферних рік у травні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У травні зростає частота атмосферних рік у Причорноморському регіоні та над Кавказом. Саме тут фіксуються локальні максимуми повторюваності — до 7–8 випадків на місяць. Ця особливість обумовлена високою нестійкістю атмосфери внаслідок інтенсивного прогрівання та тривалого впливу морських повітряних мас із Середземномор'я. Центральна та Східна Європа демонструє стабільні 2–3 випадки атмосферних рік. Проте над Північною Європою та Атлантичним сектором активність значно нижча — від 1 до 2 подій. Це підтверджує сезонне зменшення ролі західного переносу та переорієнтацію циркуляції у напрямку південного сходу.

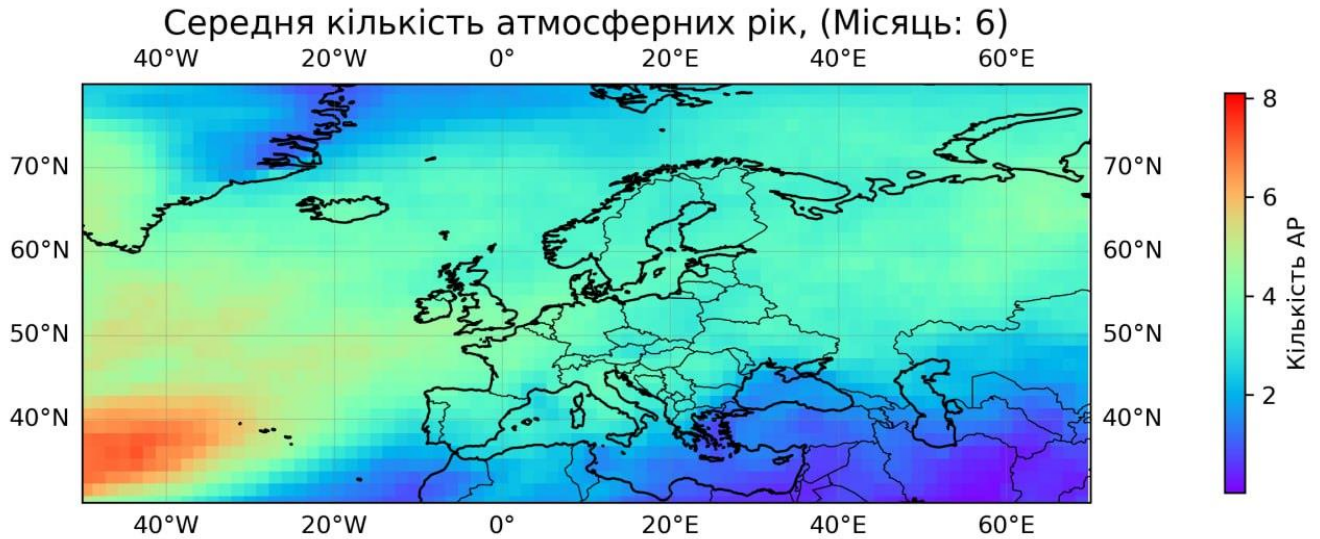


Рис. 12 Середня кількість атмосферних рік у червні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У червні простежується різке зменшення повторюваності атмосферних рік на всій території Європи. Це пов'язано з переходом до літнього типу циркуляції, коли основні шляхи переносу вологи зміщуються північніше, а на континенті переважають антициклональні структури. Максимальна активність АР спостерігається над північною Атлантикою — до 4–5 випадків. На більшій частині Європи показники повторюваності атмосферних рік не перевищують 1–2 випадків на місяць. Над південними регіонами, включно з Україною, Балканами, Туреччиною та Південною Європою, їхня кількість знижується до мінімуму. Це вказує на сезонне зменшення ролі АР у формуванні літньої циркуляції над континентом.

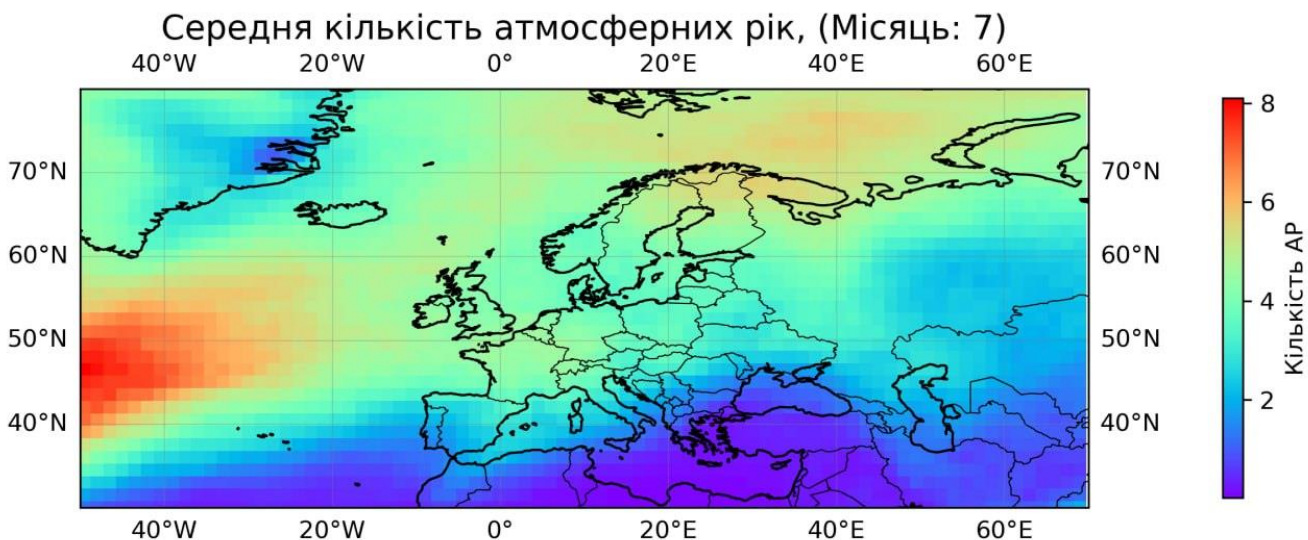


Рис. 13 Середня кількість атмосферних рік у липні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У липні повторюваність атмосферних рік (АР) сягає мінімальних річних значень. Над більшою частиною континентальної Європи кількість АР не перевищує одного випадку на місяць, що відповідає стабільним умовам антициклонального типу погоди та слабкому меридіональному переносу вологи. Лише над північними широтами — узбережжям Скандинавії, Ісландією та північними районами Росії — спостерігається локальне підвищення частоти до 2–3 випадків, зумовлене епізодичним проходженням слабких циклогенних хвиль із північної Атлантики. У цей період роль організованих атмосферних рік практично зникає: їхні структури стають коротшими й фрагментарними, поступаючи місцем переважно локальним конвективним процесам і фронтальним грозовим системам. Унаслідок цього просторовий патерн АР утрачає виразну смугову організацію, а потенціал

меридіонального переносу водяної пари істотно зменшується.

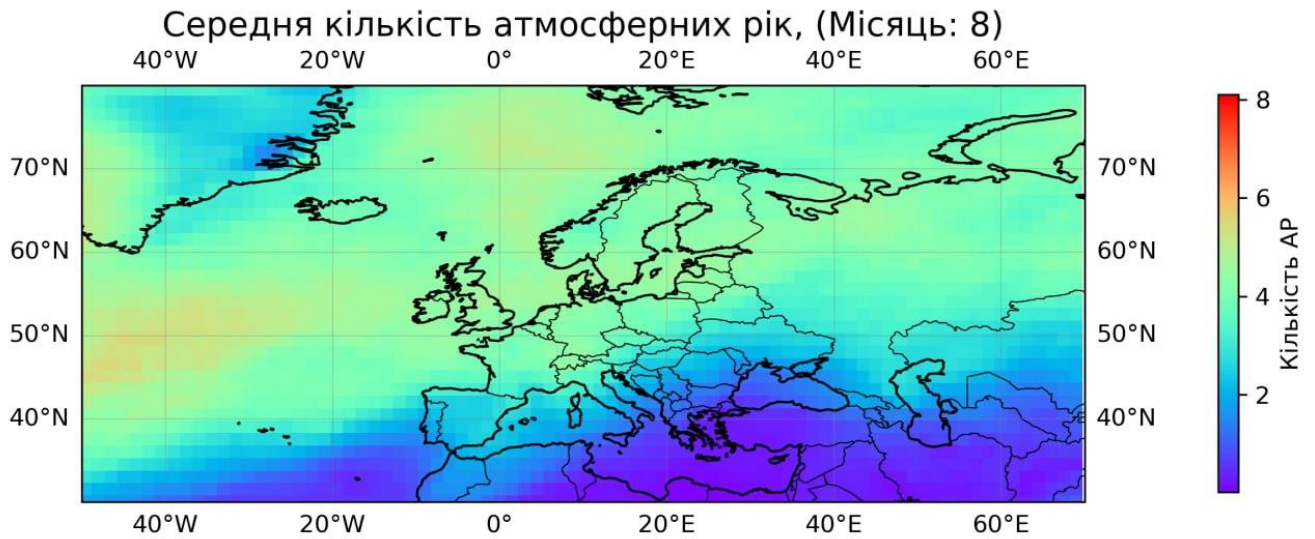


Рис. 14 Середня кількість атмосферних рік у серпні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У серпні структура повторюваності атмосферних рік залишається подібною до липневої. Найбільша активність фіксується над північною Атлантикою, але навіть тут значення не перевищують 4–5 випадків. У Центральній та Південній Європі повторюваність АР залишається на рівні 1–2 випадків або менше. Літо загалом є періодом найменшої активності атмосферних рік, що зумовлено слабкою баричною контрастністю, високими температурами і нестачею організованих зон переносу водяної пари.

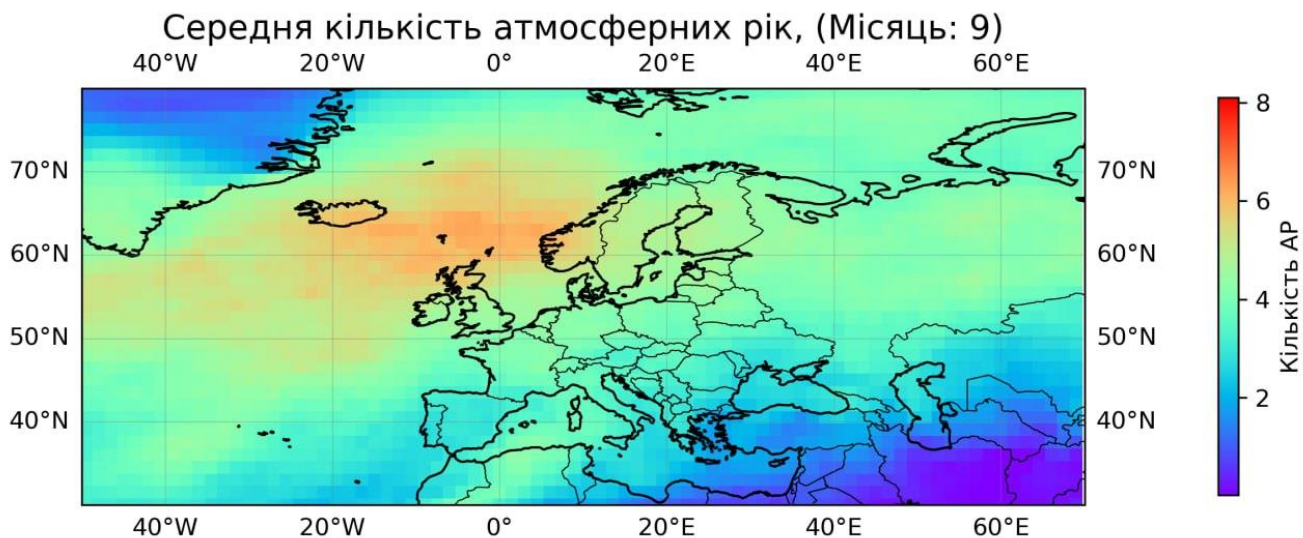


Рис. 15 Середня кількість атмосферних рік у вересні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У вересні починається поступове відновлення активності атмосферних рік. Над північною Атлантикою кількість АР зростає до 5–6 випадків, у Британії та Ірландії — до 3–4. Центральна Європа в цей період демонструє слабке підвищення — до 2–3 випадків. Особливістю вересня є активізація переносу вологи у східному напрямку. Над Балканами, Чорним морем та південною частиною України кількість атмосферних рік починає поступово зростати, що свідчить про початок осінньої трансформації циркуляційних умов.

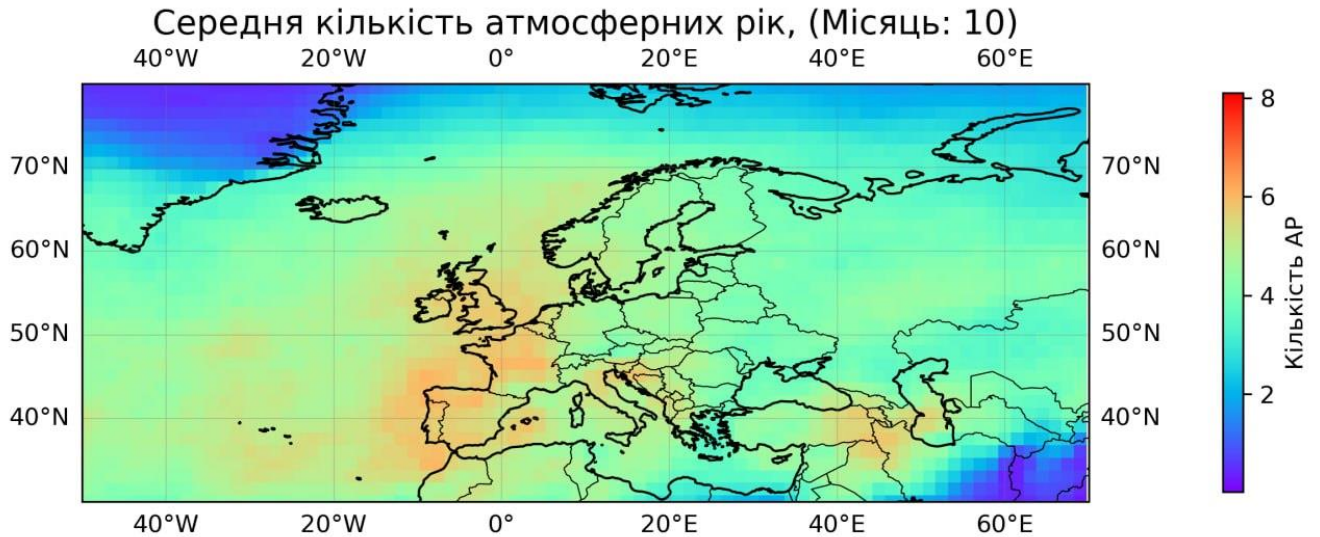


Рис. 16 Середня кількість атмосферних рік у жовтні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

У жовтні спостерігається чітке посилення активності атмосферних рік майже на всій території Європи. Основна зона максимальних значень (6–8 випадків) охоплює Північну Атлантику, Британські острови, Північне море. У Центральній Європі — 3–5 випадків, на сході — 2–3. Балкани, Туреччина, Кавказ — також у зоні активного впливу, що зумовлено інтенсивним струменевим потоком і нестабільністю баричного поля. Це підтверджує перехід до осінньо-зимової циркуляції.

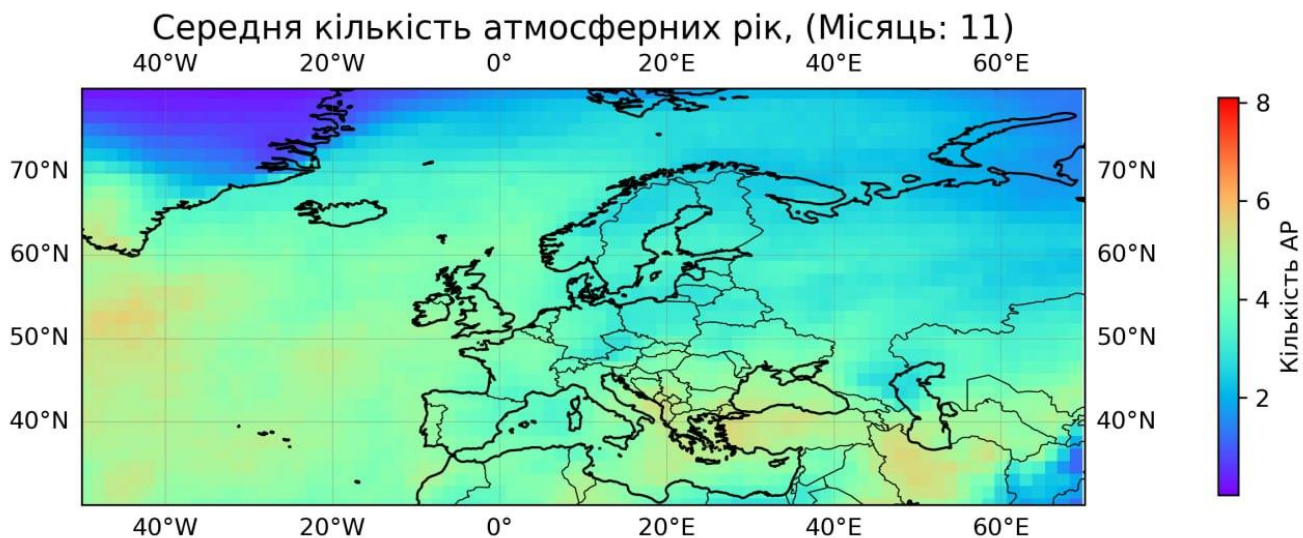


Рис. 17 Середня кількість атмосферних рік у листопаді, кліматологічний період 1991-2020 рр.

