

поэтому при разработке соответствующих прогнозов развития и изменений биоты и экосистем необходимо учитывать эти особенности.

Ключевые слова: биоклимат, карты, терморегим, континентальность, омбродрегим, криорегим.

Spatial-temporal changes of bioclimate factors in Europe

Didukh Ya.P., Vynokurov D.S.

Based on the data from Worldclim 2.0 and the Climatic Research Unit, calculations of bioclimatic hydrothermal indicators were carried out. It is pointed out that the following factors determine the development and distribution of biota, and are used for the synphytoindication method: thermoregime, cryoregime, continentality, ombroregime. Thermoregime is based on mean annual temperatures and FAR, which are highly correlated. They also are connected with the vegetative period. It was found that the higher the latitudes and the more continental climate, the sharper the changes in average annual temperatures, as well as accordingly the vegetation period is longer. Cryoregime is one of the most significant limiting factors that determine the distribution of species, their ontogenetic cycle, the peculiarities of their phenology etc. We used average January temperatures to calculate it. It has been suggested that the change in cryoclimate led to the expansion of maple. It has an advantage over hornbeam, linden and oak because its phenological features have changed. Continentality and ombroregime affect the distribution of communities at the landscape level. We used the Gorchinsky index to calculate the continentality and the de Martonne index to calculate the ombroregime. Their change for some types of habitats contributes to the expansion of their distribution, and for others – to their reduction. As a result, there is a zonal replacement of some types of habitats by others (forests-steppes-deserts). Instead, for azonal types of habitats (aquatic vegetation, eutrophic swamps, meadows), these factors are not limiting.

Corresponding maps have been created that reflect 30-year time intervals (1901-1929, 1930-1959, 1960-1989 and 1990-2019) and regional changes within Europe. A rather significant change is recorded at the turn of the XX-XXI centuries (1990-2019), which is associated with climate warming. Temporal and regional changes are multidirectional (in nature, gradient and magnitude). Correlations between them and bioclimatic parameters have been established. This serves as a basis for assigning Ukraine to four types of bioclimate (sub-humid suboceanic - forest and forest-steppe zones; subarid subcontinental - steppe zone, mountainous - Carpathians and mountain-sub-Mediterranean - Mountain Crimea). Each of them is characterized by qualitative differences. When developing appropriate forecasts for the development and changes of biota and ecosystems, it is necessary to take into account these features.

Keywords: bioclimate, maps, thermoregime, continentality, ombroregime, cryoregime.

Надійшла до редколегії 26.11.2020

DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2021.1.8>

УДК 551.583

Заболоцька Т.М.¹, Шпиг В.М.¹, Ціла А.Ю.^{1,2}

¹Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України, м. Київ

²Київський національний університет імені Тараса Шевченка

ЦИРКУЛЯЦІЙНІ ПРОЦЕСИ ТА ХМАРНИЙ ПОКРИВ УПРОДОВЖ ПЕРІОДУ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛІННЯ

Виконано дослідження взаємозв'язку між різними індексами циркуляції та кількісними змінами хмарного покриття упродовж періоду глобального потепління. Визначено осереднений за 73 роки (1946-2018) просторовий розподіл річних значень загальної та нижньої хмарності. Показано, що кількість хмар зменшується із заходу на схід та з півночі на південь. Для кліматичної оцінки змін хмарного покриття проаналізовано відхилення річних значень загальної та нижньої хмарності від історичної (1961-1990 рр.) та сучасної (1981-2010 рр.) норм. Показано, що більші зміни характерні нижній хмарності. Лінійні тренди вказують на зменшення річної кількості хмар нижнього ярусу майже на 90 % території, з них значуще на 70 %. Тренди щомісячних змін свідчать про зменшення нижньої хмарності упродовж всього року тільки на півночі, на решті території в окремі місяці фіксували збільшення, частіше у січні та вересні. Зміни кількості загальної хмарності були не виражені, майже порівну спостерігали незначуще як зменшення, так і збільшення. Показано, що на клімат Північної півкулі (і на Україну) впливають індекси циркуляції: NAO – Північно-Атлантичне коливання, AO – Арктична осциляція, EA – Східно-Атлантичне коливання, EA/WR – коливання Східна Атлантика-Західна Росія, SCAND – Скандинавське коливання, GBI – Гренландське коливання, EI-Niño – південне коливання. Надано характеристику кожному з них та взаємозв'язку між ними. Кількісну оцінку змін хмарного покриття упродовж 1961-2018 рр. визначено за змінами повторюваності різного стану неба (ясний, напів'ясний, похмурий) у послідовних десятиріччях та оцінено відносні зміни між ними. Паралельно проаналізовано вплив вище зазначених індексів циркуляцій у цей час. Отримано, що синхронність змін повторюваності різного стану неба за загальною та нижньою хмарністю узгоджується з відповідною мінливістю циркуляційних процесів.

Ключові слова: індекси циркуляції, стан неба за загальною та нижньою хмарністю, основні форми хмар, регіон, повторюваність.

I ISSN:2306-5680 Hydrology, Hydrochemistry and Hydroecology. 2021. № 1 (59)

Вступ. Однією з причин сучасного глобального потепління (з 1976 р. і до теперішнього часу) вважають утворення парникового ефекту над підстильною поверхнею через збільшення концентрації газів внаслідок діяльності людини (викиди промисловості, транспорту тощо). Результати розрахунків за моделями атмосфери, океану та кріосфери проекту CMIPS підтверджують цю гіпотезу [7].

У багатьох дослідженнях висловлюють думку, що підвищення температури може зумовлювати і мінливий довготривалий вплив геофізичних чинників (підвищення сонячної активності, зміни швидкості обертання Землі навколо своєї осі та Сонця, інтенсифікація процесів у земній корі, наприклад, пришвидшений розмив органіки морського дна, що сприяє виділенню вуглекислого газу, та зміна механізмів циркуляційних процесів великого масштабу (більш часта поява квазіперіодичних теплих океанічних течій El-Niño – південне коливання; зміни в інтенсивності та траєкторії руху течій Гольфстрім, Лабрадорської та Ньюфаундленд; посилення зонального переносу через позитивну фазу індексу Північно-Атлантичного коливання тощо) [14, 16]. Варто зазначити, що швидке підвищення температури з початку 70-х років XX ст. супроводжувалося і похолоданням у північних районах Атлантики та Тихого океану, а також менш помітним потеплінням над океанами порівняно з континентами.

У [24] аналізували дані 485 кліматичних станцій за 1950-2005 рр. та додатково ще дані 6 станцій за 1906-2005 рр. у Північній Америці. Загальний висновок: а) кліматичні зміни відбувалися по різному в 6-ти вибраних регіонах за останнє півстоліття, б) регіони мають спільні риси змін, але немає жодного показника, який би був єдиним для всієї території. Подібні висновки щодо кліматичних змін у США отримали і в [28], коли аналізували мінливість температури в кожному із штатів з січня 1895 до грудня 2017 р. Аномалії температур збільшилися тільки у 38 із 48 штатів і були різними за останні 100 років.

У дослідженнях, проведених в Іспанії [29], визначали місячні тренди максимальної та мінімальної температури, використовуючи сітку $0,1^\circ \times 0,1^\circ$. Отримали, що середні значення цих температур зросли упродовж 1951-2010 рр. Максимум зріс пізньої зими/ранньої весни та літом, мінімум – літом, весною та восени. Проте **просторові зміни неоднозначні** і свідчать, що на процес потепління в Іспанії впливали як урбанізація, так і циркуляція.

Розробка сценаріїв майбутніх змін клімату складнішає через неможливість спрогнозувати подальший розвиток енергетики, промисловості, урахувати зміни сонячної активності на верхній межі атмосфери, виверження вулканів тощо. Щоб значуще встановити причини глобального потепління, необхідно досліджувати мінливість різних факторів як астрономічних, геофізичних, так і гідрометеорологічних. Особливо актуальні комплексні дослідження з урахуванням взаємодії різних процесів.

Мета та методика дослідження. *Метою даної роботи* є проаналізувати чи існує узгодженість між кількісними змінами хмарного покриття та мінливістю циркуляційних процесів у період глобального потепління. Хмари є одним із важливих елементів погоди. Впливаючи на обмін вологи у природі, радіаційний та тепловий режим Землі, хмарність відіграє роль кліматичного чинника, а її режим визначається взаємодією циркуляції атмосфери, радіаційного стану та підстильної поверхні. Головним фактором є циркуляція атмосфери, особливо в холодну пору року, в якій найбільше проявляється вплив потепління. **Методика дослідження** – це аналіз відносних змін повторюваності різного стану неба (ясний, напів'ясний, похмурий) за загальною та нижньою хмарністю між послідовними десятиріччями (1961-1970, 1971-1980, 1981-1990, 1991-2000, 2001-2010, 2011-2018 рр.) над територією України за даними спостережень на 30 метеорологічних станціях та характеристика змін впливу індексів циркуляції, що мають найбільший прояв у Північній півкулі упродовж 1961-2018 рр.