Листопад є другим піковим місяцем за повторюваністю атмосферних рік. Найвищі значення спостерігаються над Атлантикою (до 8 випадків), а також у північно-західній Європі. Центральна частина демонструє 3–5 випадків, Балкани та Східна Європа — 2–4. Активність пов'язана з домінуванням потужного західного переносу, частими проходженнями фронтальних систем і утворенням довгоживучих струменевих каналів, що транспортують вологу з тропіків у середні широти.

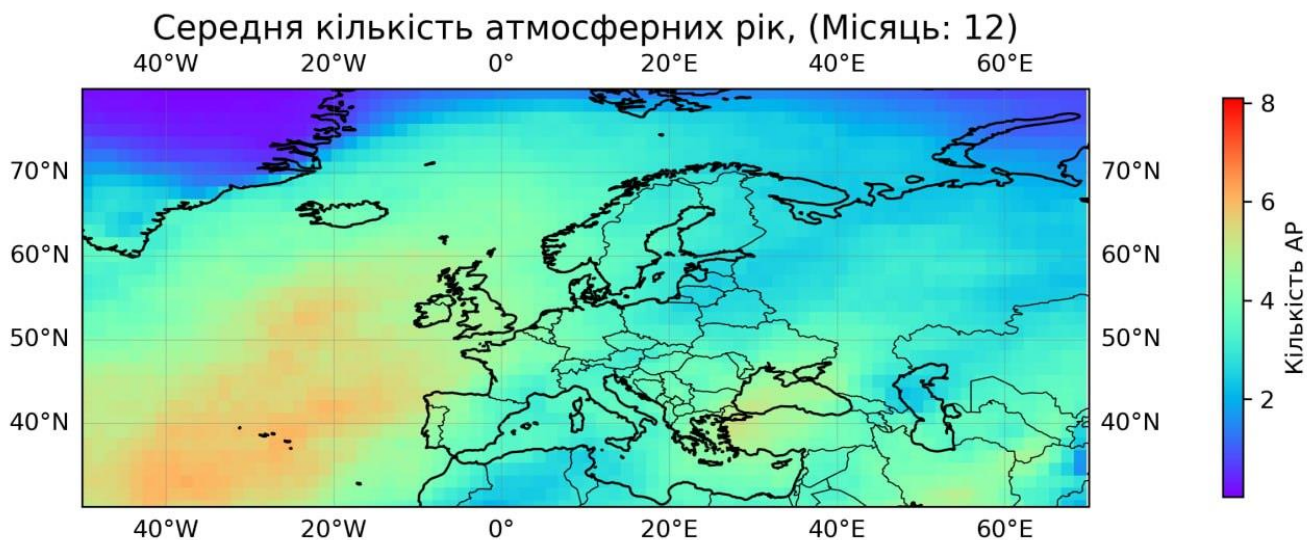


Рис. 18 Середня кількість атмосферних рік у грудні, кліматологічний період 1991-2020 рр.

Грудень завершує річний цикл із відновленням активності атмосферних рік на рівні січня. Найвища повторюваність зберігається над Атлантичним океаном і північно-західною Європою. У Франції, Німеччині, Великобританії — 4–6 випадків. У Східній Європі й Україні — 1–3 випадки. Це вказує на відновлення західного типу загальної циркуляції, що забезпечує активне надходження вологи в регіон у передзимовий період.

РОЗДІЛ 4. ПРОСТОРОВІ ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІНИ ПИТОМОЇ ВОЛОГОСТІ ТА ЗВ'ЯЗОК ІЗ ПРОСТОРОВИМ РОЗПОДІЛОМ АТМОСФЕРНИХ РІК АТЛАНТИКО-ЄВРОПЕЙСЬКОМУ СЕКТОРІ

Просторові особливості зміни вологості повітря у контексті кліматичних змін є важливим пунктом для розуміння механізмів атмосферної циркуляції та її впливу на регіональні гідрометеорологічні умови. Атмосферні ріки (АР), як один із механізмів горизонтального перенесення водяної пари в середніх широтах, відіграють істотну роль у формуванні розподілу вологості над Атлантико-Європейським сектором. У цьому розділі проаналізовано регіональні тенденції зміни питомої вологості між базовим (1961–1990 рр.) і сучасним (1991–2020 рр.) кліматичними періодами, а також оцінено їхній зв'язок із просторовим розподілом повторюваності атмосферних рік. Такий підхід дозволяє виявити можливу кореляційну залежність між інтенсивністю АР і зволоженням повітряного середовища, що є важливим для прогнозування гідрологічних та кліматичних змін у Європі.

4.1 Зміна середньої місячної питомої вологості в Атлантико-Європейському секторі періоду 1991-2020 рр. щодо 1961-1990 рр.

В цьому підрозділі приведено карти зміни середньої багаторічної питомої вологості в Атлантико-Європейському секторі (середнє значення за 1991-2020 рр. мінус середнє значення за 1961-1990 рр.).

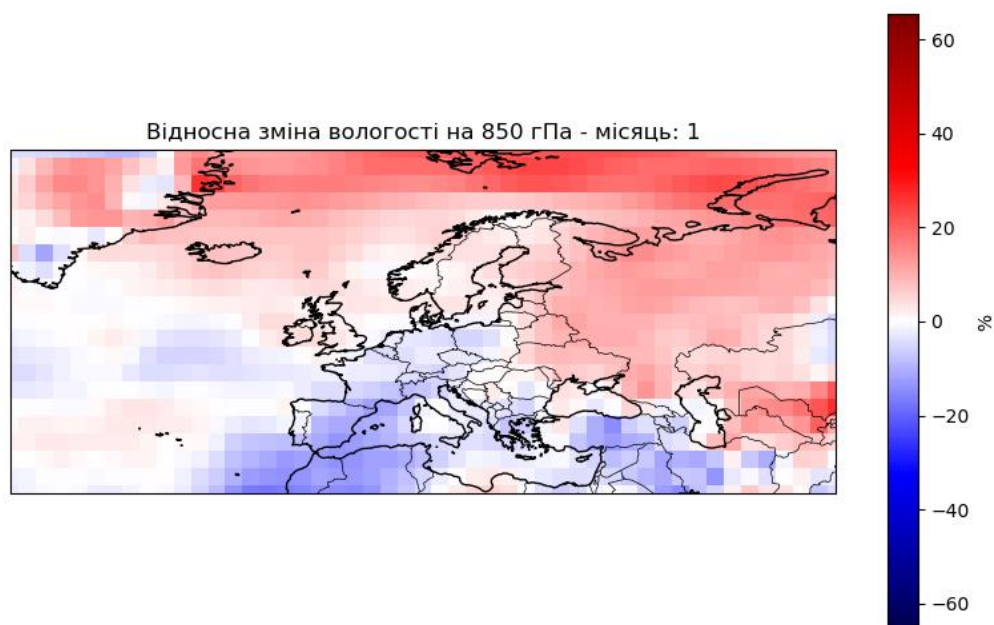


Рис. 19 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), січень

У січні спостерігається характерна для зимового періоду структура розподілу змін вологості. Найбільше зростання вмісту водяної пари зафіксовано над північними регіонами Європи — включаючи Скандинавію, Ісландію та північні акваторії Атлантичного океану. Це зумовлено активною циклогенезою, посиленням західним переносом та теплішими океанічними водами, які генерують додаткове зволоження повітря. Натомість у Південній Європі, зокрема над Італією, Балканським півостровом, Туреччиною та Чорноморським узбережжям, спостерігається суттєве зниження вологості. Ймовірною причиною є домінування антициклонів, що сприяють стабільним та сухим умовам, а також зниження ефективності південного переносу вологи в цей період року.

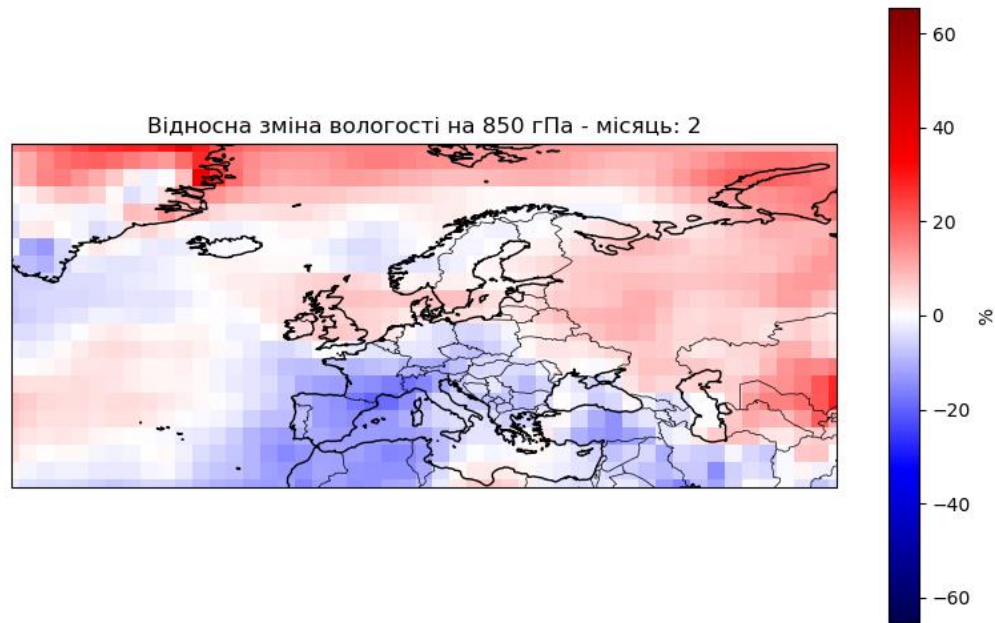


Рис. 20 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), лютий.

Лютий зберігає просторову структуру, подібну до січневої, проте з деякими локальними зрушеннями. Північна Європа, включно з Фенноскандією, Британськими островами та північною Росією, залишається зоною зростання вологості. Тут триває надходження вологого повітря з Північної Атлантики під впливом глибоких циклонів. Водночас у Південній Європі зони зниження вологості розширюються і охоплюють значну частину Середземномор'я. Особливо помітно висушення над Піренейським півостровом, південною Францією та західним Середземномор'ям. Це може бути пов'язано з послабленням середземноморських циклонів і впливом континентальних повітряних мас.

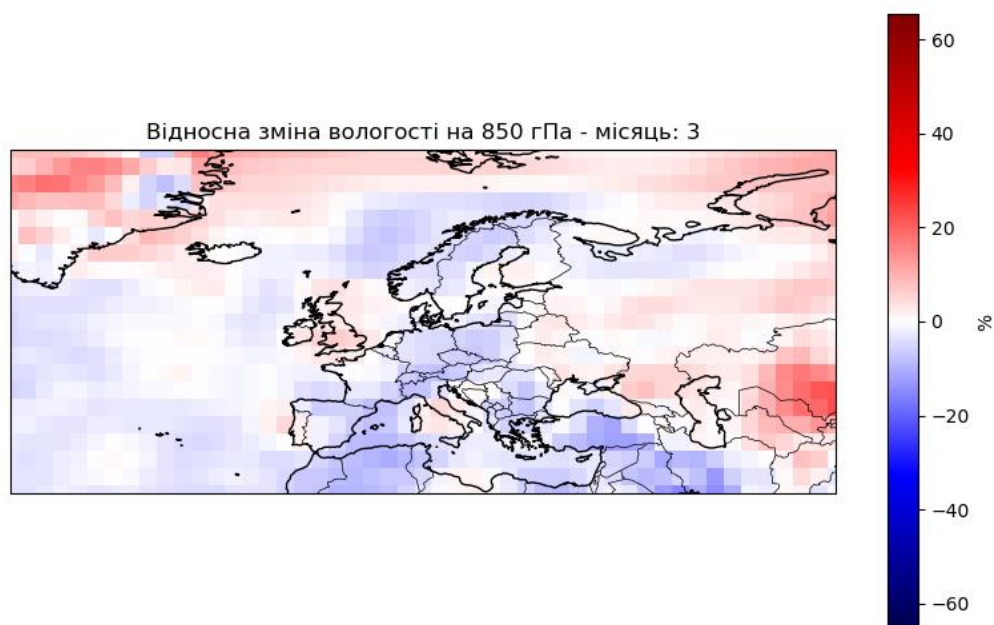


Рис. 21 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), березень.

У березні відбувається певна перебудова в розподілі змін вологості. Позитивні аномалії залишаються лише в північній смузі — Ісландія, Норвегія та крайній північний захід Росії. На решті території домінує зниження вологості, особливо у Центральній та Східній Європі. Зменшення вологості може свідчити про нестабільність циркуляційного режиму, коли знижується ефективність переносу вологи з південних широт, а континентальні маси стають сухішими через нестачу опадів і зниження температури випаровування.

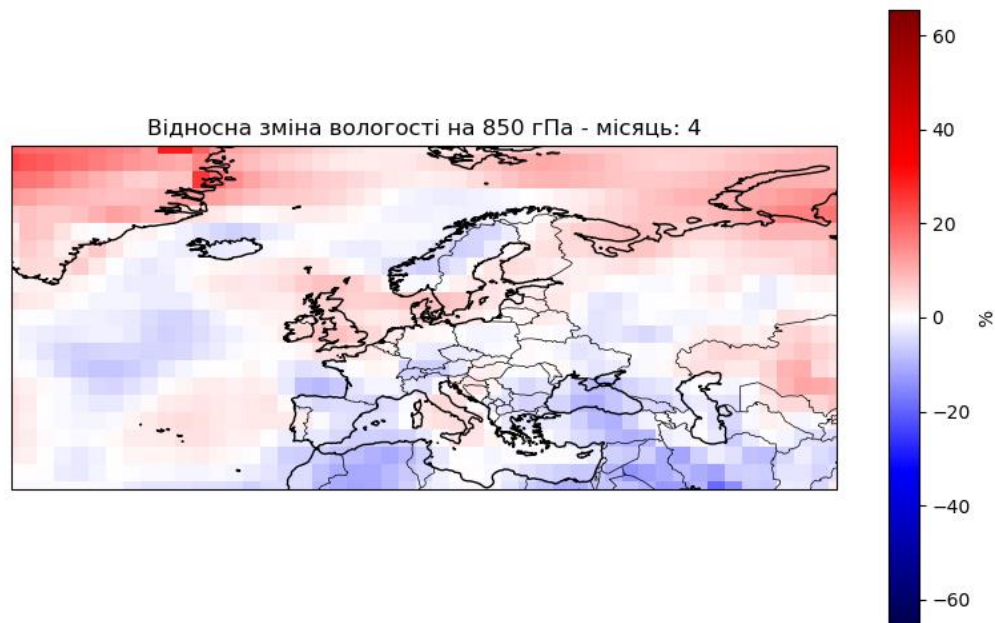


Рис. 22 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), квітень.

У квітні негативні зміни вологості стають ще виразнішими. Сильне зниження фіксується над Балканським півостровом, південною Україною, Туреччиною та південним Кавказом. Це вказує на послаблення циркуляції південного типу, що раніше приносила вологу з боку Середземного моря та Іранської височини. Північна Європа залишається відносно стабільною, хоча позитивні зміни тут вже менш виражені, ніж взимку. Такий характер свідчить про перехідний весняний режим, коли відбувається перебудова великомасштабної циркуляції.

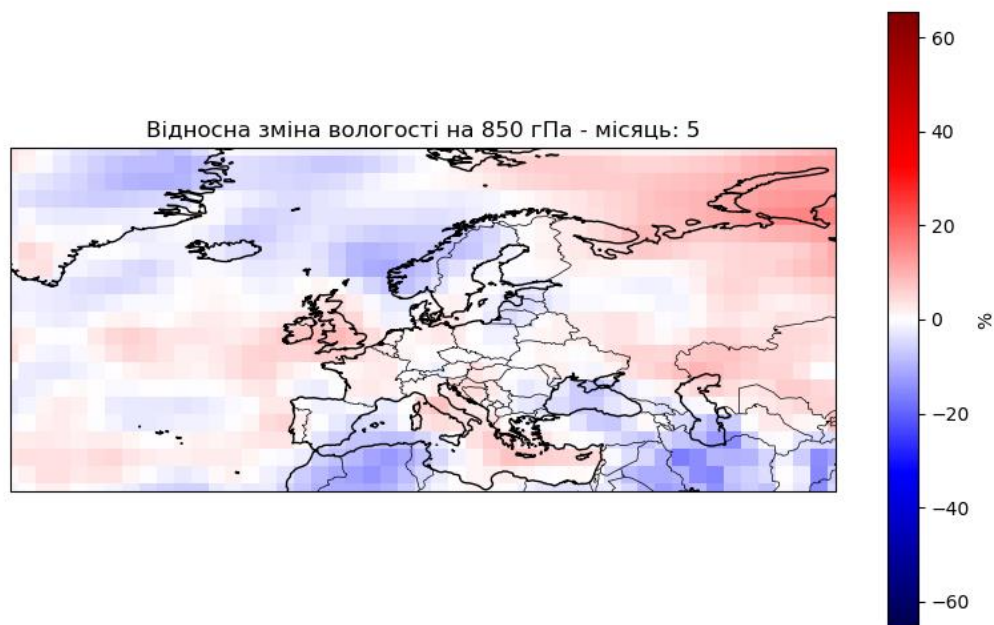


Рис. 23 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), травень.

У травні мінімальні значення вологості охоплюють майже всю південну половину Європи. Над Балканами, Апеннінським півостровом, частково над Україною та Причорномор'ям відзначається стійке зниження. Водночас північна частина континенту демонструє неоднорідну картину — від стабільних умов до слабого зростання. Це зумовлено утворенням баричного гребеня над Центральною Європою, що блокує перенесення вологи. У регіоні зберігаються посушливі умови, а дефіцит вологості може бути проявом ранньої літньої посухи.

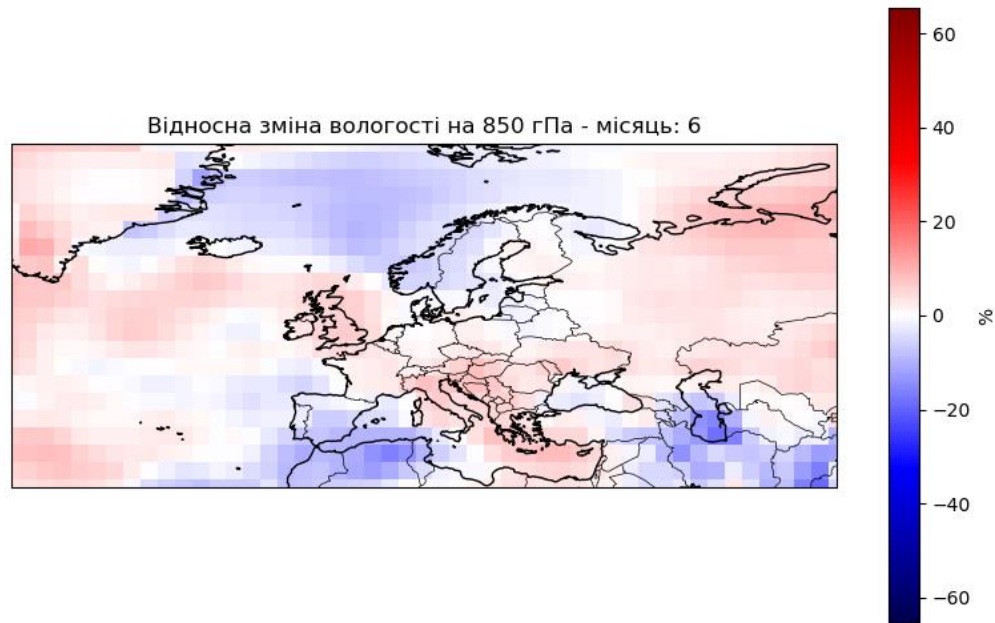


Рис. 24 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), червень.

У червні негативні зміни охоплюють практично всю Європу. Зона найінтенсивнішого зниження вологості простягається від Іспанії до південної України, охоплюючи Центральну Європу, Балкани та Туреччину. Ситуація ускладнюється активізацією сухих субтропічних повітряних мас і стабілізацією антициклонального режиму. Позитивні аномалії спостерігаються лише над північними морськими акваторіями, що вказує на незначну активізацію циклогенезу в приатлантичному секторі. Загалом червень демонструє перехід до літнього режиму зі зниженням вологості в тропосфері на всьому просторі материка.

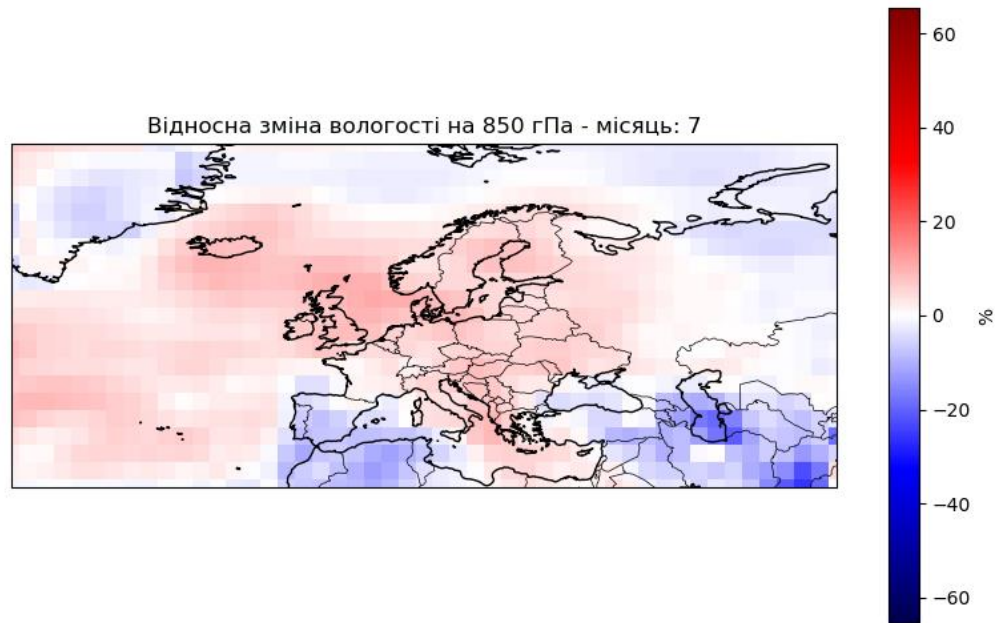


Рис. 25 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), липень.

У липні фіксується кульмінація просторового зниження вологості повітря на півдні та сході Європи. Над Причорномор'ям, Кавказом, Східною Україною та Туреччиною простежуються найбільш посушливі ділянки, що є ознакою встановлення стійкого літнього циркуляційного типу з домінуванням високого тиску. У північних районах — включаючи Скандинавію та північ Росії — змін майже не спостерігається. Це зумовлено наявністю морського впливу та більш динамічною погодою. Водночас центральна частина континенту демонструє нейтральний або слабо негативний фон, що свідчить про збереження загального літнього дефіциту вологи.

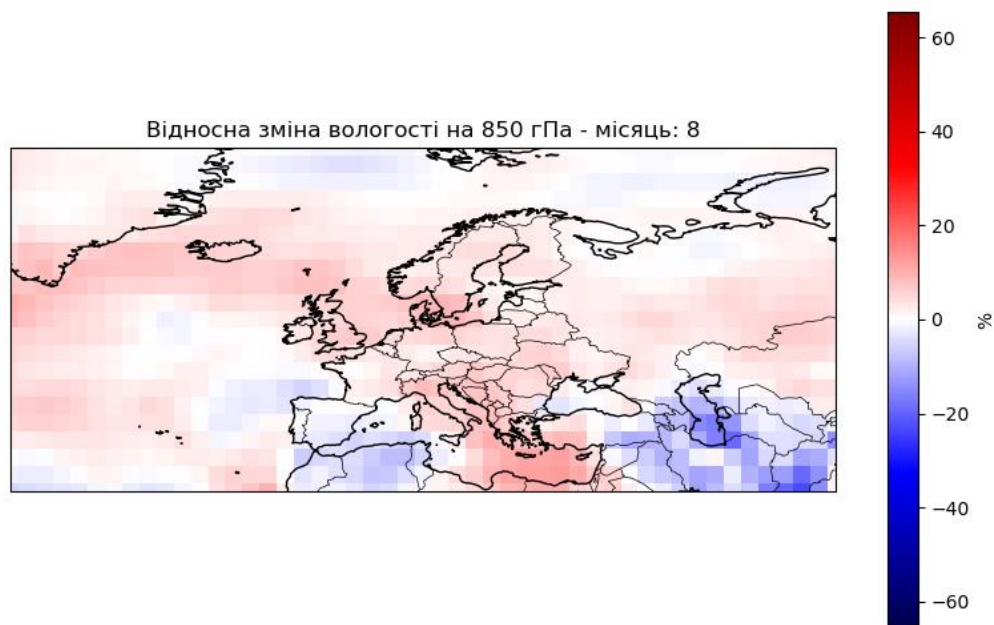


Рис. 26 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), серпень.

У серпні структура змін зберігається: південна та південно-східна частини Європи залишаються зонами найнижчого вмісту вологи. Осередки зниження знову фіксуються над Балканами, Туреччиною, півднем Італії та південним заходом України. У центрі континенту відзначається деяке послаблення змін — можливо, у зв'язку з короткочасними атмосферними проривами циклонічного типу з боку Атлантики. У північній Європі вологість залишається практично незмінною — без значних відхилень, що відповідає типовим умовам завершення літа.

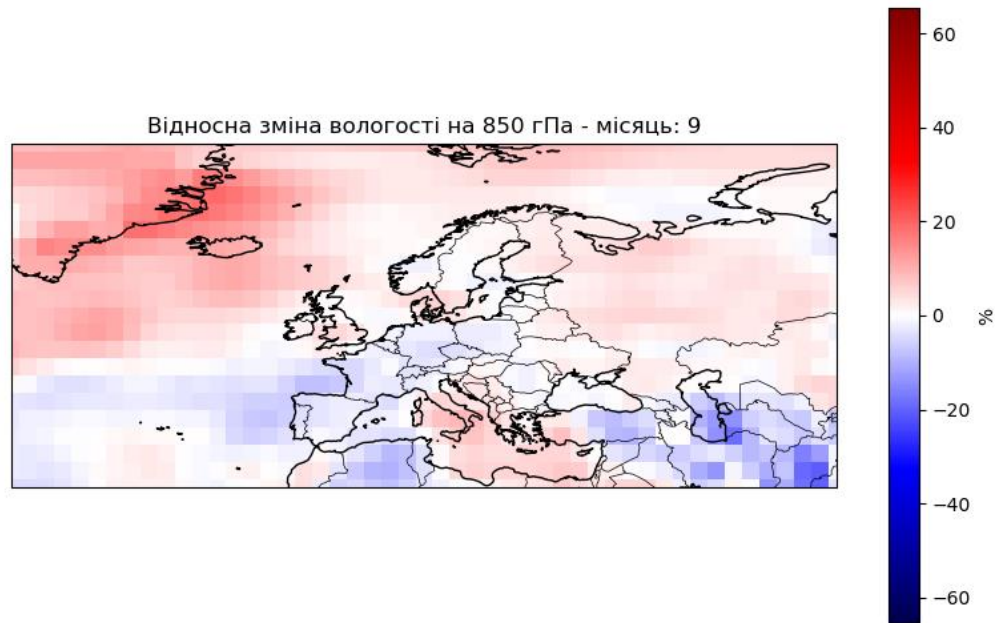


Рис. 27 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), вересень.

Вересень демонструє перші ознаки відновлення вологісного балансу. Негативні зміни у південній Європі все ще залишаються, однак вони не є настільки інтенсивними, як влітку. Це свідчить про послаблення антициклонального впливу та поступове повернення до більш зволоженого режиму. На півночі Європи зберігається стабільний або слабо позитивний фон, з деяким розширенням зони зростання вологості в напрямку Центральної Європи. У деяких регіонах — як-от північна Німеччина чи Польща — фіксується перехідний характер змін.

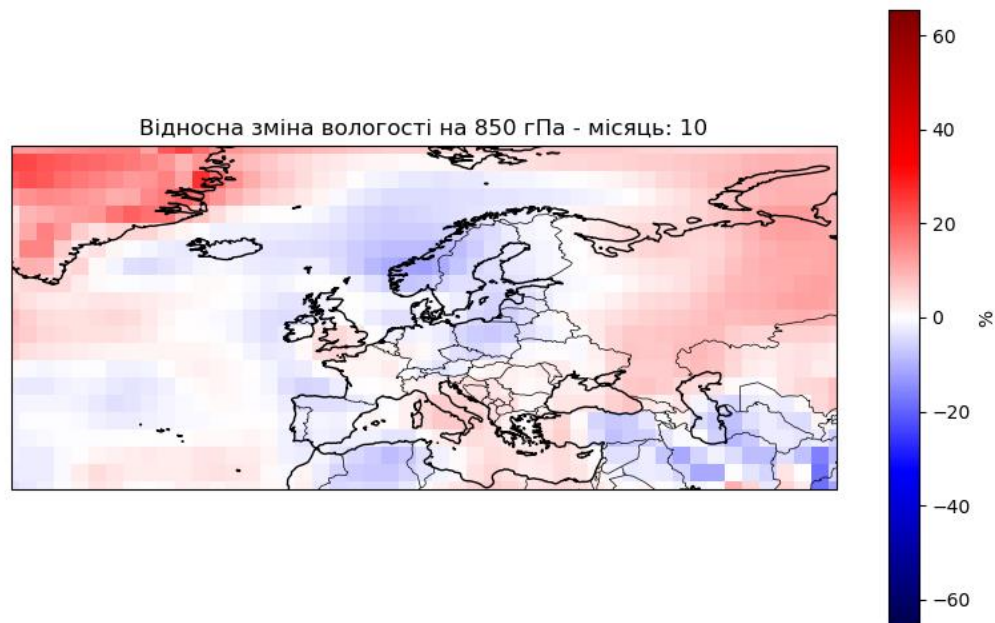


Рис. 28 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), жовтень.

У жовтні картина продовжує трансформуватися: північна і західна частини Європи виявляють послідовне зростання вологості повітря. Над Ісландією, Британією, Північним морем та Скандинавією простежуються чіткі зони зволоження, що є наслідком осінньої активізації переносу з Атлантики. На півдні — над Балканами, Туреччиною та південною Україною — ще зберігається помітне зниження вологості. Це пояснюється інерційністю атмосферного режиму, а також затримкою сезонної перебудови у східних регіонах.

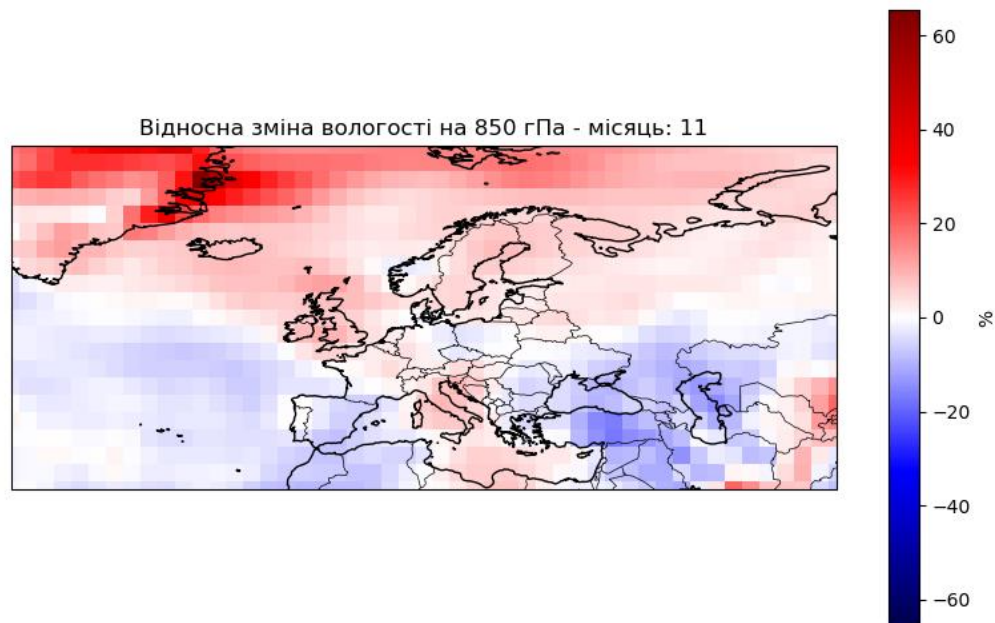


Рис. 29 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), листопад.

Листопад відзначається чітким посиленням позитивних змін у північній половині Європи. Тут починає домінувати атлантичний тип циркуляції, що сприяє насиченню повітря вологою. Значне зростання простежується над Скандинавією, північним заходом Росії та Північним морем. Південна частина континенту демонструє менше змін, але в окремих районах — зокрема над Кавказом, Східним Середземномор'ям та Туреччиною — ще тривають тенденції до висушення повітряної маси. Це вказує на асинхронний перехід у режим зволоження між північчю та півднем.

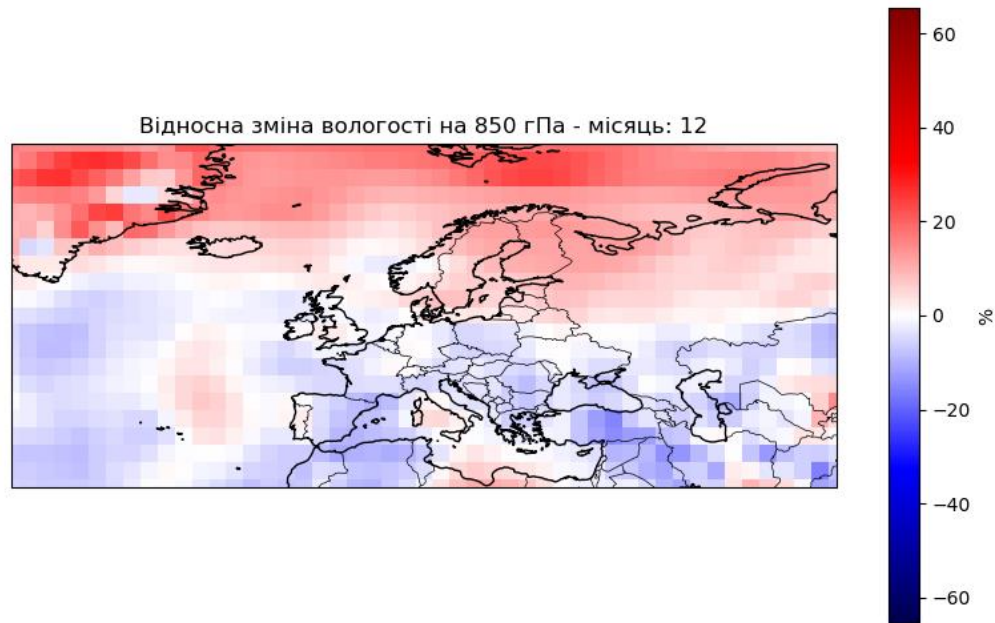


Рис. 30 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), грудень.

У грудні спостерігається відновлення типової для зимового періоду просторової структури. Північна Європа вкотре стає основним регіоном зі зростанням вмісту вологи, що пов'язано з поверненням активного західного переносу і циклогенезу в Північній Атлантиці. У південній частині Європи — зокрема над Італією, Балканами, Грецією та Туреччиною — продовжуються негативні тенденції. Це спричинено переважанням стабільного високого тиску та відсутністю регулярного переносу вологи з південного заходу.