Результати дослідження. Україна має різні кліматичні умови: північний захід – район збільшеної вологості; посушливість характерна Причорномор'ю та півночі Криму; особливі кліматичні умови на південному березі Криму, в Карпатах та Кримських горах. Циркуляційні процеси на заході та сході різняться, тому що відбувається вплив як Середземного моря, Азорського антициклону, так і нерідко бувають вторгнення з півночі та сходу.

Просторовий розподіл річних значень загальної та нижньої хмарності в регіонах України, визначений за період 1946-2018 рр., приведений у табл. 1.

Більша кількість загальної та нижньої хмарності характерна західним регіонам, далі у східному напрямі, а також з півночі на південь кількість хмар поступово зменшується.

Для кліматичної оцінки метеорологічних показників використовують статистичні середні значення за вибраний період часу (норма). За рекомендацією ВМО такими нормами визначено два 30-річні періоди: історичний (1961-1990 рр.) та сучасний (1981-2010 рр.). Порівняння вказаних норм для річних значень загальної та нижньої хмарності за даними 30 станцій, практично рівномірно розміщених на території України, є такими: для **загальної хмарності** 10 станцій (33,3%) – однакові значення історичної та сучасної норми, 10 станцій (33,3%) – сучасна норма перевищує історичну в середньому на 0,17 бала; 10 станцій (33,4 %) – сучасна норма менше історичної на 0,19 бала; для **нижньої хмарності** 5 станцій (16,7 %) – однакові значення історичної та сучасної норми, 8 станцій (26,6 %) – сучасна норма перевищує історичну в середньому на 0,24 бала; 17 станцій (56,7 %) – сучасна норма менше історичної на 0,43 бала.

Таблиця 1. Розподіл річних значень загальної та нижньої хмарності (%) за період 1946-2018 рр. по різних регіонах України

Регіон	Загальна	Нижня
Північний захід	65-70	42-45
Захід	66-69	41-52
Північ	64-66	42-45
Схід	62-65	41-46
Центр	60-67	38-47
Південний захід	61-65	39-44
Південь	56-63	33-39
Південний схід	56-60	39-40

Зміни між історичною та сучасною нормою для загальної хмарності спостерігають на 2/3 станцій (20 станцій), на 1/3 (10 станцій) вони залишилися без змін. Збільшення чи зменшення значення норми майже однакові, відповідно 0,17 та 0,19 бала (1,7 та 1,9%).

Зміни між історичною та сучасною нормою для нижньої хмарності більш суттєві: незмінні значення фіксують на 5 станціях (вдвічі менше порівняно із загальною хмарністю). Кількість станцій, на яких сучасна норма була менше за історичну, вдвічі більша (відповідно 17 проти 8 станцій). Зменшення спостерігали на півночі, в центрі, південному заході в середньому на 4,3 %; збільшення – на північному заході та південному сході в середньому на 2,4 %.

Відображення обома нормами загального ряду показників хмарності (1946-2018 рр., 73 роки) було таким: для загальної хмарності історична та сучасна норма практично однаково відображають весь ряд спостережень. Відносно усього ряду в межах історичної норми 10 станцій фіксували зменшення в середньому на 1,1 %, 10 станцій – збільшення в середньому на 1,4 % і на 10 станціях зміни були відсутні. Щодо сучасної норми 10 станцій фіксували зменшення в середньому на 1,1 %, 9 станцій – збільшення в середньому на 1,3 % і 11 станцій – без змін.

Для нижньої хмарності в межах історичної норми 12 станцій фіксували зменшення в середньому на 2,3 %, 12 станцій – збільшення в середньому на 1,5 % і на 6 станціях зміни були відсутні. В межах сучасної норми вдвічі більше станцій відносно історичної норми (24 станції) фіксували зменшення в середньому на 2,9 %, збільшення на 3-х станціях в середньому на 1,7 % і на 3-х станціях – без змін. Таким чином, для нижньої хмарності історична норма є більш показовою для усього ряду спостережень.

Побудовані лінійні тренди відхилень показників річних значень нижньої хмарності від історичної та сучасної норм за період 1946-2018 рр. мають дещо різні значення вільних членів, проте однакові значення коефіцієнтів детермінації (табл. 2).

Наведені дані свідчать, що для кліматичної оцінки метеорологічних показників достатньо середньої величини, визначеної за 30 років у будь-який період часу. Дані таблиці показують, що майже на всій території України у другій половині XX та на початку XXI ст. (1946-2018 рр.) середня за рік кількість хмар нижнього ярусу зменшувалася: 20 станцій мають високий рівень достовірності ($R^2 > 0,15$), на 6 станціях теж зафіксовано зменшення,

проте незначуще, і тільки на 4 станціях має місце **незначуще** збільшення кількості хмар. Це – Ковель (північний захід), Херсон (південь), Маріуполь (південний схід) та Полтава (центр).

Зміни річних значень загальної хмарності не були виражені: майже порівну фіксували збільшення (47 %) та зменшення (53 %) загальної хмарності, причому ці зміни були **незначущими** у 80 % випадків. Відмінність між зміною загальної та нижньої хмарності свідчить про зростання повторюваності напів'ясного неба за рахунок хмар середнього та верхнього ярусів.

Таблиця 2. Рівняння та коефіцієнти детермінації R^2 відхилень річних показників нижньої хмарності від історичної (1961-1990 рр.) та сучасної (1981-2010 рр.) норм

Станція	1961-1990 рр.		1981-2010 рр.	
	рівняння	R^2	рівняння	R^2
Чернігів	$y = -0,0199x + 0,6785$	0,5377	$y = -0,0199x + 1,1565$	0,5377
Ковель	$y = 0,0079x + 0,2674$	0,0787	$y = 0,0079x - 0,3709$	0,0787
Луцьк	$y = -0,0054x + 0,5248$	0,0454	$y = -0,0054x + 0,5106$	0,0454
Рівне	$y = -0,0051x + 0,7464$	0,0259	$y = -0,0051x + 0,3322$	0,0259
Суми	$y = -0,0277x + 0,8789$	0,6624	$y = -0,0277x + 1,5403$	0,6624
Житомир	$y = -0,0232x + 0,7819$	0,6515	$y = -0,0232x + 1,2505$	0,6515
Київ	$y = -0,0141x + 0,4271$	0,3965	$y = -0,0141x + 0,7991$	0,3965
Львів	$y = -0,0071x + 0,4812$	0,113	$y = -0,0071x + 0,4009$	0,113
Хмельницький	$y = -0,0151x + 0,4943$	0,3971	$y = -0,0151x + 0,7974$	0,3972
Полтава	$y = 0,0025x - 0,0775$	0,0177	$y = 0,0025x - 0,0643$	0,0177
Харків	$y = -0,0005x + 0,1761$	0,0006	$y = -0,0005x - 0,0975$	0,0006
Тернопіль	$y = -0,0122x + 0,6776$	0,2356	$y = -0,0122x + 0,6712$	0,2356
Черкаси	$y = -0,0163x + 0,4672$	0,2718	$y = -0,0163x + 0,8308$	0,2718
Вінниця	$y = -0,0138x + 0,5147$	0,3744	$y = -0,0138x + 0,7897$	0,3744
Ів.-Франківськ	$y = -0,0021x + 0,229$	0,0102	$y = -0,0021x + 0,2081$	0,0102
Кропивницький	$y = -0,0087x + 0,3198$	0,2318	$y = -0,0087x + 0,4334$	0,2318
Дніпро	$y = -0,0078x + 0,4195$	0,1679	$y = -0,0078x + 0,4051$	0,1679
Кривий Ріг	$y = -0,0209x + 0,6348$	0,5796	$y = -0,0209x + 1,1276$	0,5796
Маріуполь	$y = 0,0065x - 0,2551$	0,0756	$y = 0,0065x - 0,5068$	0,0756
Ужгород	$y = -0,0105x + 0,2139$	0,2216	$y = -0,0105x + 0,6985$	0,2216
Чернівці	$y = -0,0251x + 1,0779$	0,4659	$y = -0,0251x + 1,5565$	0,4659
Одеса	$y = -0,0103x + 0,2964$	0,2289	$y = -0,0103x + 0,72$	0,2289
Запоріжжя	$y = -0,0167x + 0,4206$	0,3903	$y = -0,0167x + 0,9695$	0,3903
Миколаїв	$y = -0,018x + 0,5485$	0,5351	$y = -0,018x + 1,0323$	0,5351
Херсон	$y = 0,0054x - 0,1208$	0,067	$y = 0,0054x - 0,1941$	0,067
Любашівка	$y = -0,0147x + 0,3631$	0,3315	$y = -0,0147x + 0,9498$	0,3315
Семенівка	$y = -0,0127x + 0,5598$	0,2576	$y = -0,0127x + 0,5903$	0,2576
Луганськ	$y = -0,0208x + 0,3705$	0,4226	$y = -0,0208x + 1,1339$	0,4226
Донецьк	$y = -0,0151x + 0,6591$	0,3585	$y = -0,0151x + 0,7908$	0,3585
Сімферополь	$y = -0,0032x + 0,0778$	0,0455	$y = -0,0032x + 0,1606$	0,0455