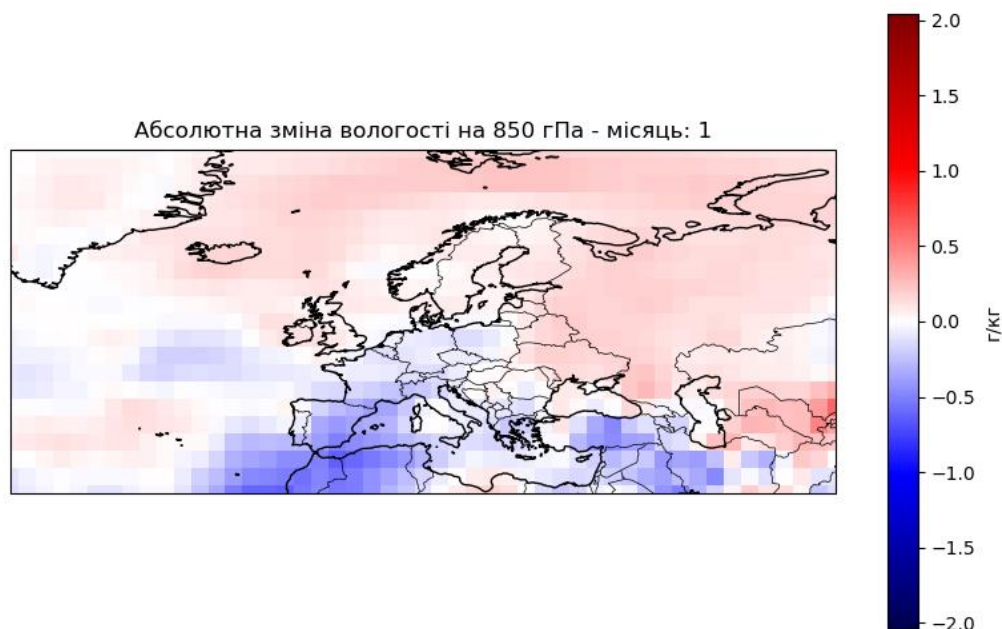


Рис. 31 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), січень

У січні виявляється чітке зниження вмісту водяної пари у тропосфері південного поясу Атлантико-Європейського сектору. Особливо помітним є зменшення вологості над Піренейським півостровом, Італією та Середземномор'ям. Це свідчить про переважання холодних і сухих повітряних мас арктичного або континентального походження. Водночас, північна Європа, включаючи Скандинавію, Ісландію та північну частину Британських островів, демонструє слабке збільшення вологості, що узгоджується з впливом атлантичних циклонів та морських повітряних мас, які у зимовий період інтенсивніше впливають на північні широти.

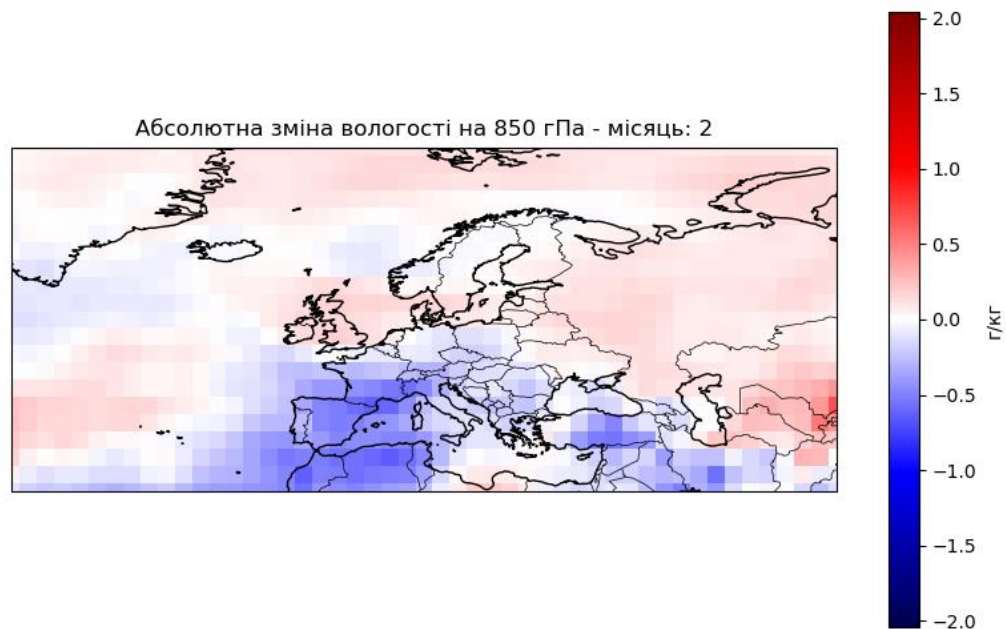


Рис. 32 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), лютий.

У лютому простежується посилення зонального градієнта: південна Європа (Іспанія, Франція, Італія, Греція) зберігає тенденцію до зниження вмісту водяної пари, що ймовірно пов'язано з пануванням антициклонів та блокувальних структур. Водночас над північчю Британських островів, Норвегією та Ісландією формується зона підвищеної вологості. Позитивна аномалія над північним сходом Європи може бути пов'язана з перенесенням вологи з Баренцевого моря або з північного заходу Росії. Подібна структура свідчить про інверсійний вплив атмосферної циркуляції на розподіл водяної пари.

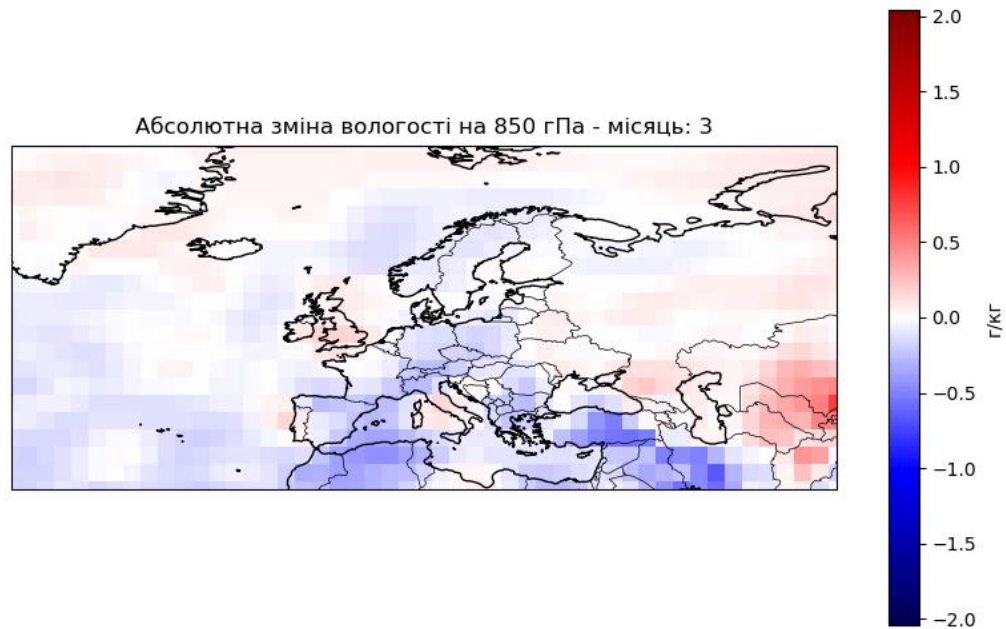


Рис. 33 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), березень.

Березень демонструє поступовий перехід до весняного типу циркуляції. На карті чітко помітна зона зниження вологості на півдні Європи — зокрема в Іспанії, Північній Африці, Південній Італії та Греції. Особливо інтенсивні від’ємні значення зосереджуються в Середземноморському басейні, що може вказувати на зменшення активності циклонів і зменшення кількості опадів. Над східною частиною континенту (район Кавказу, Туреччини та Ірану) відзначається помірне збільшення вмісту вологи, що може бути наслідком взаємодії між субтропічними та помірними повітряними масами.

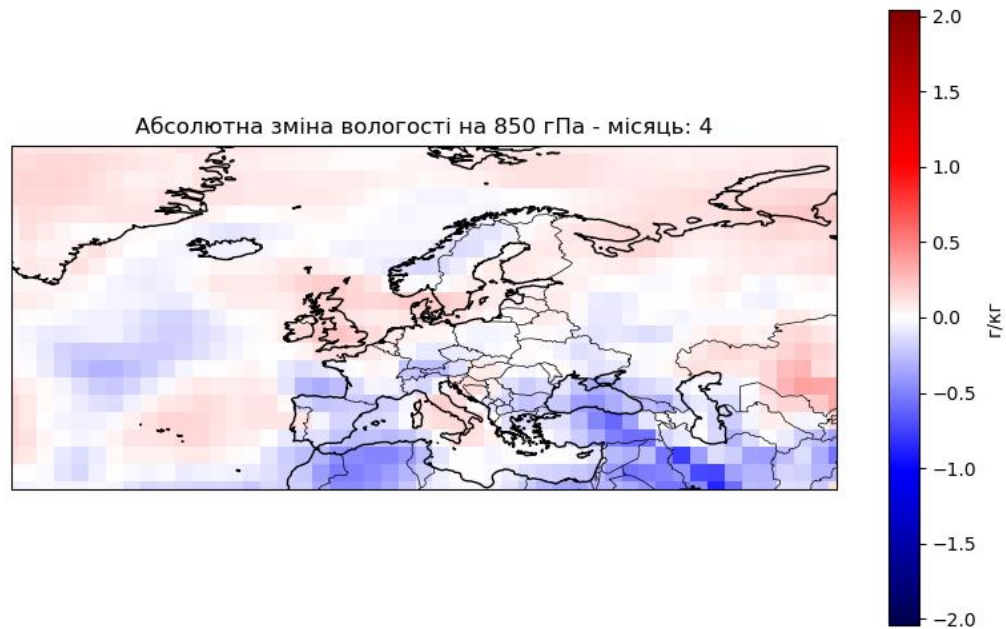


Рис. 34 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), квітень.

У квітні на більшості території зберігається переважання зон зі зниженим вмістом вологи, особливо в Середземноморському регіоні, а також у Центральній та Південній Європі. Це збігається з початком весняного сезону, коли відбувається поступове прогрівання приземного шару повітря, але без суттєвого зволоження на рівні 850 гПа. Над північчю (Скандинавія, Ісландія) відзначається позитивний фон — волога продовжує надходити з Атлантики. У східній частині — Україна, Кавказ, Закавказзя — картина змінна: локальні позитивні і негативні ділянки можуть бути пов'язані з нестабільністю весняної погоди.

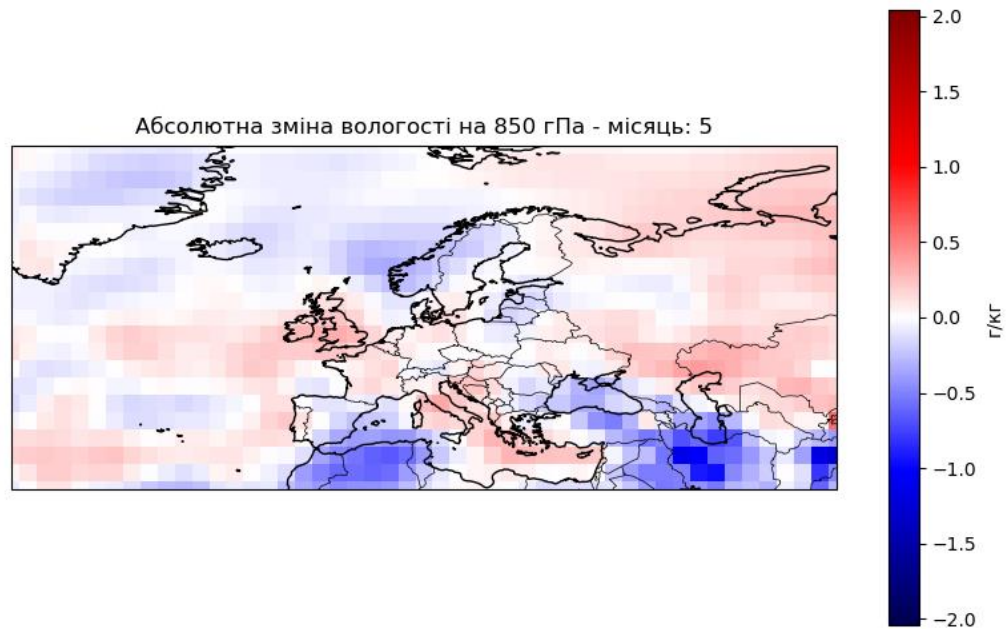


Рис. 35 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), травень.

У травні чітко простежується посилення зменшення вологості у південній половині регіону. Зона максимальних негативних змін охоплює Туреччину, Сирію, Ірак, південь України та південний схід Європи. Це пов'язано з розвитком сезонного баричного поля та формуванням континентального сухого режиму. У центрі та на півночі Європи фіксується змішаний розподіл: в одних районах (Скандинавія, Британські острови) волога підвищується, а в інших (наприклад, північна Німеччина, Польща) спостерігається нейтральний або слабо негативний фон. У цілому травень вказує на посилення контрастів між північчю і півднем регіону.

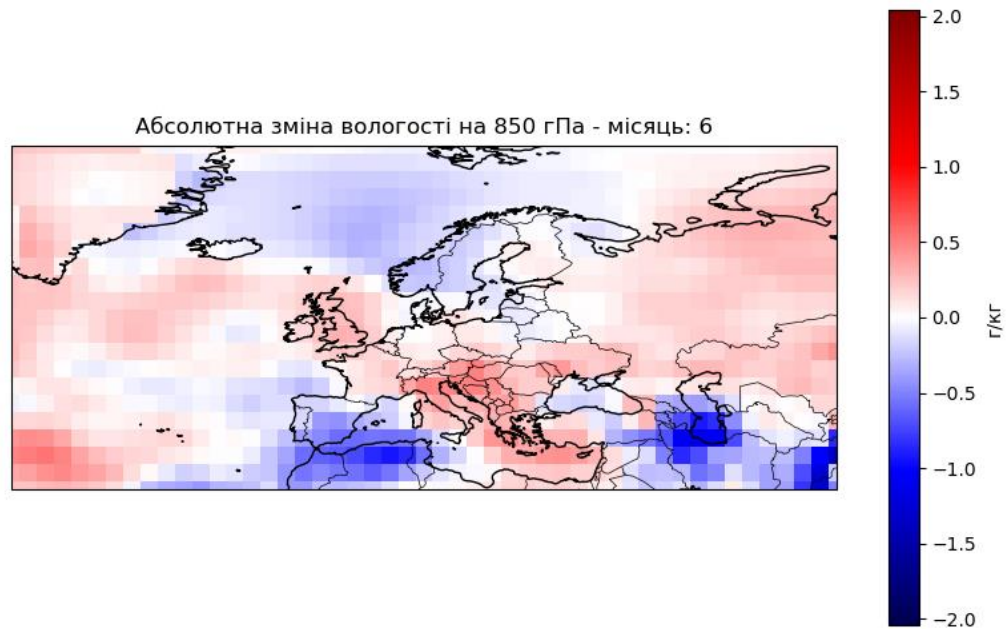


Рис. 36 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), червень.

У червні спостерігається загальне зниження вологості в південній частині регіону, особливо над Туреччиною, Сирією, Іраном, а також у Північній Африці. Така ситуація є типовою для початку літнього сезону, коли над південними широтами домінують сухі континентальні маси повітря. У Центральній Європі фіксується мозаїчний розподіл — над Балканами зниження, а над Альпами та північним заходом — незначне зростання вологи, що може бути пов'язане з локальними циклонами або атмосферними фронтами. У Скандинавії зберігається підвищена вологість, яка підтримується перенесенням з Північної Атлантики.

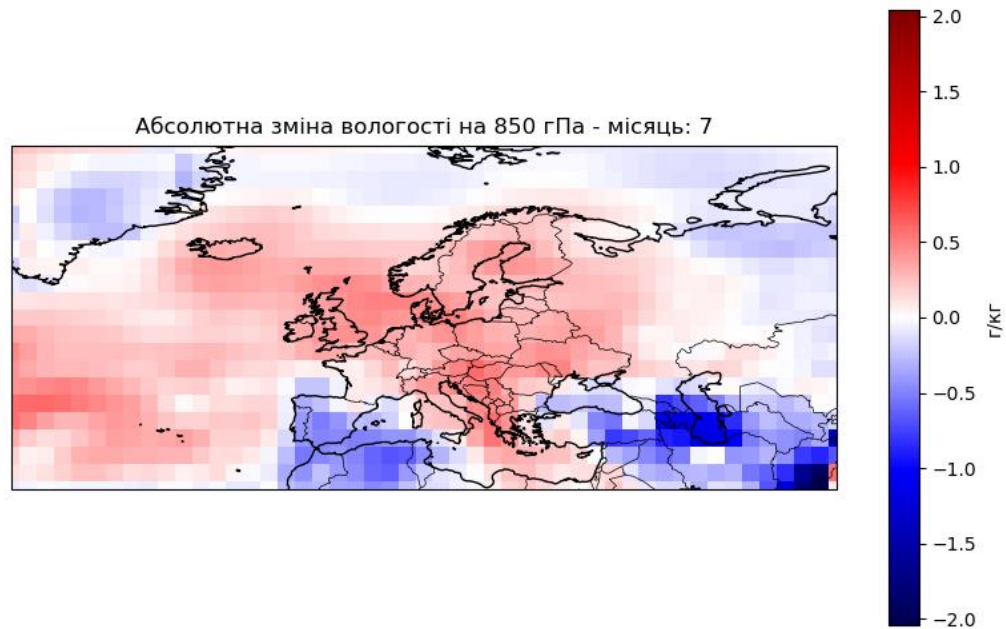


Рис. 37 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), липень.

Липень характеризується різко вираженою контрастністю в розподілі змін вологості. У південній зоні, особливо над Північною Африкою, Південною Іспанією та Близьким Сходом, домінують стійкі області зниження вмісту водяної пари. Це пояснюється тривалими періодами антициклональної погоди та сильною інсоляцією. Центральна Європа та частково Балкани демонструють слабке зростання вологості, пов'язане з локальними нестійкими атмосферними процесами. У Північній Європі (Скандинавія, північна частина Росії) переважають позитивні аномалії.