Мінливість хмарності упродовж року (середні значення за місяць) також було визначено за лінійними трендами відхилень кожного із значень основного (загального) ряду від історичної норми, встановленої ВМО (нижня хмарність, табл. 3). Збільшення кількості хмар нижнього ярусу спостерігали у двох регіонах: північний захід (крім листопада) та південний схід (крім лютого, березня та грудня). Це збільшення було незначущим, крім червня на південному сході ($R^2=0,2062$). В інших регіонах переважало зменшення хмар: на півночі фіксували зменшення кожного місяця, значуще – у березні ($R^2=0,1841$), серпні

($R^2=0,2088$) та в цілому за рік ($R^2=0,3965$). На заході та в Закарпатті теж кожного місяця фіксували зменшення, крім січня: на заході зменшення – незначуще, а в Закарпатті значуще – у липні ($R^2=0,1941$), листопаді ($R^2=0,2253$) та в цілому за рік ($R^2=0,2216$). На сході, в центрі та на півдні теж переважали місяці зі зменшенням кількості хмар: на сході – незначуще, в центрі та на півдні – значуще у березні (відповідно $R^2=0,1691$ і $0,2259$) та за рік (відповідно $R^2=0,2318$ і $0,2289$).

Таблиця 3. Загальна характеристика щомісячних змін кількості нижньої хмарності упродовж 1946-2018 рр. та коефіцієнт детермінації R^2

Регіон	Загальна характеристика щомісячних змін	Коефіцієнт рівняння регресії / R^2 за рік	R^2 значущих щомісячних змін
Північний захід	Всі місяці збільшення, крім XI	0,079 / 0,0787	—
Захід	Всі місяці зменшення, крім I	-0,0071 / 0,113	—
Північ	Всі місяці зменшення	-0,0141 / 0,3965	III 0,1841, VIII 0,2088
Схід	Всі місяці зменшення, крім V, VI, IX	-0,0005 / 0,0006	—
Центр	Всі місяці зменшення, крім I, IX	-0,0087 / 0,2318	III 0,1691
Закарпаття	Всі місяці зменшення, крім I	-0,0105 / 0,2216	VII 0,1941, XI 0,2253
Південь	Всі місяці зменшення, крім VI, VII, IX	-0,0103 / 0,2289	III 0,2259
Південний схід	Всі місяці збільшення, крім II, III, XII	0,0065 / 0,0756	VI 0,2062

Загалом, для більшої частини території України (6 регіонів із 8) упродовж року кількість нижньої хмарності зменшувалася, але значуще за рік – у Закарпатті, на півночі, в центрі та на півдні.

Характеристика циркуляційних процесів та їх мінливість упродовж періоду глобального потепління у Північній півкулі. За класифікацією Вангенгейма [2] у всій товщі тропосфери та нижній стратосфері виділяють три форми циркуляції: **W** – західно-східний перенос, **C** – гребінь над західною Європою та західним Сибіром й улоговина над східною Європою і **E** – улоговина над західною Європою та західним Сибіром і гребінь над східною Європою. Це узагальнююча крупномасштабна характеристика, яка свідчить про існування зональної та меридіональної циркуляції або їх комбінацій. У [17] визначили, що упродовж XX ст. форми W та C зменшували свою повторюваність, а E – збільшувалася, тобто циркуляційні процеси були мінливими та складними.

Для кількісної оцінки змін циркуляції атмосфери використовують індекси циркуляції, розраховані за даними приземного тиску [10] або геопотенціалу на поверхнях 1000, 700 чи 500 гПа для середніх місячних значень та середніх добових [11, 23]. Загалом, Атлантико-Європейський регіон (на північ від 30° пн.ш. та від Гренландії до р. Єнісей) характеризують такі індекси циркуляції: NAO – Північно-Атлантичне коливання, AO – Арктична осциляція, EA – Східно-Атлантичне коливання, EA/WR – коливання Східна Атлантика-Західна Росія, SCAND – Скандинавське коливання, GBI – Гренландське коливання, El-Niño – південне коливання [12, 15, 35].

Вважається, що найбільше на клімат Атлантико-Європейського регіону впливає NAO, тому що існує зв'язок між NAO та траєкторією переміщення циклонів по широті в центральній частині Північної Атлантики [1, 10]. У роботі [36] вказують, що у другій половині XX ст. мінливість NAO проявлялася в значеннях приповерхневих температур широким фронтом через всю Північну Атлантику, східну частину Північної Америки, Арктику, Євразію та Середземне море. Коефіцієнт кореляції між індексами NAO (грудень–березень) та глобальною температурою над західною та центральною Європою (в межах 70-40° N) досягав 1,0; над східною Європою та Азією (в межах 60-45° N) – від 0,8 до 1,0.

Важлива роль також відводиться AO, EA/WR, SCAND, El-Niño та особливо EA. Так, в [27] вказують, що NAO відображає широтні зміни траєкторії циклонів, а EA – зміни їх кількості та інтенсивності.

Про перевагу зональних потоків у другій половині XX та на початку XXI ст. свідчать і дані про повторюваність квазістаціонарних блокуючих антициклонів. У [19] наведено, що у секторі від 50°з.д. до 90°сх.д. упродовж 1952-2010 рр. фіксували помітний негативний тренд кількості квазістаціонарних антициклонів, яких більше було взимку та ранньої весни. Літом вони утворювалися біля Великої Британії, у центральній Європі та на Уралі. Райони більш високої активності антициклонів влітку співпадали з тими районами Північної півкулі, де спостерігали найбільш високу температуру та найменший її градієнт по широті. У всіх випадках до утворення блокуючого антициклону спостерігали формування гребнів.

У роботі [15] аналізували вплив різних індексів циркуляції упродовж 1951-2005 рр. та порівнювали два періоди: 1951-1970 й 1971-2005 рр. над центральною та східною Європою у холодний період року (від грудня до березня). У досліджуваний період найбільший вклад вносили NAO та SCAND. До 1970 р. перевищував вклад SCAND, а вплив NAO був незначущим, після 1970 р. – навпаки, але вплив цих індексів на мінливість температури **не був лінійним**.

Найбільш високі значення NAO були у 1989-1995 рр., що було причиною незвично теплих зим [13]. Це відбувалося внаслідок упорядкованого руху циклонів по північному заході та півночі Європи (уздовж узбережжя Арктики), що перешкоджало доступу холодного арктичного повітря у низькі широти, а також не було “підпитки” Сибірському антициклону. Коли індекс зменшується, зональний потік слабшає над Північною Атлантикою і циклони проходять по більш південним траєкторіям (південні і південно-західні циклони). Величина індексу характеризує інтенсивність зонального потоку. Багато дослідників позитивним трендом NAO пояснюють майже половину потепління з середини 70-х років над Європою, Сибіром, Азією на північ від 40° пн.ш. [9].

Загалом, у досліджуваний період зв'язки між різними індексами циркуляції були складними та мінливими. Так, на початку 1980-х років в Атлантиці відбувся різкий перехід температури поверхні океану (ТПО) до нового квазидесятирічного режиму, який діяв до середини 1990-х років. У цей час на початку 1982 р. відбулося різке похолодання температури поверхні Лабрадорської течії, яке поступово затухало упродовж декількох років у зимово-весняний період [3].

У [12] аналізували індекси NAO та EA для січня (в цей час взаємодія океану та атмосфери найбільш активна) упродовж 1950-2007 рр. й порівнювали два 12-річні періоди 1984-1995 і 1996-2007 рр. Упродовж другого 12-річного періоду (1996-2007 рр.) фіксували найбільш тривалі відмінності між індексами за весь досліджуваний період (58 років), а саме: індекс EA значно перевищував індекс NAO. Це призвело до “зрушення” на північ циклонів, що переміщувалися з Північної Атлантики на Європу та відповідно до підвищення температури над Скандинавією та північними районами ЄТР порівняно з періодом 1984-1995 рр. На індекс EA впливає південне коливання El-Niño, воно збуджує його позитивну фазу, також воно має найбільшу кореляцію з температурою повітря на півдні України. Винос тепла восени з океану в атмосферу на захід Північної Атлантики сприяє теплим зимам у Європі.

Арктичне коливання АО – це кореляція річних та більш тривалих змін тиску на рівні моря позатропічних широт Північної півкулі з геопотенціалом Арктики у січні-березні. АО зумовлена впливом вертикального розподілу планетарних хвиль на атмосферну циркуляцію у цей період. Після 1960-х років XX ст. АО мала позитивну фазу як і NAO, тобто був спільний вплив на посилення зональної циркуляції. Але з кінця 90-х років зменшується індекс АО, відбувається перехід від позитивної до негативної фази, а SCAND – навпаки (від негативної до позитивної). Ці зміни послаблювали зональний перенос [20].

У роботі [8] висловлена думка, що з кінця XX ст. – початку XXI ст. відмічається уповільнення глобального потепління. Хоча в період з 1980-х до початку 2000-х років були теплі зими за рахунок позитивної фази NAO, проте на фоні глобального потепління внаслідок довготривалих блокінгів відбувалися й різкі похолодання (зимовий період 2003, 2006, 2010 та 2011 років). У різних частинах Євразії відмічали аномально холодні зими, які були зумовлені характерною структурою атмосферної циркуляції, а саме, антициклональні аномалії над Баренцевим морем або південніше його, що призводило до блокування зонального переносу. За подальшим продовженням потепління кількість блокінгів буде збільшуватися [8]. В роботі [39] завдяки аналізу спектральної та лінійної регресії визначено,

що NAO відповідає за майже 30% мінливості епізодів з блокінгами в зимовий час у Північній Атлантиці.

Кінець XX ст. характеризується тим, що в цей час (1989-1995 рр.) індекс NAO досяг свого максимального значення [22], далі почав зменшуватися та бути дуже мінливим зимою. Так, у [30] виявлено суттєве зменшення літнього NAO з 1990-х років і в той же час різке зростання мінливості зимою, особливо в грудні, що має місце в трьох з п'яти (двох з п'яти) рекордно високого (рекордно низького) грудневого NAO впродовж 2004-2013 років у 115-річному вимірі рекордів. Ці зміни NAO пов'язані зі збільшенням тренду Гренландського блокуючого індексу (GBI), а саме: високий тиск над Гренландією літом та більш мінливий у грудні. Перехідні періоди (весна та осінь) залишаються відносно незмінними останні 30 років. Ці результати підтверджуються використанням різних (декількох) індексів NAO.

У роботі [31] аналізують період з січня 1851 до грудня 2015р. включно. Для всього періоду має місце значуще зменшення індексу GBI восени (жовтень і листопад) і незначущі місячні, сезонні та річні зростання індексу. З 1981 р. GBI значуще збільшується у всі сезони і за рік, з найбільшим зростанням влітку (у липні та серпні). Так, скупчення високих значень GBI було влітку, коли 7 з 11 максимальних значень за останні 165 років мали місце упродовж 2007- 2015 рр. 2010 р. став роком найвищого GBI за рік, весною, зимою і в грудні, а 2011 р. – рекордом низького GBI навесні (особливо у квітні).

З 2001р. грудень характеризується екстремально високими і низькими значеннями GBI, корелюючи з індексом NAO. Кореляції GBI та NAO найсильніші з грудня до березня, найслабкіші в липні. Більша мінливість GBI у грудневій місяці не протирічить більш позитивному середньому GBI і пов'язана, починаючи з 2000 р., з посиленням Північно-полярної струминної течії та з більш мінливими грудневими NAO та АО в останні 10-20 років. Загалом, формальне статистичне порівняння між коливаннями GBI та NAO вказує, що зміни GBI тісно пов'язані з розширенням Північно-Атлантичного блокування та циркуляційними змінами, включаючи EA і SCAND.

У [32] аналізували **добові гомогенізовані** значення GBI з 1851 до 2015р. Визначили, що позитивний GBI був у 1870-1900 та з кінця 1990 до теперішнього часу. Також аналізували чи є зв'язок між змінами GBI та змінами струминних течій. Дуже високі значення GBI були в середині жовтня у чотирьох із п'яти років упродовж 2002-2006. Це пояснювали льодяним покривом у цей час на заході Гренландії, а також впливом активності хвиль Россбі над тропічними районами Тихого океану. Однак автори вважають, що результати все-таки свідчать, що аномалії високих значень GBI локалізуються там, де є аномалії товщини морського льодяного покриву.

У роботі [33] вказано, що упродовж зим 1928-1948 та 1975-1995 при позитивній фазі АО аномалії тиску на рівні моря Азорського антициклону були стійкими й призводили до високого рівня аномалій конвергенції, які могли бути спричинені суттєвими аномаліями хвиль Россбі над Середземним морем та північно-східною Атлантикою. Протягом останніх десятиліть (з 1995 до 2015 рр.) має місце послаблений зв'язок АО і приземної температури.

Більшість досліджень циркуляційних процесів у Північній півкулі вказують на квазіперіодичне домінування зонального переносу (індекси NAO та АО) з середини 70-х років XX ст. З початку 80-х років і до середини 90-х вони набували максимального значення, а потім почали зменшуватися та характеризуватися надзвичайною мінливістю. У роботі [37] досліджували NAO у період 2006-2016 рр. й отримали:

1. Індекс NAO був позитивним та зростав упродовж 80-х – кінця 90-х років XX ст. й зменшувався далі, особливо після 2005 р.
2. Збільшувалася швидкість Північно-Атлантичної струминної течії взимку, що пов'язано зі збільшенням тиску на рівні моря в середніх широтах Атлантики та зменшенням на північному сході.
3. Тренди озону та метану засвідчили збільшення упродовж 2006-2016 рр.
4. Збільшення поглинання радіації у середніх широтах західної Атлантики, що співпадає із збільшенням надлишку хмар верхнього ярусу та зменшенням хмар нижнього.
5. Зниження приземної температури у субполярному поясі разом із збільшенням у західному субтропічному поясі та послаблення над Атлантикою загальної циркуляції.
6. Зменшення в Атлантичному секторі арктичного морського льоду та зростання інтенсивності танення Гренландського льодяного щита.

У дослідженнях, проведених у Китаї, також вважають, що зростання екстремальних температур у XXI ст. зумовлено послабленням індексу NAO та негативною фазою АО [34].

У XXI ст. (особливо після 2005 р.) на циркуляційні процеси Північної півкулі, можливо, суттєво впливає зміна розташування південного коливання El-Niño: центральна екваторіальна частина Тихого океану (коливання Модокі) замість західної (канонічне коливання) [18]. У роботі [42] на основі реаналізу метеоданих отримано, що перед розвитком теплих (холодних) явищ El-Niño Модокі (у жовтні–грудні) буває суттєве потепління (похолодання) стратосфери південної півкулі, яке не спостерігали при канонічних коливаннях. Загалом, ці обидва коливання мають глобальний вплив на погодні умови всієї планети. Так, у роботі [41] вказано, що найбільш теплим через вплив El-Niño у XX ст. був 1998 р., у XXI ст. – дуже теплі 2014, 2015 і 2016 роки. **Вклад цих років у тренд річних глобальних температур за довгий тривалий період становить: 1998 – 0,41 °C, 2014 – 0,64 °C, 2015 – 0,70 °C, 2016 – 0,77 °C.**

Всі зазначені вище циркуляційні процеси квазіперіодично та з різною інтенсивністю впливали на температурний режим у Північній півкулі у другій половині XX та на початку XXI ст. До початку глобального потепління переважала меридіональна циркуляція і найбільший вплив мав SCAND. З 1975-76 рр. майже 20 років спостерігали інтенсивний вплив NAO, тобто переважала зональна циркуляція з максимальними значеннями індексу у 1989-1995 рр. У цей час посилювала зональну циркуляцію і позитивна фаза АО. З кінця XX ст. та на початку XXI ст. посилюється вплив меридіональної циркуляції.

Про зв'язок хмарного покриву з циркуляційними умовами свідчать дані, які наведені у [25]. Автори аналізували спостереження за хмарним покривом на 89 станціях в арктичному Євразійському поясі упродовж 1936-2012 рр. й отримали, що найменший хмарний покрив був упродовж холодного періоду 1960-1980 рр. при великій концентрації льоду, а хмарний покрив нижнього ярусу був мінімальним у 1980-1990 рр. всюди і в усі сезони, тобто зональний перенос перешкоджав зміщенню циклонів у арктичні райони. Тільки з кінця XX ст. та особливо у XXI ст. кількість хмар почала збільшуватися й навіть утворюватися конвективні хмари.

Кількісні зміни хмарного покриву у період глобального потепління. Досліджень змін хмарного покриву під час глобального потепління виконано небагато. Особливості кліматичних змін загальної хмарності над всіма континентами та островами визначали вчені США [40]. Під час міжнародного проекту ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) [38] вивчали мінливість глобальної осередненої хмарності. В Росії досліджували зміни загальної та нижньої хмарності окремо над європейською та азійською частинами [21]. В [4, 6] наведено узагальнюючі результати досліджень по оцінці змін хмарного покриву над територією України.