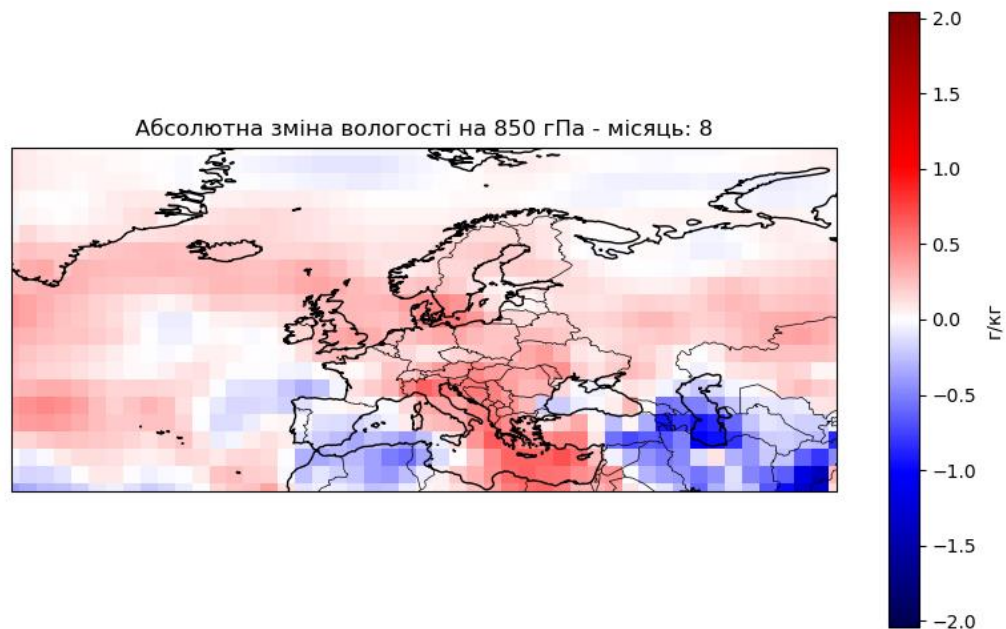


Рис. 38 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), серпень.

У серпні картина змін залишається подібною до липневої. Зниження вмісту водяної пари триває над південним сектором, з особливо значними від'ємними відхиленнями у регіонах Туреччини, Іраку та Північної Африки. Ці зони пов'язані з домінуванням гарячих і сухих повітряних мас. Центральна частина континенту (зокрема Німеччина, Польща, Австрія) відзначається незначним зростанням вологи, що свідчить про зміну синоптичних умов і вплив хвильових циклонів. Над Британією та Скандинавією зберігається позитивна аномалія.

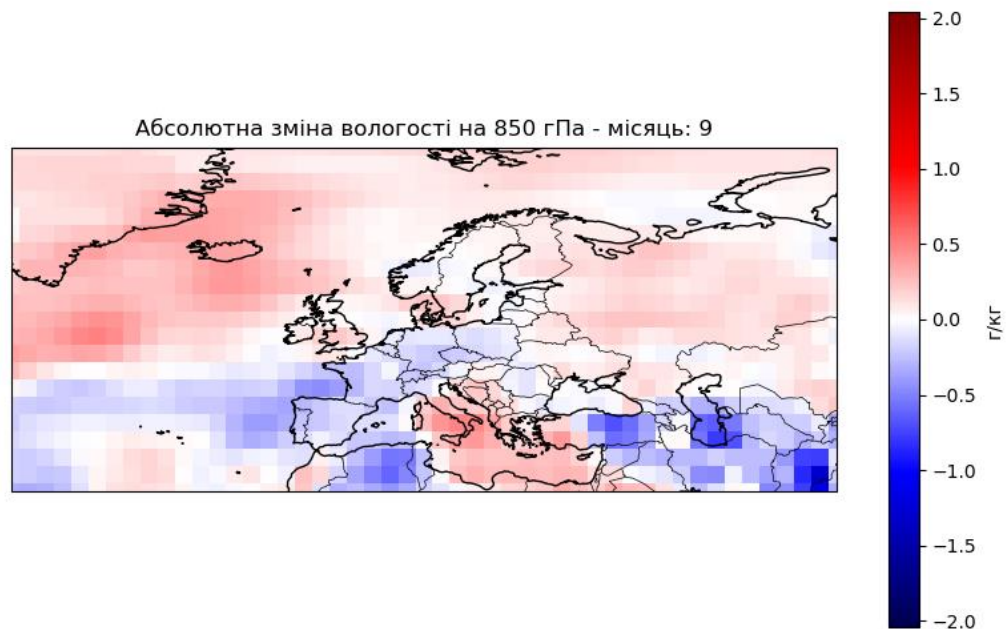


Рис. 39 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), вересень.

Вересень демонструє початок осіннього переходу в режимі вологості. Зберігається зменшення водяної пари на півдні, хоча його інтенсивність поступово зменшується. Над Центральною Європою формується зона слабкого зростання вологості, що відповідає сезонному охолодженню повітря та збільшенню кількості опадів. Скандинавія та північний захід Росії зберігають позитивний тренд, пов'язаний з поступовим переміщенням атмосферної активності у північні широти. Балкани та Кавказ залишаються серед регіонів з найменшим вмістом вологи.

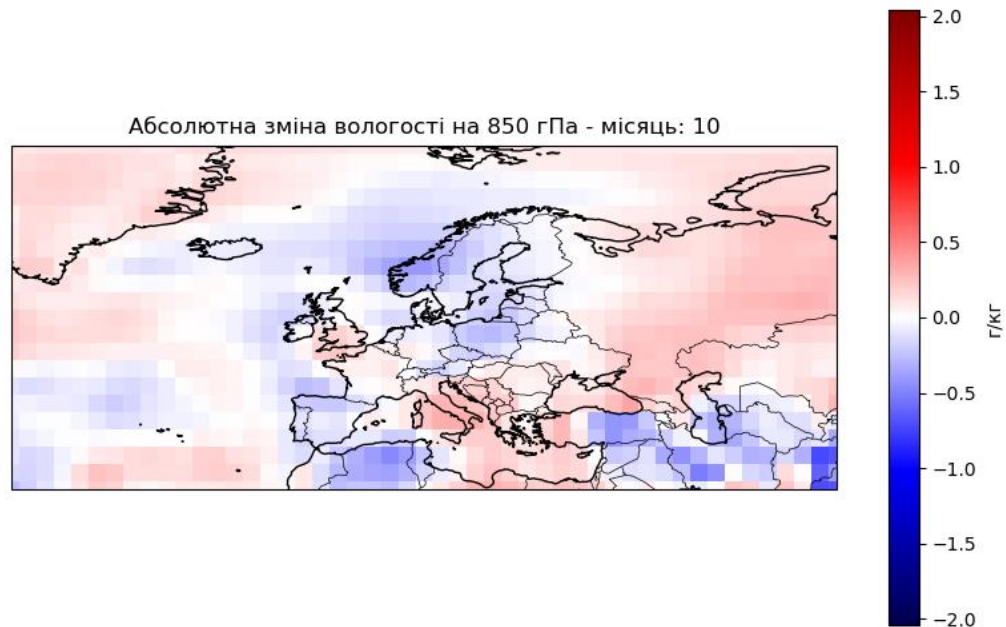


Рис. 40 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), жовтень.

Жовтень продовжує осінній сценарій: більшість територій демонструє позитивну динаміку вологості — особливо у Північній Європі, на заході Росії та частково у Центральній Європі. На півдні зберігаються ділянки зі зниженням вологості, але вони вже не настільки інтенсивні, як влітку. Розширення зон з підвищеним вмістом водяної пари узгоджується зі збільшенням атмосферної нестійкості та більшою частотою фронтальних розділів. Середземномор'я поступово зволожується перед сезоном зимових опадів.

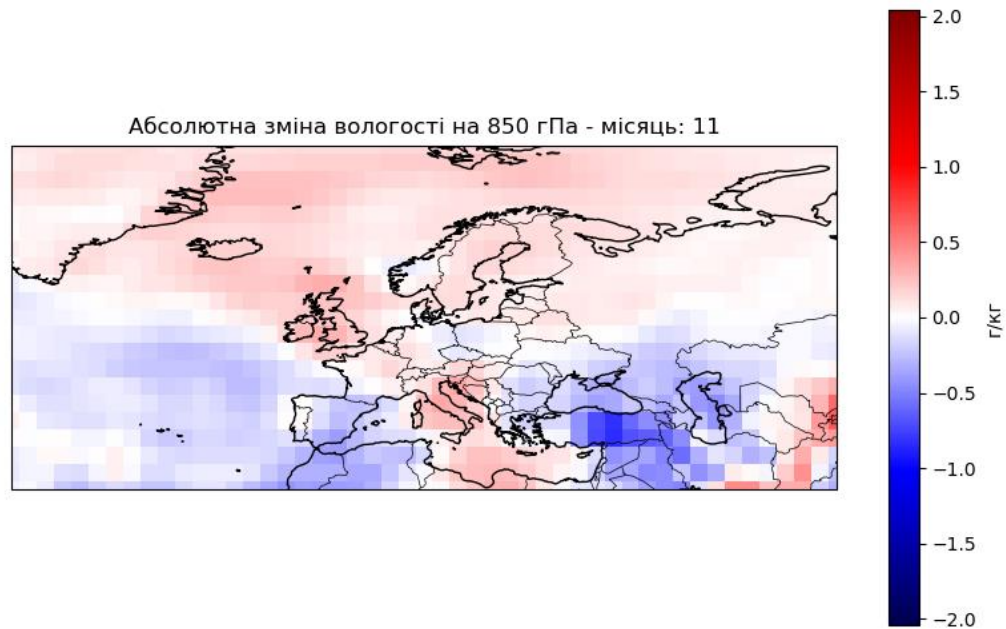


Рис. 41 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), листопад.

У листопаді зміни вологості набувають більш рівномірного просторового характеру. Північна та Центральна Європа, а також Атлантичний сектор виявляють чітке зростання вологості, що є наслідком посилення циклогенезу та надходження вологи з північного Атлантичного океану. У південному секторі регіону ще помітні осередки негативних аномалій (Туреччина, південь Італії), але їх площа зменшується. Над Скандинавією і Балтикою переважають позитивні значення, що характерно для пізньоосінніх вологих процесів.

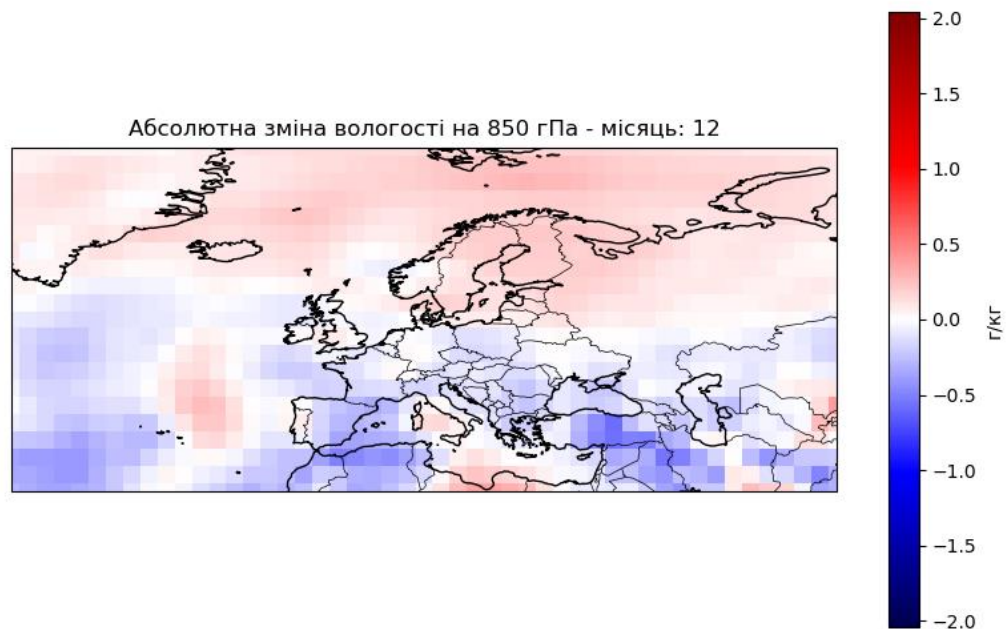


Рис. 42 Просторовий розподіл зміни середніх багаторічних значень питомої вологості (1991-2020 рр. мінус 1961-1990 рр.), грудень.

Грудень демонструє типовий зимовий патерн — волога накопичується в північній частині Європи, особливо в Ісландії, Норвегії, Швеції та Фінляндії. Водночас у південному та східному секторах переважає зниження вмісту водяної пари. Поясненням цьому є сезонна трансформація циркуляції: зростає вплив континентальних антициклонів, які блокують надходження вологи. Позитивна аномалія над північним сходом Європи може бути результатом північноатлантичного переносу зони підвищеної вологи у бік північної Євразії.

4.2 Кореляційний зв'язок зміни середньої місячної питомої вологості з просторовим розподілом атмосферних рік в Атлантико-Європейському секторі

Для виявлення взаємозв'язку між динамікою атмосферної вологості на рівні 850 гПа та просторовим розподілом атмосферних рік у межах Атлантико-Європейського сектору було розраховано щомісячні коефіцієнти лінійної кореляції Пірсона між відповідними картами абсолютної зміни вологості та кількості атмосферних рік. На рисунку зображено зміну кореляційного зв'язку протягом року.

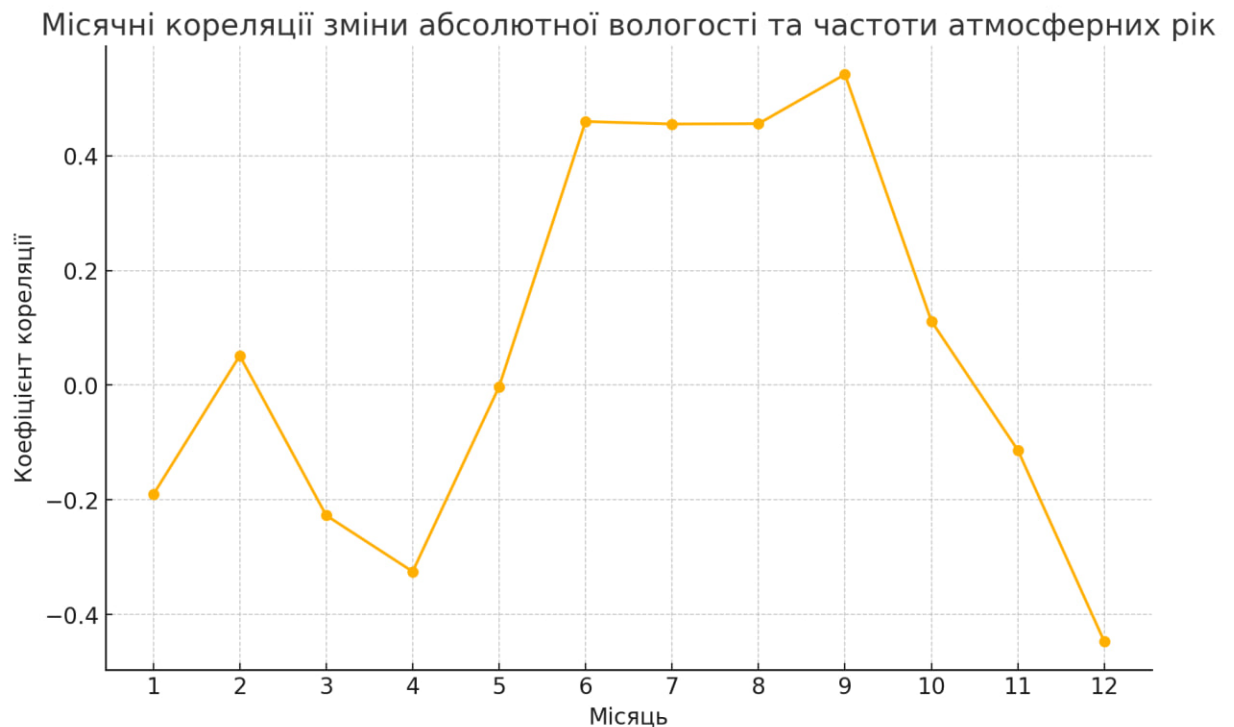


Рис. 43 Місячні коефіцієнти кореляції між зміною вологості 850 гПа та частотою атмосферних рік 1991–2020 рр.

У першій половині року (січень–травень) спостерігається переважно слабкий або негативний кореляційний зв'язок. Найнижчі значення коефіцієнта фіксуються у квітні та березні, що може свідчити про зниження узгодженості між просторовими патернами зміни вологості та траєкторіями атмосферних рік у весняний період. Це

пояснюється ймовірним домінуванням локальних циркуляційних процесів у цей сезон.

Починаючи з червня, кореляція стрімко зростає і досягає максимуму в серпні–вересні, коли значення коефіцієнта перевищують 0.45. Це вказує на високий рівень просторової узгодженості між ділянками зростання вологості повітря та підвищеною частотою проходження атмосферних рік. Літньо-осінній максимум кореляції свідчить про значну роль атмосферних рік у формуванні сезонного зволоження в середніх широтах Європи, особливо на заході континенту та у приатлантичному регіоні.

Після вересня коефіцієнт кореляції починає знижуватись, і в грудні досягає найнижчого значення (близько -0.45). Це свідчить про те, що у зимовий період зміна вологості повітря на рівні 850 гПа не пов'язана безпосередньо з просторовим розподілом атмосферних рік. Причиною може бути зростання ролі інших джерел вологи, зокрема континентальних циклонів, або вплив сухих холодних повітряних мас, що не супроводжуються транспортом водяної пари через атмосферні ріки.

Отже, кореляційний аналіз вказує на виражену сезонність у взаємозв'язку між атмосферою вологістю та частотою атмосферних рік. Найбільш тісний зв'язок фіксується у літньо-осінній період, коли атмосферні ріки виконують функцію основного механізму переносу вологи до Європи. У зимово-весняний сезон цей зв'язок послаблюється або навіть стає негативним.