В усіх цих роботах використано різні як роки спостережень, так і показники хмарного покриву, тому тенденції змін, тим більше, над різними континентами важко зіставити. Єдиним результатом, що можна виділити, є більша мінливість нижньої хмарності порівняно із загальною.

Серед результатів досліджень кількісних змін хмарного покриву над територією України, варто виділити роботу [4], де показано мінливість різного стану неба, як найбільш інформативного показника хмарного покриву, між послідовними десятиріччями упродовж 1961-2010 рр., а також роботу [6] з оцінкою довгострокових змін за 1961-2017 рр.

У табл. 4 показано повторюваність різного стану неба у послідовні десятиріччя упродовж 1961-2018 рр. Повторюваність ясного стану за загальною хмарністю весь час зменшувалася, проте виділяється третє десятиріччя, в якому повторюваність залишилася незмінною (така, як в другому десятиріччі). Повторюваність ясного стану неба за нижньою хмарністю зростала упродовж перших трьох десятиріч, а далі зменшувалася. Особливістю цього розподілу є те, що в третьому десятиріччі (1981-1990 рр.) ясний стан спостерігали найчастіше (його відносна повторюваність щодо другого десятиріччя зросла більше ніж на 5 %). Надалі відносна повторюваність ясного стану неба зменшувалася (кожне десятиріччя більш ніж на 3 %) і в кінці досліджуваного періоду (з 2001 до 2018 р.) не змінювалася і повернулася практично до свого початкового значення (відповідно 48,5 % та 48,8 %). Відносні зміни повторюваності напів'ясного стану неба вказують, що найбільш сприятливі

умови для цього стану неба (3 – 7 балів) були до 2000 р. як для загальної, так і нижньої хмарності. У 2001-2018 рр. відносно збільшення повторюваності суттєво призупинилося.

Таблиця 4. Повторюваність (%) різного стану неба за загальною та нижньою хмарністю упродовж 1961-2018 рр. та відносні зміни повторюваності між послідовними десятиріччями*

Роки	Стан неба					
	ясний		напів ясний		похмурий	
	загальна хмарність					
1961-1970	27,6		15,9		56,5	
1971-1980	26,1 (-5,4)		16,5 (3,8)		57,4 (1,6)	
1981-1990	26,1 (0,0)		20,2 (22,4)		53,7 (-6,4)	
1991-2000	24,4 (-6,5)		22,6 (11,9)		53,0 (-1,3)	
2001-2010	23,1 (-5,3)		23,4 (3,5)		53,5 (0,9)	
2011 - 2018	23,3 (0(9)		25,1 (7,3)		51,6 (-3,6)	
нижня хмарність						
1961-1970	48,8		14,7		36,5	
1971-1980	49,2 (0,8)		16,2 (10,2)		34,6 (-5,2)	
1981-1990	51,7 (5,1)		18,3 (13,0)		30,0 (-13,3)	
1991-2000	50,1 (-3,1)		20,6 (12,6)		29,3 (-2,3)	
2001-2010	48,5 (-3,2)		21,7 (5,3)		29,8 (1,7)	
2011 - 2018	48,5 (0,0)		21,9 (0,9)		29,6 (-0,7)	

*Примітка: значення відносних змін повторюваності між послідовними десятиріччями приведено у дужках

Перше десятиріччя 1961-1970 рр. (як початок аналізу) є межею між впливом SCAND, який домінував у цей період, але переходив у від'ємну фазу та NAO, який був позитивним і посилював свій вплив у наступному другому десятиріччі (1971-1980 рр.). Різниця між циркуляційними процесами у цих десятиріччях сприяла зменшенню відносної повторюваності ясного неба (на 5,4 %) й незначному зростанню похмурого (на 1,6 %) за загальною хмарністю й навпаки незначному зростанню ясного неба (на 0,8 %) та зменшенню похмурого (на 5,2 %) за нижньою хмарністю, при цьому відносна повторюваність напів'ясного неба за нижньою хмарністю майже втричі зросла порівняно із загальною (відповідно на 10,2 % та 3,8 %), рис. 1. Варто зазначити, що у цей період (1971-1980 рр.) 90 % метеостанцій фіксували зростання тиску на рівні моря [5], тому що циклонічна діяльність внаслідок впливу NAO змістилася у високі широти.

У третьому десятиріччі 1981-1990 рр. зростає відносна повторюваність ясного неба за нижньою хмарністю на 5,1 % та не змінюється за загальною (0 %) і найбільше за весь досліджуваний період зменшується відносна повторюваність похмурого неба: за загальною хмарністю на 6,4 %, за нижньою – на 13,3 %, при цьому найбільше зросла й відносна повторюваність напів'ясного неба (на 22,4 % за загальною та на 13 % – за нижньою). Варто зауважити, що саме на початку 80-х років XX ст. в Атлантиці відбувся різкий перехід ТПО до нового квазідесятирічного режиму, який був пов'язаний із зниженням температури поверхні Лабрадорської течії [3].

Далі у четвертому десятиріччі (1991-2000 рр.) суттєво зменшилася повторюваність ясного неба як за загальною (на 6,5 %), так і за нижньою хмарністю (на 3,1 %). Також зменшилася повторюваність і похмурого неба, але менш значимо (відповідно на 1,3 % та 2,3 %), тобто збільшилася кількість хмар середнього та верхнього ярусу. Це десятиріччя характеризується найбільш складною взаємодією різних циркуляційних процесів: NAO продовжує свій вплив і упродовж 1989-1995 рр. має екстремально високі значення та надзвичайну мінливість, далі його вплив зменшується, відповідно у ці строки АО змінює позитивну фазу на від'ємну, а SCAND – навпаки (тобто зональний перенос послаблюється), цьому сприяє і позитивна фаза GBI з 1990 р., а також більший вплив EA та El-Niño.

З 2001 по 2010 р. продовжується зменшення повторюваності ясного неба за загальною та нижньою хмарністю (відповідно на 5,3 та 3,2 %), але зростає повторюваність похмурого стану (відповідно на 0,9 та 1,7 %), тобто кількість хмар всіх ярусів збільшується.

У цей час продовжується взаємодія указаних вище індексів циркуляції, їх значна мінливість (яку пов'язують з негативним трендом полярної струминної течії), при цьому посилюється вплив GBI, EA та SCAND.

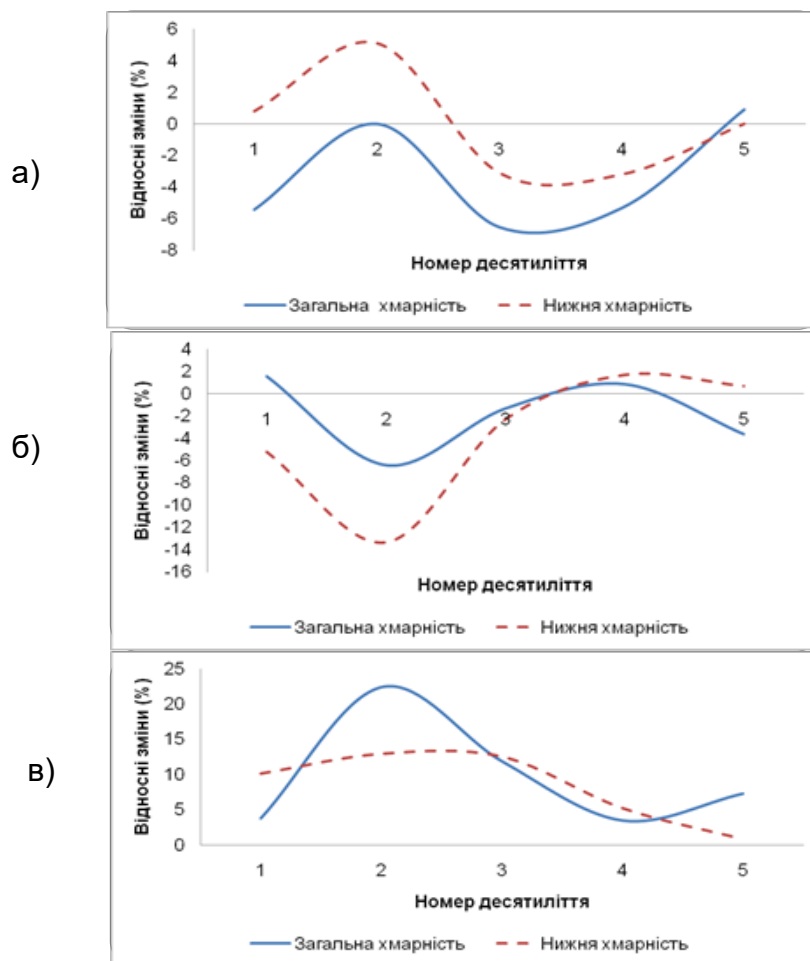


Рис.1. Відносні зміни (%) між послідовними десятиріччями повторюваності різного стану неба: а) ясного стану неба за загальною та нижньою хмарністю; б) похмурого стану неба за загальною та нижньою хмарністю; в) напів'ясного стану неба за загальною та нижньою хмарністю

Упродовж 2011-2018 рр. збільшується повторюваність ясного неба за загальною хмарністю (на 0,9 %), а за нижньою не змінюється. Похмурий стан неба зменшується: за загальною хмарністю – на 3,6 %, за нижньою – на 0,7 %. Для цього періоду характерним є вплив позитивної фази індексів GBI, SCAND, EA та особливо El-Niño.

Загалом, останнє десятиріччя називають періодом інтенсифікації глобального потепління. Щоб оцінити яким був хмарний покрив у цей період, проводили порівняння повторюваності різного стану неба за 2011-2018 рр. з відповідними даними сучасної норми (1981-2010 рр.) для кожного регіону та упродовж року.

Основні результати такі:

➤ Повторюваність ясного неба як за загальною, так і за нижньою хмарністю змінюється неоднозначно. Для цієї категорії стану неба характерно як повна відсутність хмар (0 балів), так і хмарність кількістю у 2 бали. Якщо врахувати, що для всієї території України (крім півдня) повторюваність 0 балів суттєво зменшилася (3-4 %), то в тих регіонах, де фіксують зменшення повторюваності 0-2 бали, вочевидь, частіше відмічали хмарність, хоча і незначну. Повторюваність похмурого неба як за загальною, так і за нижньою хмарністю (крім заходу) зменшувалася. У той же час повторюваність напів'ясного неба всюди збільшувалася, особливо за загальною хмарністю. Серед регіонів виділяється

захід, де суттєво зменшувалася повторюваність ясного неба за загальною та нижньою хмарністю й збільшувалася повторюваність похмурого неба за нижньою хмарністю.

- Зміни повторюваності основних форм хмар вказують, що зростання повторюваності практично вдвічі переважало її зменшення. Це відбувалося у всіх регіонах. Найбільше – на півночі, в центрі та сході. Тільки на півдні повторюваність основних форм хмар практично рівноцінно зростала й зменшувалася. Наведені дані узгоджуються з результатами роботи [6], де показано, що до 1990 р. переважало зменшення повторюваності хмар основних форм, упродовж 1991-2010 рр. зростання чи зменшення повторюваності форм хмар були рівнозначні, а з 2011 р. вже фіксували перевагу зростання. Можна припустити, що домінуючими процесами були **неінтенсивні** фронтальна діяльність та динамічна конвекція, які зумовлювали утворення різних форм хмар, але невеликої їх кількості [22].
- Наведені дані свідчать, що синхронність змін повторюваності різного стану неба за загальною та нижньою хмарністю узгоджується з відповідною мінливістю різних циркуляційних процесів.

Висновки. Вперше для території України виконано порівняння **історичної (1961-1990 рр.)** та **сучасної (1981-2010 рр.) норм** за річними значеннями загальної та нижньої хмарності упродовж 1946-2018 рр., також для останніх визначено просторовий розподіл за цей же період. Надано характеристику циркуляційних процесів та їх мінливості у період глобального потепління у Північній півкулі. Виконано статистичну оцінку змін кількості нижньої хмарності за досліджуваний період (1946-2018 рр.) та регіональних змін упродовж року. Визначено кількісні зміни хмарного покриття впродовж шести десятиліть періоду глобального потепління. Отримано узгодженість між кількісними змінами хмарного покриття та впливом на них дії різних індексів циркуляції.

Список літератури

1. Бардин М.Ю., Полонский А.Б. Североатлантическое колебание и синоптическая изменчивость в Европейско-Атлантическом регионе в зимний период // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2005. Т. 41. № 2. С.3-13.
2. Вангенгейм Г.Я. Опыт применения синоптических методов к изучению и характеристике климата. Москва: изд-во ГУГМС, 1935. 112 с.
3. Жадин Е.А., Жульева Ю.А., Володин Ю.М. Связи межгодовых вариаций стратосферных потеплений, циркуляции тропосферы и температуры поверхности океанов Северного полушария // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 5. С. 641-653.
4. Заболоцька Т.М., Шпиг В.М. Кількісні зміни хмарності як індикатор періоду глобального потепління // Наук. пр. УкрНДГМІ. 2015. Вип. 267. С. 23-27.
5. Заболоцька Т.М., Ціла А.Ю. Кліматичні зміни атмосферного тиску на території України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. Т. 2. № 53. С. 66-74.
6. Заболоцька Т.М., Шпиг В.М., Ціла А.Ю. Зміни показників хмарного покриття над територією України впродовж періоду глобального потепління // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. Т. 4. № 55. С. 121-130.
7. Мелешко В.П., Катцов В.М., Мирвис В.М., Говоркова В.А., Павлова Т.В. Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного изменения климата и современные возможности его расчета // Метеорология и гидрология. 2008. № 6. С. 5-19.
8. Мохов И.И., Семенов В.А. Погодно-климатические аномалии в российских регионах и их связь с глобальными изменениями климата // Метеорология и гидрология. 2016. № 2. С. 16-28.
9. Муравьев А.В., Куликова И.А., Круглова Е.Н. Определение экстремальных характеристик атмосферной циркуляции по данным реанализа и гидродинамического моделирования // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 33-47.
10. Нестеров Е.С. О фазах североатлантического колебания // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 64-74.
11. Нестеров Е.С. О влиянии температуры воды и потоков тепла на поверхности океана в Северной Атлантике на циркуляцию атмосферы // Метеорология и гидрология. 2009. № 1. С. 39-46.
12. Нестеров Е.С. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. С. 33-40.
13. Попова В.В., Шмакин А.Б. Влияние североатлантического колебания на многолетний гидротермический режим Северной Евразии. I. Статистический анализ данных наблюдений // Метеорология и гидрология. 2003. № 5. С. 62-74.

14. *Попова В.В., Шмакин А.Б.* Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 15-25.
15. *Попова В.В., Шмакин А.Б.* Региональная структура колебаний температуры приземного воздуха в Северной Евразии во второй половине XX – начале XXI веков // Изв. РАН, Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 2. С. 161-175.
16. *Семенов Е.К., Соколичина Е.В., Соколичина Н.Н.* Атмосферная циркуляция в низких широтах в периоды теплых и холодных фаз явления Эль-Ниньо – Южное колебание // Метеорология и гидрология. 2006. № 8. С. 5-18.
17. *Сидоренков Н.С., Орлов И.А.* Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата // Метеорология и гидрология. 2008. № 9. С. 22-29.
18. *Степанов В.Н.* О вероятной причине изменения характеристик Эль-Ниньо в 2000-е годы // Метеорология и гидрология. 2016. № 11. С. 22-40.
19. *Тищенко В.А., Хан В.М., Вильфанд Р.М., Рожет Е.* Исследование развития атмосферных процессов блокирования и квазистационарирования антициклонов в Атлантико-Европейском секторе // Метеорология и гидрология. 2013. № 7. С. 15-30.
20. *Харюткина Е.В., Логинов С.В., Мартынова Ю.В.* Изменчивость атмосферной циркуляции в условиях происходящих климатических изменений в Западной Сибири в конце XX в. и начале XXI в. // Метеорология и гидрология. 2016. № 6. С. 82-86.
21. *Хлебникова Е.И., Салль И.А.* Особенности климатических изменений облачного покрова над территорией России // Метеорология и гидрология. 2009. № 7. С. 5-13.
22. *Ціла А.Ю.* Кількісні зміни хмарного покриву над територією України впродовж інтенсифікації глобального потепління // Збірник наукових праць XVIII міжнародної конференції студентів, аспірантів та молодих вчених. Київ: Київський національний університет ім. Тараса Шевченка, 2020. С. 51-54.
23. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Wea. Rev. 1987. Vol. 115. No. 6. P. 1083-1126.
24. *Booth E.L.J., Byrne J.M., Johnson D.L.* Climatic changes in western North America, 1950 – 2005 // International journal of climatology. 2012. Vol. 32. Issue 15. P. 2283-2300.
25. *Chernokulsky A., Esau I.* Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936-2012 // International Journal of Climatology. 2019. Vol. 39. Issue 15. P. 5771-5790.
26. *Fernández-González S., del Río S., Castro A., Penas A., Fernández-Paga M., Calvo A.I., Fraile R.* Connection between NAO, weather types and precipitation in Leon, Spain (1948-2008) // International journal of climatology. 2012. Vol. 32. Issue 14. P. 2181-2196.
27. *Franzke C. and Feldstein S.B.* The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns // J. Atmos. Sci. 2005. Vol. 62. No. 9. P. 3250-3267.
28. *Gill-Alana L.A., Sauci L.* US temperatures: Time trends and persistence // International Journal of Climatology. 2019. Vol. 39. Issue 13. P. 5091-5103.
29. *Gonzalez-Hidalgo J.C., Peña-Angulo D., Brunetti M., Cortesi N.* MOTEDAS: a new monthly temperature database for mainland Spain in the trend in temperature (1951-2010) // International Journal of Climatology. 2015. Vol. 35. Issue 15. P. 4444-4463.
30. *Hanna E., Cropper T.E., Jones P.D., Scaife A.A., Allan R.* Recent seasonal asymmetric changes in the NAO (a marked summer decline and increased winter variability) and associated changes in the AO and Greenland Blocking index // International Journal of Climatology. 2015. Vol. 35. Issue 9. P. 2540-2554.
31. *Hanna E., Cropper T., Hall R., Cappelen J.* Greenland blocking index 1851-2015: a regional climate change signal // International Journal of Climatology. 2016. Vol. 36. Issue 15. P. 4847-4861.
32. *Hanna E., Hall R.J., Cropper T.E., Ballinger T.J., Wake L., Mote T., Cappelen J.* Greenland blocking index daily series 1851-2015: Analysis changes in extremes and links with North Atlantic and UK climate variability and change // International Journal of Climatology. 2018. Vol. 38. Issue 9. P. 3546-3564.
33. *Liu Y., He Sh., Li F., Wang H., Zhu Y.* Interdecadal change between the Arctic Oscillation and East Asian climate during 1900-2015 // International Journal of Climatology. 2017. Vol. 37. Issue 14. P. 4791-4802.
34. *Liu X., Xu Z., Peng D., Wu C.* Influences of the North Atlantic Oscillation on extreme temperature during the cold period in China // International Journal of Climatology. 2019. Vol. 39. Issue 1. P. 43-49.
35. *Mailier P.J., Stephenson D.B., Ferro C.A.T. and Hodges K.I.* Serial clustering of extratropical cyclones // Mon. Wea. Rev. 2006. Vol. 134. No. 8. P. 2224-2240.
36. *Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Ybrell R., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M.* North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms // International Journal of Climatology. 2001. Vol. 21. Issue 15. P. 1863-1898.
37. *Robson J., Cutton R.T., Archibald A., Cooper F., Christensen M., Gray L.J., Holliday N.P., Macintosh C., McMillan M., Moat B., Russo M. et al.* Recent multivariate changes in the North Atlantic