ВИСНОВКИ

1. У межах Атлантико-Європейського сектору питома вологість на рівні 850 гПа демонструє чітко виражену сезонність: максимальні значення спостерігаються влітку (червень–серпень), особливо на півдні Європи та в зоні Середземного моря; мінімальні – у зимові місяці, з переважанням сухих повітряних мас у північній частині субконтиненту.

2. Просторовий розподіл атмосферних рік показує, що найбільша їхня кількість спостерігається у холодний період року – з листопада по березень, особливо над північною частиною Атлантики, Британськими островами, Скандинавією та північною частиною Західної Європи.

3. Відносна зміна питомої вологості (у %) за останні десятиріччя засвідчує посилення зволоження північної частини регіону, включаючи Скандинавію, Балтію та північну Росію, що може бути результатом посиленого впливу північноатлантичної циркуляції. Натомість у південній частині Європи, Туреччині, Ірані та Північній Африці простежується стабільне зниження вологи.

4. Аналіз абсолютних змін вологи підтверджує тенденцію до зменшення вмісту водяної пари в південному секторі Європи в літній період, що співвідноситься з розвитком літньої аридизації та посиленням посушливих умов.

5. Кореляційний зв'язок між змінами абсолютної вологості повітря та просторовим розподілом атмосферних рік виявляє сезонну варіабельність: найвищі коефіцієнти спостерігаються у серпні–вересні. Найслабші або негативні зв'язки спостерігаються у зимово-весняний період.

6. Сформульовано гіпотезу, що атмосферні ріки відіграють ключову роль у формуванні позитивної аномалії вологості у Північній і Західній Європі, тоді як у південних широтах цей вплив мінімальний або навіть зворотний.

7. Для того, щоб перевірити цю гіпотезу в майбутньому варто зіставити зміни питомої вологості та зміни повторюваності атмосферних рік, а також зіставити ці зміни із тенденціями зміни температури повітря.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Bao J.-W., Michelson S. A., Neiman P. J., Ralph F. M., Wilczak J. M. Interpretation of atmospheric river observations over the northeast Pacific // *Mon. Weather Rev.* – 2006. – 134(5). – С. 1344–1365. – DOI: 10.1175/MWR3334.1.
2. Atmospheric river // *Glossary of Meteorology*. – American Meteorological Society, 2020. – URL: https://glossary.ametsoc.org/wiki/Atmospheric_river (дата звернення: 15.06.2025).
3. Dettinger M. D., Ingram B. L. Atmospheric rivers, floods, and California water resources // *Water*. – 2013. – 5. – С. 445–478. – DOI: 10.3390/w5020445.
4. Rutz J. J., Steenburgh W. J., Ralph F. M. Climatological characteristics of atmospheric rivers across the western United States // *Climate Dynamics*. – 2014. – 42(3-4). – С. 931–954. – DOI: 10.1007/s00382-013-1573-4.
5. Ralph F. M. et al. A scale to characterize the strength and impacts of atmospheric rivers // *Weather & Forecasting*. – 2019. – 34(6). – С. 1593–1611. – DOI: 10.1175/WAF-D-19-0030.1.
6. Dettinger M. D. Climate change, atmospheric rivers and floods in California: a multimodel analysis // *JAWRA*. – 2011. – 47(3). – С. 514–523. – DOI: 10.1111/j.1752-1688.2011.00546.x.
7. Lavers D. A., Villarini G. The nexus between atmospheric rivers and extreme precipitation across Europe // *Geophys. Res. Lett.* – 2013. – 40(12). – С. 3259–3264. – DOI: 10.1002/grl.50636.
8. Gimeno L., Drumond A., Nieto R., Trigo R. M., Stohl A. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their variability // *Ann. N. Y. Acad. Sci.* – 2014. – 1327. – С. 13–30. – DOI: 10.1111/nyas.12590.

9. Zhu Y., Newell R. E. A proposed algorithm for moisture fluxes associated with atmospheric rivers // *Mon. Weather Rev.* – 1998. – 126. – C. 725–735. – DOI: 10.1175/1520-0493(1998)126<0725.
10. Ralph F. M., Neiman P. J., Wick G. A. Satellite and precipitation characteristics of landfalling atmospheric rivers // *J. Hydrometeor.* – 2004. – 5. – C. 123–137.
11. Ralph F. M., Neiman P. J., Rotunno R. Dropsonde observations of atmospheric river structure // *Mon. Weather Rev.* – 2005. – 133. – C. 3470–3494.
12. Neiman P. J. et al. Contribution of atmospheric rivers to North Pacific precipitation // *J. Hydrometeor.* – 2011. – 12. – C. 556–577.
13. Knippertz P., Wernli H. A Lagrangian climatology of tropical moisture exports to the Northern Hemispheric extratropics // *J. Climate.* – 2010. – 23(4). – C. 987–1003. – DOI: 10.1175/2009JCLI3333.1.
14. Lavers D. A., Allan R. P., Wood E. F., Villarini G. Future changes in atmospheric rivers and extreme precipitation in Europe // *Geophys. Res. Lett.* – 2012. – 39. – L18708.
15. Guan B., Waliser D. E. Detection of atmospheric rivers: evaluation and application of an algorithm for global studies // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2015. – 120(24). – C. 12514–12535.
16. Lavers D. A., Allan R. P., Villarini G., Skok G. Moisture budgets of atmospheric rivers in CMIP5 models // *Climate Dynamics.* – 2014. – 42. – C. 261–279.
17. Lavers D. A., Allan R. P., Wood E. F., Liu C. Water vapor transport metrics using ERA-Interim // *J. Climate.* – 2012. – 25. – C. 6316–6327.
18. Shields C. A. et al. Atmospheric River Tracking Method Intercomparison Project (ARTMIP): project goals and experimental design // *Geosci. Model Dev.* – 2018. – 11. – C. 2455–2474.
19. Rutz J. J. et al. The ARTMIP catalog project: quantifying uncertainties in atmospheric river climatology // *Geosci. Model Dev.* – 2019. – 12. – C. 613–637.

20. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2011. – 137. – С. 553–597.
21. Gelaro R. et al. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2) // *J. Climate.* – 2017. – 30. – С. 5419–5454.
22. Rutz J. J., Cordeira J. M., Martin A. Detection and climatology of atmospheric rivers over the North Pacific // *Climate Dynamics.* – 2015. – 46. – С. 2575–2596.
23. Neiman P. J., Ralph F. M., Wick G. A. Landfall and inland penetration of a flood-producing atmospheric river // *J. Hydrometeor.* – 2013. – 14. – С. 113–130.
24. Viale M., Nuñez M. N. Climatology of atmospheric river precipitation in the subtropical Andes // *Climate Dynamics.* – 2011. – 36. – С. 55–71.
25. Zavadoff K. et al. Projected changes in atmospheric rivers and associated extreme precipitation under CMIP6 scenarios // *J. Climate.* – 2021. – 34. – С. 259–276.
26. Ralph F. M. et al. Atmospheric rivers in the California floods of 2017 // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2020. – 101(5). – С. S9–S14.
27. Waliser D. E., Guan B. Global characterization of atmospheric rivers // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* – 2020. – 48. – С. 143–172.
28. Щеглов Олександр, Шпиг Віталій, Повшик Тетяна, Фомічев Нікіта. Атмосферні ріки та їх вплив на аномальні опади на заході України // *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Серія «Геологія. Географія. Екологія»*. 2024. Вип. 60. С. 292–304. DOI: <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2024-60-21>
29. Щеглов О.А., Шпиг В.М., Фомічев Н.Р. Атмосферні ріки: потенційний вплив на атмосферні процеси та метеорологічні явища на території України // *Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля*. 2022. № 2. С. 4–10.
30. Barnes E. A., Dettinger M. D. Closing the gap: advances in understanding atmospheric rivers // *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. 2017. Vol. 8, Iss. 1. e282. DOI: <https://doi.org/10.1002/wcc.282> (дата звернення: 16.06.2025).

ДОДАТОК

Гістограми середньої кількості AR-подій за місяцями (1991–2020 рр.)

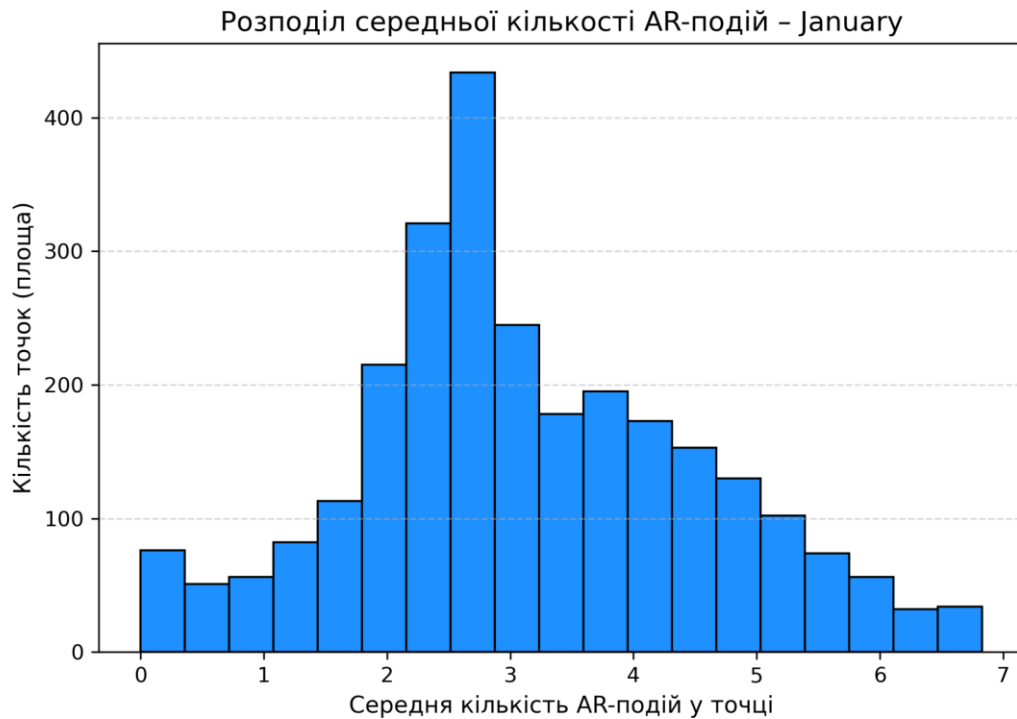


Рисунок А.1. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — січень (1991–2020 рр.).

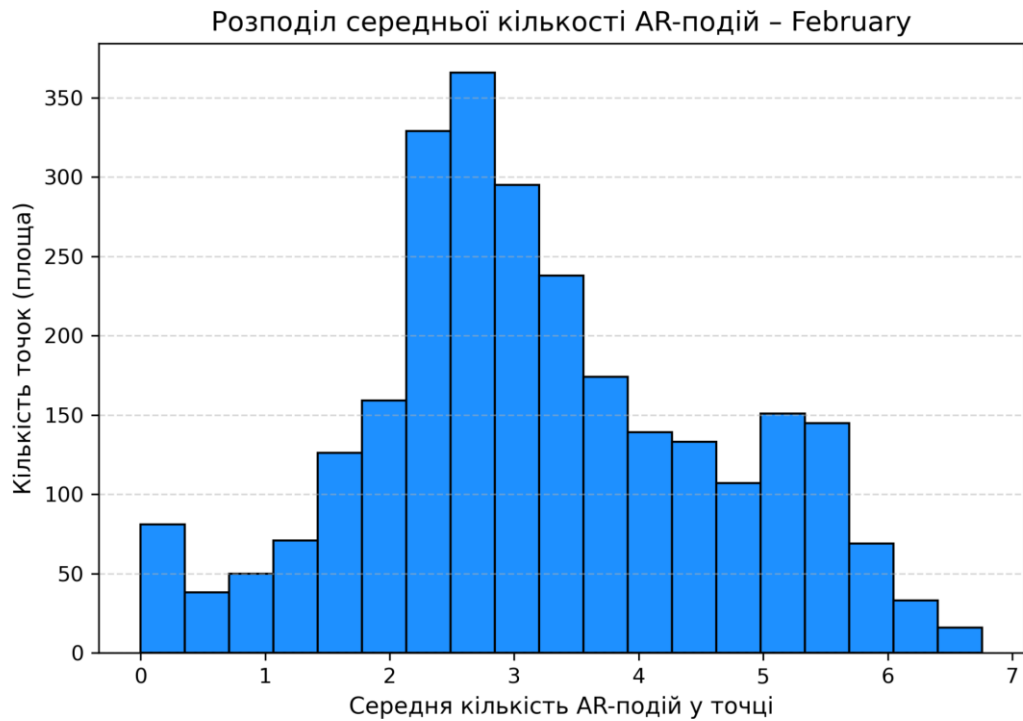


Рисунок А.2. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — лютий (1991–2020 рр.).

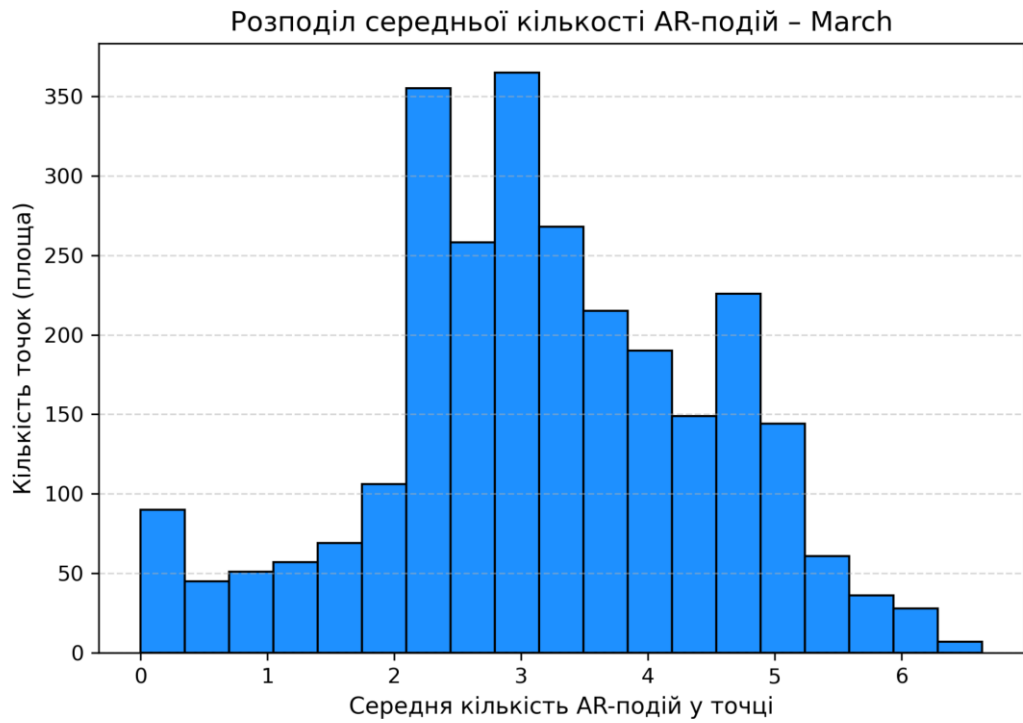


Рисунок А.3. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — березень (1991–2020 рр.).

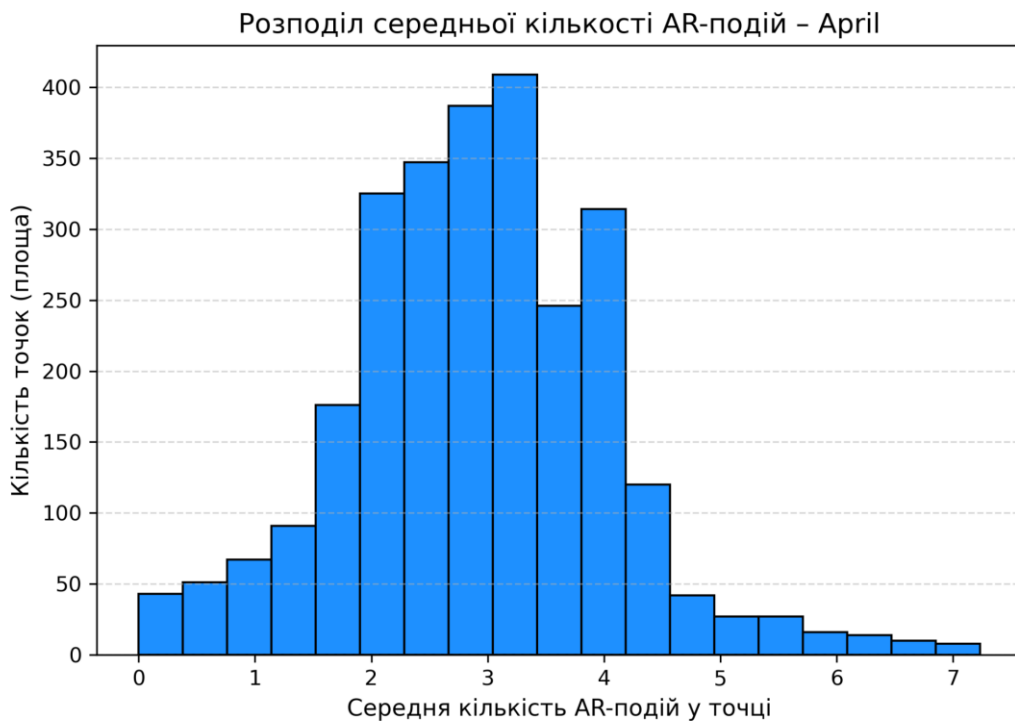


Рисунок А.4. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — квітень (1991–2020 рр.).

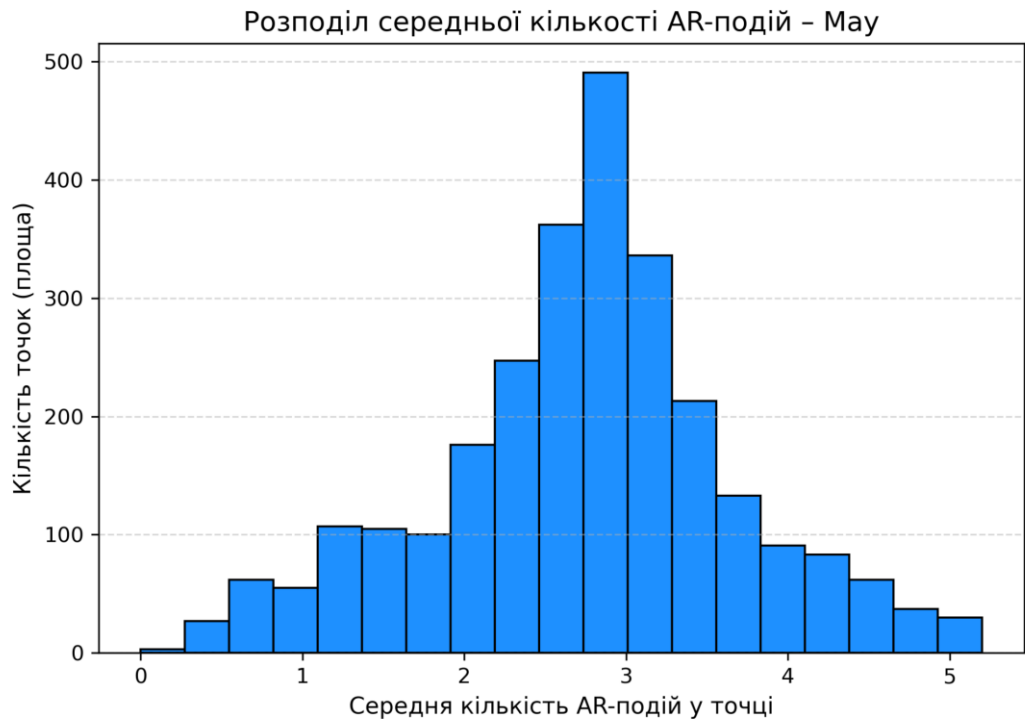


Рисунок А.5. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — травень (1991–2020 рр.).

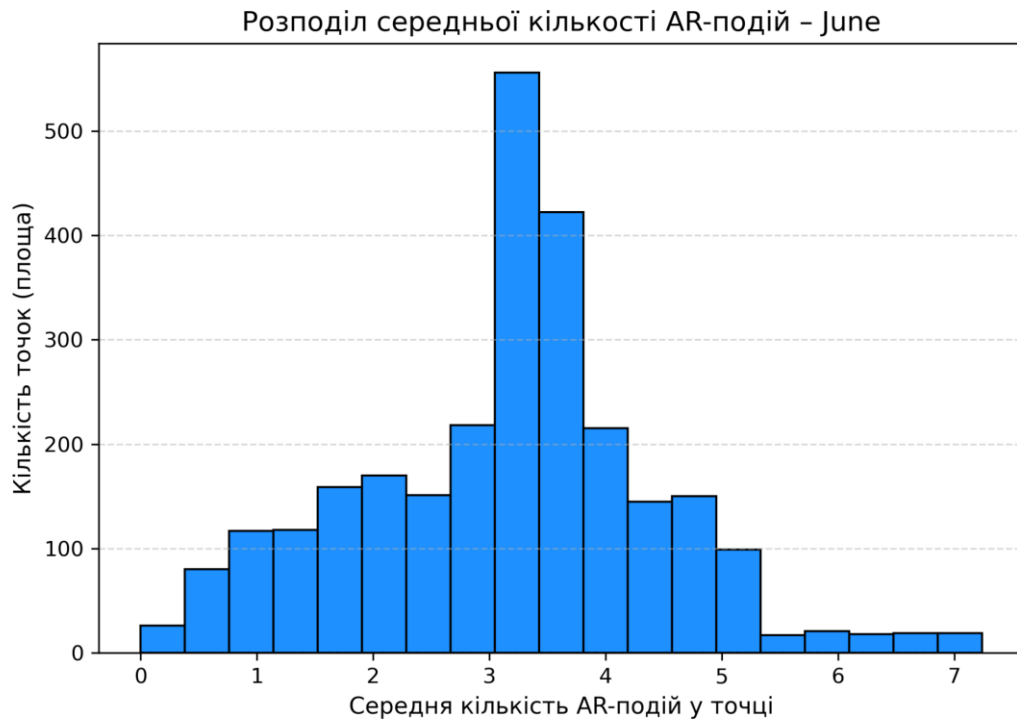


Рисунок А.6. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — червень (1991–2020 рр.).

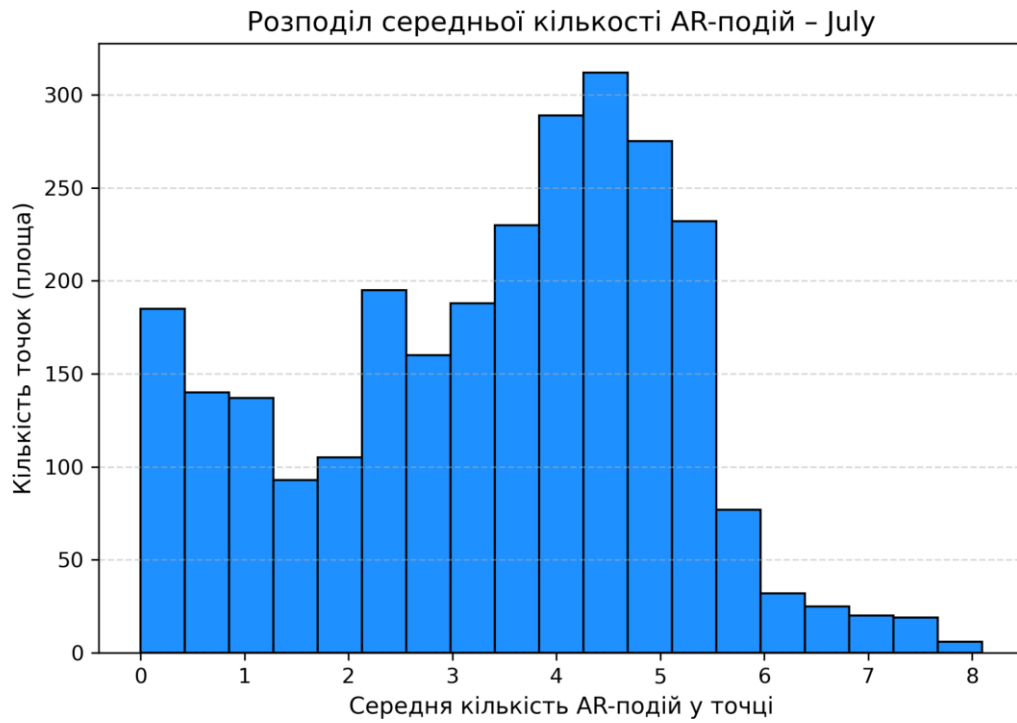


Рисунок А.7. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — липень (1991–2020 рр.).

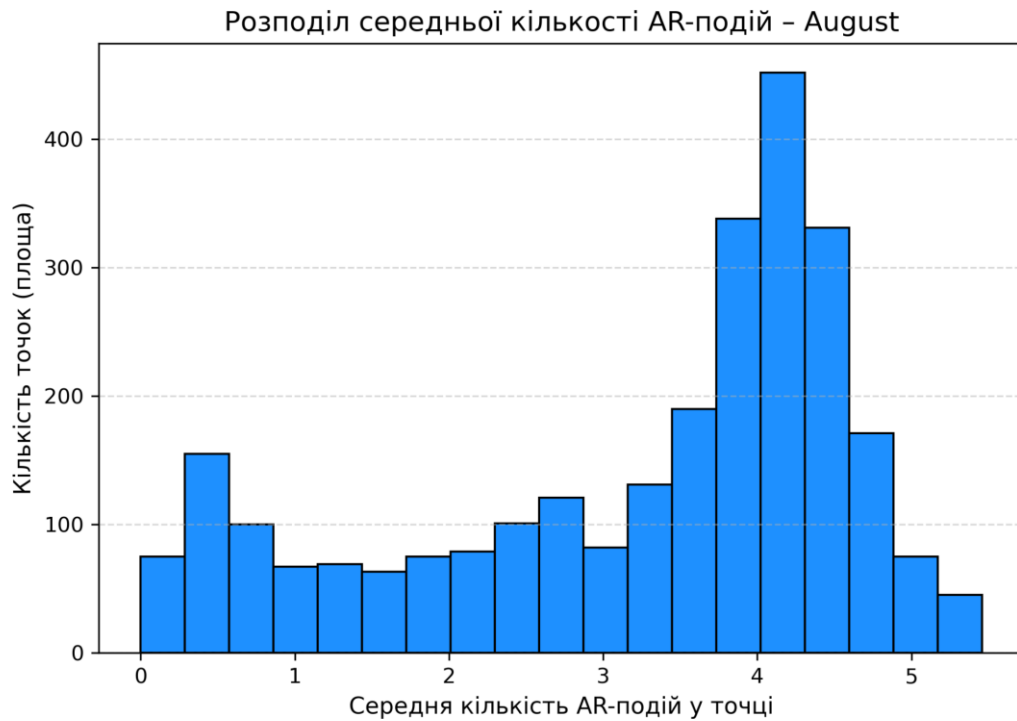


Рисунок А.8. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — серпень (1991–2020 рр.).

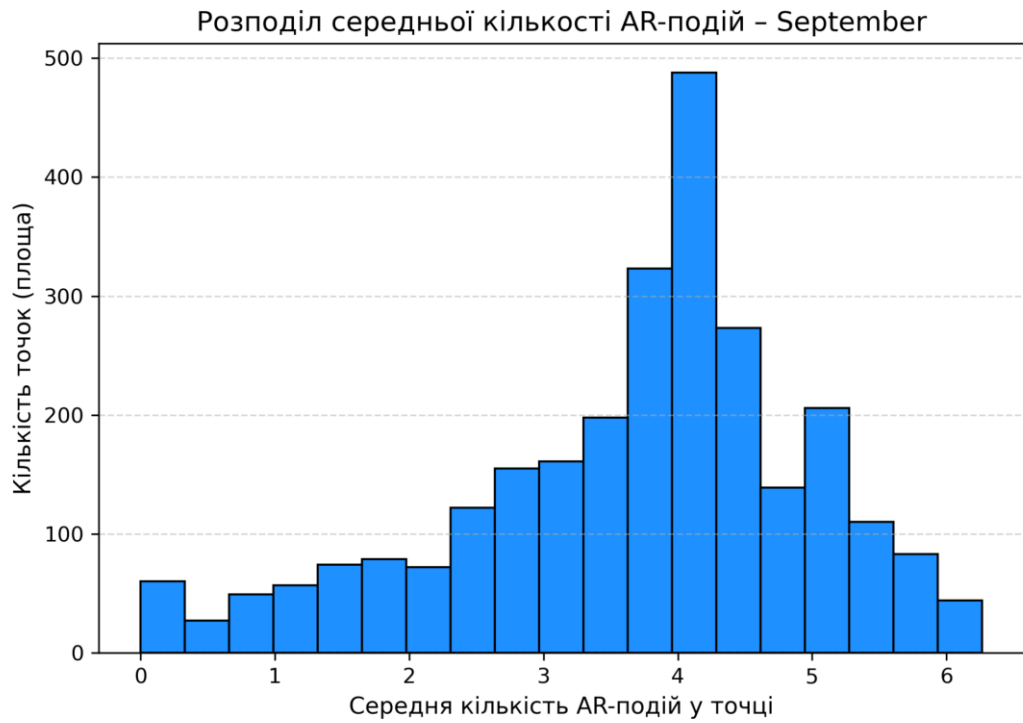


Рисунок А.9. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — вересень (1991–2020 рр.).

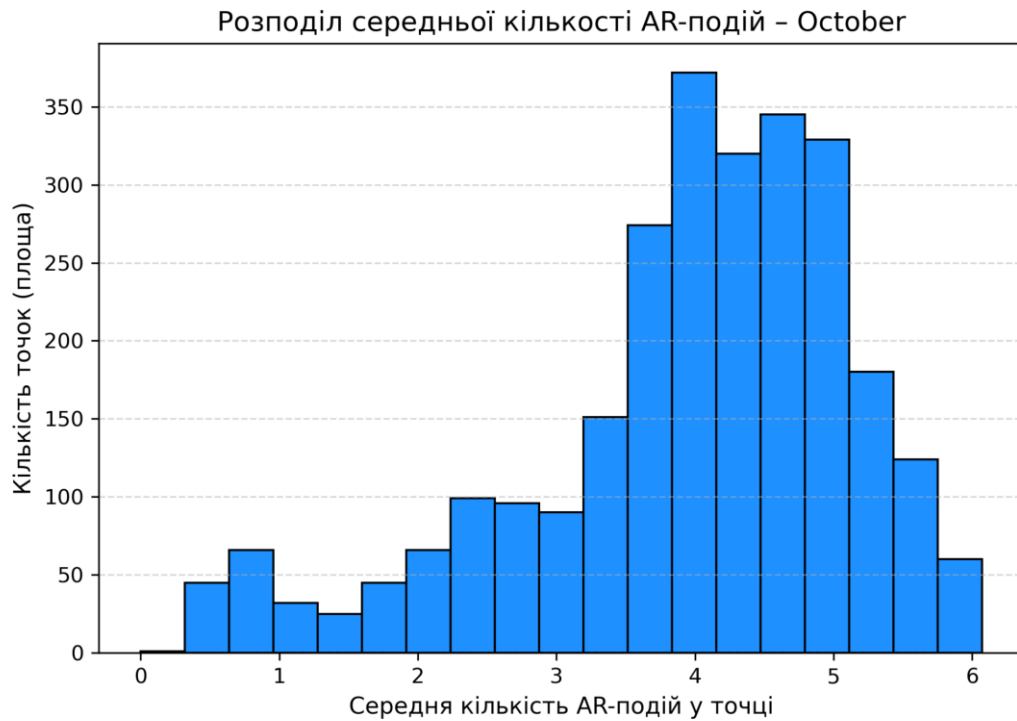


Рисунок А.10. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — жовтень (1991–2020 рр.).

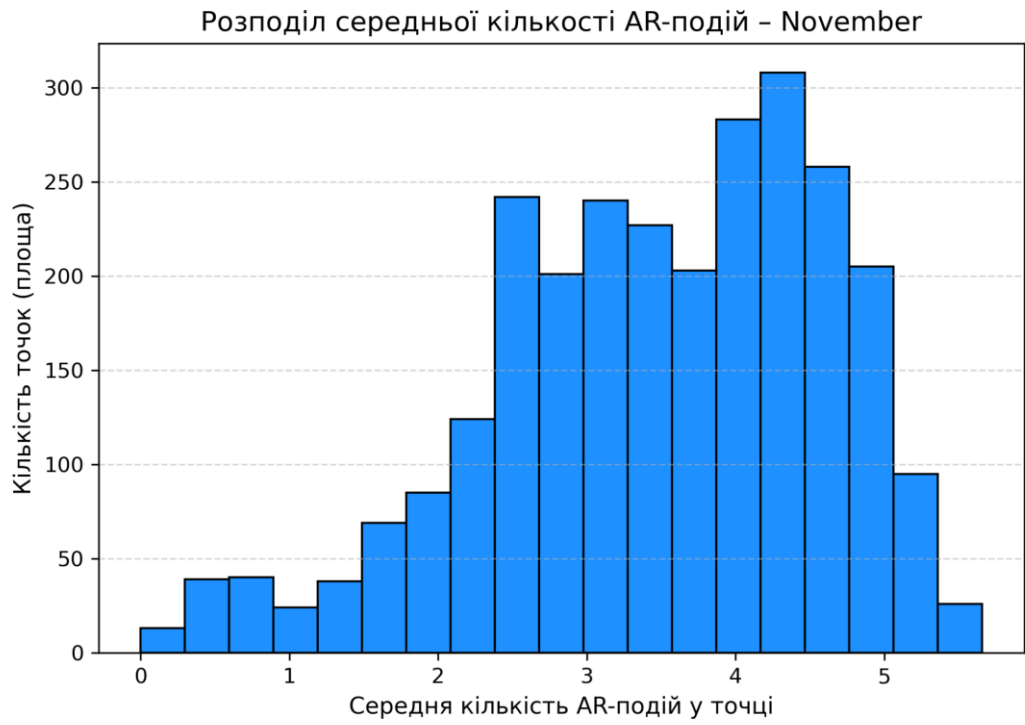


Рисунок А.11. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — листопад (1991–2020 рр.).

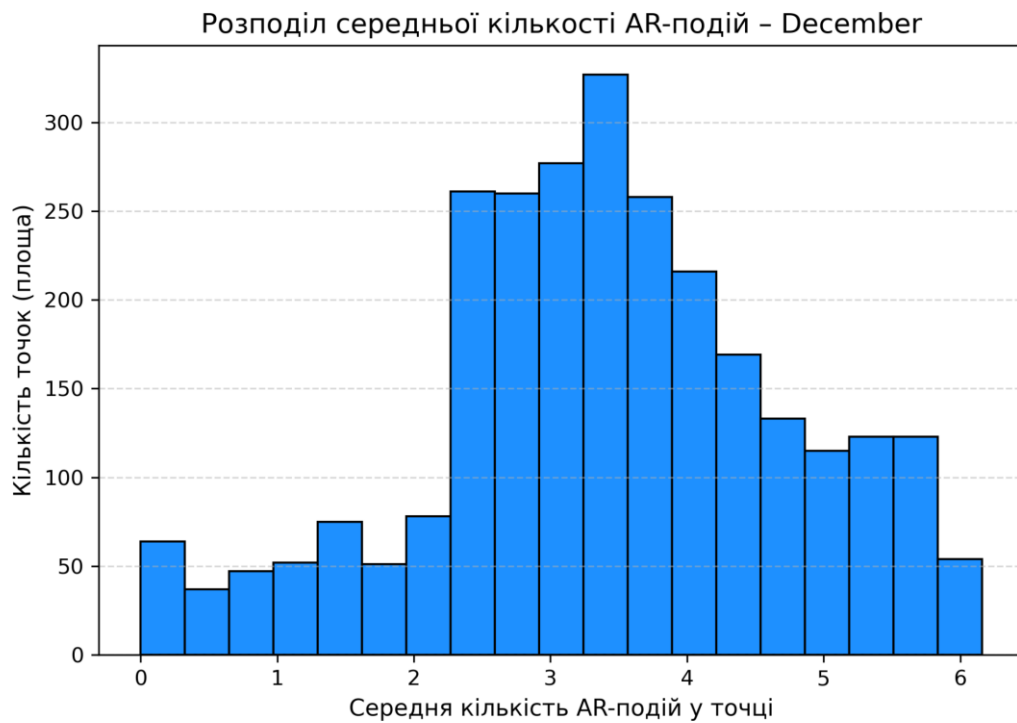


Рисунок А.12. Розподіл середньої кількості AR-подій у точці — грудень (1991–2020 рр.).