climate systems, with focus on 2005-2016 // *International Journal of Climatology*. 2018. Vol. 38. Issue 14. P. 5050-5076.

38. Rossow W.B., Duenas E.N. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web site // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2004. No 85. P. 167-172.

39. Shabbar A., Huang J., Higuchi K. The relationship between the wintertime north Atlantic oscillation and blocking episodes in the north Atlantic // *International Journal of Climatology*. 2001. Vol. 21. Issue 3. P. 355-369.

40. Warren S.G., Eastman R.M., Hahn C.J. A survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971-96 // *Climate*. 2007. No 20. P. 717-738.

41. Zhang Ch., Shuanglin L., Feifei L., Huang Z. The global warming hiatus has faded away: An analysis of 2014-2016 global surface temperatures // *International Journal of Climatology*. 2019. Vol. 39. Issue 12. P. 4853-4868.

42. Zubiaurre I. and Calvo N. The El-Niño – Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere. *Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. D04104; doi: 10.1029/2011.JDO16690.

References

1. Bardin M.Yu, Polonsky A.B. Severoatlanticheskoe kolebanie i sinopticheskaya izmenchivost v Evropejsko-Atlanticheskome regione v zimnij period [North Atlantic Oscillation and synoptic variability in the Euro-Atlantic region in winter] // *Izvestia RAN. Physics of the atmosphere and ocean*. 2005. Vol. 41. No 2. P.3-13.

2. Vangengeim G.Ya. Opyt primeneniya sinopticheskikh metodov k izucheniyu i kharakteristike klimata [Experience in applying synoptic methods to the study and characterization of climate]. Moscow: GUGMS publishing house, 1935. 112 p.

3. Zhadin E.A., Zyulyaeva Yu.A., Volodin Yu.M. Svyazi mezhgodovykh variaczij stratosferykh poteplenij, czirkulyaczii troposfery i temperatury poverkhnosti okeanov Severnogo polushariya [Relationships between interannual variations in stratospheric warming, tropospheric circulation, and ocean surface temperatures in the Northern Hemisphere] // *Izvestia RAN. Physics of the atmosphere and ocean*. 2008. Vol. 44. No 5. P. 641-653.

4. Zabolotska T.M., Shpyg V.M. Kilkisni zminy lhmarnosti yak indykator period globalnogo poteplinnia [Quantitative changes of cloud cover as indicator of global warming period] // *Nauk. pratsi UkrNDGMI*. 2015. Issue 267. P. 23-27.

5. Zabolotska T.M., Tsila A.Yu. Klimatichni zminy atmosferного tysku na terytorii Ukrainy [Climate differences of atmospheric pressure on territory Ukraine] // *Hidrolohiia, hidrokhimiia i hidroekolohiia*. 2019. Vol. 2. No 53. P. 66-74.

6. Zabolotska T.M., Shpyg V.M., Tsila A.Yu. Zminy pokaznykiv khmarnogo pokryvu nad terytorieiu Ukrainy vprodovzh periodu globalnogo poteplinnia [The changes of cloud cover characteristics over territory of Ukraine during of the global warming] // *Hidrolohiia, hidrokhimiia i hidroekolohiia*. 2019. Vol. 4. No 55. P. 121-130.

7. Meleshko V.P., Kattsov V.M., Mirvis V.M., Govorkova V.A., Pavlova T.V. Klimat Rossii v XXI veke. Chast 1. Novye svidetelstva antropogennogo izmeneniya klimata i sovremennye vozmozhnosti ego rascheta [Climate of Russia in the 21st Century. Part 1. New Evidence of Anthropogenic Climate Change and the State of the Art of its Simulation] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2008. No 6. P. 5-19.

8. Mokhov I.I., Semenov V.A. Pogodno-klimaticheskie anomalii v rossijskikh regionakh i ikh sviaz s globalnymi izmeneniyami klimata [Weather and Climate Anomalies in Russian Regions Related to Global Climate Change] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2016. No 2. P. 16-28.

9. Murav'ev A.V., Kulikova I.A., Kruglova E.N. Opredelenie ekstremalnykh kharakteristik atmosfernoj czirkulyaczii po dannym reanaliza i gidrodinamicheskogo modelirovaniya [Distribution of extreme characteristics of atmospheric circulation from reanalysis data and hydrodynamic modeling] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2009. No 7. P. 33-47.

10. Nesterov E.S. O fazakh severoatlanticheskogo kolebaniya [The phases of the North Atlantic Oscillation] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2003. No 1. P. 64-74.

11. Nesterov E.S. O vliyanii temperatury vody i potokov tepla na poverkhnosti okeana v Severnoj Atlantike na czirkulyacziyu atmosfery [On the influence of water temperature and heat fluxes at the North Atlantic Sea surface on the atmospheric circulation] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2009. No 1. P. 39-46.

12. Nesterov E.S. O vostochno-atlanticheskome kolebanii czirkulyaczii atmosfery [East-Atlantic Oscillation of the Atmospheric Circulation] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2009. No 12. P. 33-40.

13. Popova V.V., Shmakina A.B. Vliyanie severoatlanticheskogo kolebaniya na mnogoletnij gidrotermicheskij rezhim Severnoj Evrazii. I. Statisticheskij analiz dannykh nablyudenij [Influence of the North Atlantic Oscillation on multiyear hydrological and thermal regime of Northern Eurasia. I. Statistical analysis of Observational Data] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2003. No 5. P. 62-74.