ДОДАТОК

Код Jupyter Notebook, використаний у дослідженні

AR_number.py

```
import xarray as xr
import numpy as np
import pandas as pd
import matplotlib.pyplot as plt
import cartopy.crs as ccrs
import cartopy.feature as cfeature
import calendar
from collections import defaultdict

# === Відкриття ===
ds = xr.open_dataset("AR.nc", engine="netcdf4")

# Перетворення часу, якщо потрібно
if not np.issubdtype(ds['time'].dtype, np.datetime64):
    time = pd.to_datetime(ds['time'].values, unit='s', origin='1979-01-01')
    ds = ds.assign_coords(time=("time", time))

# Отримуємо список унікальних років
years = np.unique(ds['time'].dt.year.values)

# Ініціалізація словника для накопичення кількостей
monthly_sums = defaultdict(lambda: 0)

# === Обробка по роках ===
for year in years:
    print(f"Processing year {year}...")
    yearly = ds.sel(time=ds['time'].dt.year == year)
    if 'shape' not in yearly:
        continue

    # Прибираємо fill value та осі, бінаризуємо: shape > 0 → 1, інакше 0
    shape = yearly['shape'].squeeze(dim=('ens', 'lev')).where(yearly['shape'] != -9999)
    shape = xr.where(shape > 0, 1, 0)

    # Додаємо координату місяця
    shape.coords['month'] = shape['time'].dt.month

    for m in range(1, 13):
        monthly = shape.sel(time=shape['month'] == m)
```

```

if monthly.time.size == 0:
    continue

# Рахуємо суму "1" по часу (тобто кількість AR-подій у кожній точці)
count = monthly.sum(dim='time', skipna=True)
monthly_sums[m] += count

# === Збір повного масиву по місяцях ===
monthly_total = xr.concat(
    [monthly_sums[m] for m in range(1, 13)],
    dim="month"
)
monthly_total.coords['month'] = np.arange(1, 13)
monthly_total = monthly_total.squeeze()

# === Підрахунок середньої частоти (кількість подій / кількість днів / 4 записи на день) ===
monthly_average = []
for m in range(1, 13):
    days_in_month = calendar.monthrange(2001, m)[1]
    divisor = days_in_month * 4 # 4 записи на день
    avg = monthly_total.sel(month=m) / divisor
    monthly_average.append(avg)

monthly_avg = xr.concat(monthly_average, dim="month")
monthly_avg.coords["month"] = np.arange(1, 13)
monthly_avg = monthly_avg.squeeze()

# === Сітка координат ===
lons = ds['lon'].values
lats = ds['lat'].values
lon2d, lat2d = np.meshgrid(lons, lats)

# === Візуалізація ===
for i in range(1, 13):
    fig = plt.figure(figsize=(10, 5))
    ax = plt.axes(projection=ccrs.PlateCarree())
    ax.set_global()
    ax.coastlines()
    ax.add_feature(cfeature.BORDERS, linewidth=0.5)
    ax.add_feature(cfeature.LAND, facecolor='lightgray', alpha=0.3)
    ax.gridlines(draw_labels=True, linewidth=0.3, color='gray', alpha=0.5)

    data = monthly_avg.sel(month=i)

```

```

pcm = ax.pcolormesh(lon2d, lat2d, data, transform=ccrs.PlateCarree(), shading='auto')
plt.title(f"Monthly Mean Frequency of ARs (Month {i})", fontsize=14)
cbar = plt.colorbar(pcm, orientation='vertical', shrink=0.6, pad=0.05)
cbar.set_label("AR frequency per 6h")

plt.savefig(f"shape_binary_avg_month_{i:02d}.png", dpi=300, bbox_inches='tight')
plt.close()

print("Бінарні осереднені карти збережено у файли shape_binary_avg_month_01.png ...
shape_binary_avg_month_12.png")

```

AR_Number_AE_sector.py

```

import xarray as xr
import numpy as np
import pandas as pd
import matplotlib.pyplot as plt
import cartopy.crs as ccrs
import cartopy.feature as cfeature
import calendar
from collections import defaultdict
import os

# === Відкриття ===
ds = xr.open_dataset("AR.nc", engine="netcdf4")

# Перетворення часу, якщо потрібно
if not np.issubdtype(ds['time'].dtype, np.datetime64):
    # === Обрізка по часу: 1990-2019 ===
    ds = ds.sel(time=slice("1990-01-01", "2019-12-31"))
    time = pd.to_datetime(ds['time'].values, unit='s', origin='1979-01-01')
    ds = ds.assign_coords(time=("time", time))

# Отримуємо список унікальних років
years = np.unique(ds['time'].dt.year.values)

# Ініціалізація словника для накопичення кількостей
monthly_sums = defaultdict(lambda: 0)

# === Обробка по роках ===

```

```

for year in years:
    print(f"Processing year {year}...")
    yearly = ds.sel(time=ds['time'].dt.year == year)
    if 'shape' not in yearly:
        continue

    # Прибираємо fill value та осі, бінаризуємо: shape > 0 → 1, інакше 0
    shape = yearly['shape'].squeeze(dim=('ens', 'lev')).where(yearly['shape'] != -9999)
    shape = xr.where(shape > 0, 1, 0)

    # Додаємо координату місяця
    shape.coords['month'] = shape['time'].dt.month

    for m in range(1, 13):
        monthly = shape.sel(time=shape['month'] == m)
        if monthly.time.size == 0:
            continue

        # Рахуємо суму "1" по часу (тобто кількість AR-подій у кожній точці)
        count = monthly.sum(dim='time', skipna=True)
        monthly_sums[m] += count

# === Збір повного масиву по місяцях ===
monthly_total = xr.concat(
    [monthly_sums[m] for m in range(1, 13)],
    dim="month"
)
monthly_total.coords['month'] = np.arange(1, 13)
monthly_total = monthly_total.squeeze()

# === Підрахунок середньої частоти (кількість подій / кількість днів / 4 записи на день) ===
monthly_average = []
for m in range(1, 13):
    days_in_month = calendar.monthrange(2001, m)[1]
    divisor = days_in_month * 4 # 4 записи на день
    avg = monthly_total.sel(month=m) / divisor
    monthly_average.append(avg)

monthly_avg = xr.concat(monthly_average, dim="month")
monthly_avg.coords["month"] = np.arange(1, 13)
monthly_avg = monthly_avg.squeeze()

# === Обрізка до Атлантико-Європейського сектора (для lon у 0-360) ===

```

```

# Сектор: lon = 310-360 та 0-70, lat = 30-80
part1 = monthly_avg.sel(lon=slice(310, 360))
part2 = monthly_avg.sel(lon=slice(0, 70))
monthly_avg_clipped = xr.concat([part1, part2], dim='lon')
monthly_avg_clipped = monthly_avg_clipped.sel(lat=slice(30, 80))

# === Візуалізація ===
lons = monthly_avg_clipped['lon'].values
lats = monthly_avg_clipped['lat'].values
lon2d, lat2d = np.meshgrid(lons, lats)

# === Уніфікована шкала для всіх місяців ===
vmin = float(monthly_avg_clipped.min().values)
vmax = float(monthly_avg_clipped.max().values)
os.makedirs("AR_png_monthly_avg", exist_ok=True)
for i in range(1, 13):
    fig = plt.figure(figsize=(10, 5))
    ax = plt.axes(projection=ccrs.PlateCarree())
    ax.set_extent([-50, 70, 30, 80], crs=ccrs.PlateCarree())
    ax.coastlines()
    ax.add_feature(cfeature.BORDERS, linewidth=0.5)
    ax.add_feature(cfeature.LAND, facecolor='lightgray', alpha=0.3)
    ax.gridlines(draw_labels=True, linewidth=0.3, color='gray', alpha=0.5)

    data = monthly_avg_clipped.sel(month=i)
    pcm = ax.pcolormesh(lon2d, lat2d, data, transform=ccrs.PlateCarree(), cmap = "Greens",
shading='auto',
                                vmin=vmin, vmax=vmax)
    plt.title(f"Середня кількість атмосферних рік, (Місяць: {i})", fontsize=14)
    cbar = plt.colorbar(pcm, orientation='vertical', shrink=0.6, pad=0.1)
    cbar.set_label("Кількість AP")

    plt.savefig(f"AR_png_monthly_avg/AR_binary_avg_month_{i:02d}.png", dpi=300,
bbox_inches='tight')
    plt.close()

# === Збереження щомісячних даних у CSV ===
os.makedirs("AR_csv_monthly_avg", exist_ok=True)

for i in range(1, 13):
    data = monthly_avg_clipped.sel(month=i)
    df = data.to_dataframe().reset_index()

```

```

df.to_csv(f"AR_csv_monthly_avg/avg_AR_N_month_{i:02d}.csv", index=False)

print("Бінарні осереднені карти збережено у файли shape_binary_avg_month_01.png ...
shape_binary_avg_month_12.png")

```

correl_AR_and_HUM.py

```

import pandas as pd
import numpy as np
from scipy.interpolate import griddata
import os

def interpolate_and_correlate(shape_file, shum_file, output_dir, month_id):
    shape_df = pd.read_csv(shape_file)
    shum_df = pd.read_csv(shum_file)

    shape_points = shape_df[['lon', 'lat']].values
    shape_values = shape_df['shape'].values

    shum_points = shum_df[['lon', 'lat']].values
    shum_values = shum_df['shum'].values

    # Обмежений діапазон, щоб уникнути NaN при інтерполяції
    lat_min = max(shape_df.lat.min(), shum_df.lat.min())
    lat_max = min(shape_df.lat.max(), shum_df.lat.max())
    lon_min = max(shape_df.lon.min(), shum_df.lon.min())
    lon_max = min(shape_df.lon.max(), shum_df.lon.max())

    lat_grid = np.arange(lat_min, lat_max + 0.5, 0.5)
    lon_grid = np.arange(lon_min, lon_max + 0.5, 0.5)
    lon_mesh, lat_mesh = np.meshgrid(lon_grid, lat_grid)

    shape_interp = griddata(shape_points, shape_values, (lon_mesh, lat_mesh),
method='linear')
    shum_interp = griddata(shum_points, shum_values, (lon_mesh, lat_mesh), method='linear')

    combined_df = pd.DataFrame({
        'lat': lat_mesh.ravel(),
        'lon': lon_mesh.ravel(),
        'shape': shape_interp.ravel(),
        'shum': shum_interp.ravel()
    })

```

```

}))

os.makedirs(output_dir, exist_ok=True)
output_file = os.path.join(output_dir, f'interpolated_month_{month_id:02d}.csv')
combined_df.to_csv(output_file, index=False)

valid_data = combined_df.dropna()
corr = valid_data['shape'].corr(valid_data['shum'])
print(f'Month {month_id:02d}: correlation = {corr:.4f}')
return corr

# Параметри
shape_dir = "AR_csv_monthly_avg"
shum_dir = "hum_csv_diff_absolute"
output_dir = "interp_AR_and_Hum"

# Основний цикл на 12 місяців
correlations = {}
for month in range(1, 13):
    shape_file = os.path.join(shape_dir, f'avg_AR_N_month_{month:02d}.csv')
    shum_file = os.path.join(shum_dir, f'month_{month:02d}.csv')
    try:
        corr = interpolate_and_correlate(shape_file, shum_file, output_dir, month)
        correlations[month] = corr
    except Exception as e:
        print(f'Error processing month {month:02d}: {e}')

# Підсумок
print("\nCorrelations by month:")
for month, corr in correlations.items():
    print(f"Month {month:02d}: {corr:.4f}")

```

hum_calc.py

```

import xarray as xr
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
import pandas as pd
import os
import cartopy.crs as ccrs
import cartopy.feature as cfeature

```

```

# Відкриваємо файл
ds = xr.open_dataset("shum.mon.mean.nc")

# Вибір 3-го рівня (індекс 2 → 850 гПа)
shum_850 = ds['shum'].isel(level=2)
print("Рівень тиску:", ds['level'][2].values) # має бути близько до 850

# Обрізка: 30°N-80°N, 50°W-70°E (тобто lon = 310-360 + 0-70)
lat_bounds = slice(80, 30)
part1 = shum_850.sel(lat=lat_bounds, lon=slice(310, 360))
part2 = shum_850.sel(lat=lat_bounds, lon=slice(0, 70))
shum_850_cut = xr.concat([part1, part2], dim="lon")

# Функція для обчислення середніх значень по місяцях
def average_by_period(data, start_year, end_year):
    subset = data.sel(time=slice(f"{start_year}-01-01", f"{end_year}-12-31"))
    monthly_avg = subset.groupby("time.month").mean(dim="time")
    return monthly_avg

# Періоди
mean_1961_1990 = average_by_period(shum_850_cut, 1961, 1990)
mean_1991_2020 = average_by_period(shum_850_cut, 1991, 2020)

# Створення директорій
os.makedirs("maps_1961_1990", exist_ok=True)
os.makedirs("maps_1991_2020", exist_ok=True)
os.makedirs("csv_1961_1990", exist_ok=True)
os.makedirs("csv_1991_2020", exist_ok=True)

# Функція для збереження карт та таблиць
def save_maps_and_csv(data, period):
    for month in range(1, 13):
        month_data = data.sel(month=month)

        # Збереження CSV
        df = month_data.to_dataframe().reset_index()
        df.to_csv(f"csv_{period}/month_{month:02}.csv", index=False)

        # Трансформація координат довготи: 0-360 → -180...180
        month_data_transformed = month_data.assign_coords(
            lon=((month_data.lon + 180) % 360) - 180
        ).sortby("lon")

```

```

fig = plt.figure(figsize=(10, 6))
ax = plt.axes(projection=ccrs.PlateCarree())
ax.set_extent([-50, 70, 30, 80], crs=ccrs.PlateCarree())

# Побудова карт з кордонами
mesh = ax.pcolormesh(
    month_data_transformed['lon'],
    month_data_transformed['lat'],
    month_data_transformed,
    shading='auto',
    transform=ccrs.PlateCarree()
)
ax.coastlines()
ax.add_feature(cfeature.BORDERS, linewidth=0.5)
ax.set_title(f"Абсолютна вологість на рівні 850 гПа - {period} - місяць: {month}")
plt.colorbar(mesh, ax=ax, orientation='vertical', label='г/кг')
plt.savefig(f"maps_{period}/month_{month:02}.png")
plt.close()

# Збереження результатів по періодах
save_maps_and_csv(mean_1961_1990, "1961_1990")
save_maps_and_csv(mean_1991_2020, "1991_2020")

# === Обчислення абсолютної та відносної змін ===
delta_hum = mean_1991_2020 - mean_1961_1990
rel_change = (delta_hum / mean_1961_1990) * 100

# Створення директорій
os.makedirs("maps_diff_absolute", exist_ok=True)
os.makedirs("csv_diff_absolute", exist_ok=True)
os.makedirs("maps_diff_relative", exist_ok=True)
os.makedirs("csv_diff_relative", exist_ok=True)

# Функція побудови карт з палітрою "червоно-біло-синій" (diverging)
def save_diverging_maps_and_csv(data, period_folder, title_prefix, unit, vmin=None,
vmax=None):
    for month in range(1, 13):
        month_data = data.sel(month=month)

        # Збереження CSV
        df = month_data.to_dataframe().reset_index()
        df.to_csv(f"csv_{period_folder}/month_{month:02}.csv", index=False)

```

```

# Трансформація координат
month_data_transformed = month_data.assign_coords(
    lon=((month_data.lon + 180) % 360) - 180)
).sortby("lon")

fig = plt.figure(figsize=(10, 6))
ax = plt.axes(projection=ccrs.PlateCarree())
ax.set_extent([-50, 70, 30, 80], crs=ccrs.PlateCarree())

mesh = ax.pcolormesh(
    month_data_transformed['lon'],
    month_data_transformed['lat'],
    month_data_transformed,
    cmap='seismic',
    shading='auto',
    vmin=vmin,
    vmax=vmax,
    transform=ccrs.PlateCarree()
)

ax.coastlines()
ax.add_feature(cfeature.BORDERS, linewidth=0.5)
ax.set_title(f"{title_prefix} - місяць: {month}")
plt.colorbar(mesh, ax=ax, orientation='vertical', label=unit)
plt.savefig(f"maps_{period_folder}/month_{month:02}.png")
plt.close()

# Межі для кольорової палітри (симетрично навколо 0)
abs_max = float(np.abs(delta_hum).max())
rel_max = float(np.abs(rel_change).max())

# Побудова карт для абсолютної та відносної зміни
save_diverging_maps_and_csv(
    delta_hum,
    "diff_absolute",
    "Абсолютна зміна вологості на 850 гПа",
    "г/кг",
    vmin=-abs_max,
    vmax=abs_max
)

save_diverging_maps_and_csv(
    rel_change,

```

```
"diff_relative",  
"Відносна зміна вологості на 850 гПа",  
"%",  
vmin=-rel_max,  
vmax=rel_max  
)
```

ДОДАТКИ