14. *Popova V.V., Shmakin A.B.* Czirkulyacziionnye mekhanizmy krupnomasshtabnykh anomalij temperatury v Severnoj Evrazii v koncze XX stoletiya [Circulation mechanisms of large-scale winter air temperature anomalies in Northern Eurasia at the end of the 20th Century] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2006. No 12. P. 16-25.
15. *Popova V.V., Shmakin A.B.* Regionalnaya struktura kolebanij temperatury prizemnogo vozdukh v Severnoj Evrazii vo vtoroj polovine XX – nachale XXI vekov [Regional structure of surface air temperature fluctuations in Northern Eurasia in the second half of the XX – early XXI centuries] *Izvestia RAN. Physics of the atmosphere and ocean*. 2010. Vol. 46. No 2. P. 161-175.
16. *Semenov E.K., Sokolikhina E.V., Sokolikhina N.N.* Atmosfernaya czirkulyacziya v nizkikh shirotakh v periody teplykh i kholodnykh faz yavleniya El-Nino – Yuzhnoe kolebanie [Atmospheric circulation at Low Latitudes in Periods of Warm and Cold Phases of the El-Nino – Southern Oscillation] // *Meteorologiya i Gidrologiya*. 2006. No 8. P. 5-18.
17. *Sidorenkov N.S., Orlov I.A.* Atmosfernye czirkulyacziionnye epokhi i izmeneniya klimata [Atmospheric circulation epochs and climate changes] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 2008. No 9. P. 22-29.
18. *Stepanov V.N.* O veroyatnoj prichine izmeneniya kharakteristik El-Nino v 2000-e gody [A Plausible Reason for Changes in El Nino Parameters in the 2000s] *Meteorologiya i gidrologiya*. 2016. No 11. P. 22-40.
19. *Tishchenko V.A., Khan V.M., Vil'fand R.M., Roget E.* Issledovanie razvitiya atmosfernykh proცessov blokirovaniya i kvazistacziionirovaniya anticziklonov v Atlantiko-Evropejskom sektore [Studying the development of atmospheric processes associated with blocking and quasistationary anticyclones in the Atlantic European sector] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 2013. No 7. P. 15-30.
20. *Kharyutkina E.V., Loginov S.V., Martynova Yu.V.* Izmenchivost atmosfernoj czirkulyaczii v usloviyakh proiskhodyashchikh klimaticheskikh izmenenij v Zapadnoj Sibiri v koncze XX v. i nachale XXI v. [Variability of atmospheric circulation under the climate change in West Siberia in the late 20th – early 21st centuries] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 2016. № 6. C. 82-86.
21. *Khlebnikova E.I., Sall I.A.* Osobennosti klimaticheskikh izmenenij oblachnogo pokrova nad territoriej Rossii [Peculiarities of climatic changes in cloud cover over the Russian Federation] // *Meteorologiya i gidrologiya*. 2009. No 7. P. 5-13.
22. *Tsila A.Yu.* Kilisni zminy khmarного pokryvu nad terytorieiu Ukrainy vprodovzh intensyfikatsii globalnogo poteplinnia [Quantitative changes in cloud cover over the territory of Ukraine during the intensification of global warming] // *Conference Proceedings of the XVIII International Conference of Students, Postgraduates and Young Scientists*. Kyiv: Taras Shevchenko National University of Kyiv, 2020. P 51-54.
23. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Mon. Wea. Rev.* 1987. Vol. 115. No. 6. P. 1083-1126.
24. *Booth E.L.J., Byrne J.M., Johnson D.L.* Climatic changes in western North America, 1950 – 2005 // *International journal of climatology*. 2012. Vol. 32. Issue 15. P. 2283-2300.
25. *Chernokulsky A., Esau I.* Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936-2012 // *International Journal of Climatology*. 2019. Vol. 39. Issue 15. P. 5771-5790.
26. *Fernández-González S., del Río S., Castro A., Penas A., Fernández-Paga M., Calvo A.I., Fraile R.* Connection between NAO, weather types and precipitation in Leon, Spain (1948-2008) // *International journal of climatology*. 2012. Vol. 32. Issue 14. P. 2181-2196.
27. *Franzke C. and Feldstein S.B.* The continuum and dynamics of Northern Hemisphere teleconnection patterns // *J. Atmos. Sci.* 2005. Vol. 62. No. 9. P. 3250-3267.
28. *Gill-Alana L.A., Sauci L.* US temperatures: Time trends and persistence // *International Journal of Climatology*. 2019. Vol. 39. Issue 13. P. 5091-5103.
29. *Gonzalez-Hidalgo J.C., Peña-Angulo D., Brunetti M., Cortesi N.* MOTEDAS: a new monthly temperature database for mainland Spain in the trend in temperature (1951-2010) // *International Journal of Climatology*. 2015. Vol. 35. Issue 15. P. 4444-4463.
30. *Hanna E., Cropper T.E., Jones P.D., Scaife A.A., Allan R.* Recent seasonal asymmetric changes in the NAO (a marked summer decline and increased winter variability) and associated changes in the AO and Greenland Blocking index // *International Journal of Climatology*. 2015. Vol. 35. Issue 9. P. 2540-2554.
31. *Hanna E., Cropper T., Hall R., Cappelen J.* Greenland blocking index 1851-2015: a regional climate change signal // *International Journal of Climatology*. 2016. Vol. 36. Issue 15. P. 4847-4861.
32. *Hanna E., Hall R.J., Cropper T.E., Ballinger T.J., Wake L., Mote T., Cappelen J.* Greenland blocking index daily series 1851-2015: Analysis changes in extremes and links with North Atlantic and UK climate variability and change // *International Journal of Climatology*. 2018. Vol. 38. Issue 9. P. 3546-3564.
33. *Liu Y., He Sh., Li F., Wang H., Zhu Y.* Interdecadal change between the Arctic Oscillation and East Asian climate during 1900-2015 // *International Journal of Climatology*. 2017. Vol. 37. Issue 14. P. 4791-4802.

34. Liu X., Xu Z., Peng D., Wu C. Influences of the North Atlantic Oscillation on extreme temperature during the cold period in China // *International Journal of Climatology*. 2019. Vol. 39. Issue 1. P. 43-49.
35. Mailier P.J., Stephenson D.B., Ferro C.A.T. and Hodges K.I. Serial clustering of extratropical cyclones // *Mon. Wea. Rev.* 2006. Vol. 134. No. 8. P. 2224-2240.
36. Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Ybrrrell R., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms // *International Journal of Climatology*. 2001. Vol. 21. Issue 15. P. 1863-1898.
37. Robson J., Cutton R.T., Archibald A., Cooper F., Christensen M., Gray L.J., Holliday N.P., Macintosh C., McMillan M., Moat B., Russo M. et al. Recent multivariate changes in the North Atlantic climate systems, with focus on 2005-2016 // *International Journal of Climatology*. 2018. Vol. 38. Issue 14. P. 5050-5076.
38. Rossow W.B., Duenas E.N. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) web site // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2004. No 85. P. 167-172.
39. Shabbar A., Huang J., Higuchi K. The relationship between the wintertime north Atlantic oscillation and blocking episodes in the north Atlantic // *International Journal of Climatology*. 2001. Vol. 21. Issue 3. P. 355-369.
40. Warren S.G., Eastman R.M., Hahn C.J. A survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971-96 // *Climate*. 2007. No 20. P. 717-738.
41. Zhang Ch., Shuanglin L., Feifei L., Huang Z. The global warming hiatus has faded away: An analysis of 2014-2016 global surface temperatures // *International Journal of Climatology*. 2019. Vol. 39. Issue 12. P. 4853-4868.
42. Zubiaurre I. and Calvo N. The El-Niño – Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere. *Geophys. Res.* 2012. Vol. 117. D04104; doi: 10.1029/2011.JDO16690.

Циркуляционные процессы и облачный покров в период глобального потепления
Заболоцкая Т.Н., Шпиг В.М., Цила А.Ю.

Выполнено исследование взаимосвязи между индексами циркуляции и количественными изменениями облачного покрова в период глобального потепления. Определено осредненное за 73 года (1946-2018) пространственное распределение годовых значений общей и нижней облачности. Показано, что количество облаков уменьшается с запада на восток и с севера на юг. Для климатической оценки изменений облачного покрова проанализированы отклонения годовых значений общей и нижней облачности от исторической (1961-1990 гг.) и современной (1981-2010 гг.) норм. Показано, что нижней облачности характерны большие изменения. Линейные тренды указывают на уменьшение годового количества облаков нижнего яруса почти на 90 % территории, из них значимо на 70 %. Тренды ежемесячных изменений указывают на уменьшение нижней облачности в течение всего года только на севере, на остальной территории в отдельные месяцы фиксировали увеличение, чаще всего в январе и сентябре. Изменения количества общей облачности были не выражены, почти поровну наблюдали незначимое как уменьшение, так и увеличение. Показано, что на климат северного полушария (и на Украину) влияют индексы циркуляции: NAO – Североатлантическое колебание, AO – Арктическое колебание, EA – Восточно-Атлантическое колебание, EA/WR – колебание Восточная Атлантика – Западная Россия, SCAND – Скандинавское колебание, GBI – Гренландское колебание, El-Niño – южное колебание. Дана характеристика каждому из них и совместной связи между ними. Количественная оценка изменений облачного покрова в 1961-2018 гг. проведена по изменениям повторяемости разного состояния неба (ясный, полужасный, пасмурный) в последовательных десятилетиях и оценены относительные изменения между ними. Параллельно проанализировано влияние выше указанных индексов циркуляции в это время. Получено, что синхронность изменений повторяемости различного состояния неба по общей и нижней облачности согласуется с соответствующей изменчивостью циркуляционных процессов.

Ключевые слова: индексы циркуляции, состояние неба по общей и нижней облачности, основные формы облаков, регион, повторяемость.

Circulation indexes and the cloud cover during of the global warming period
Zabolotska T.M., Shpyg V.M., Tsila A.Yu.

The investigations of connection between the different meteorological processes, for example, the circulation indexes with the quantity of the total and lower cloudiness during 1961-2018 over Ukraine were made. The spatial distributions of the total and lower cloudiness were received for 73 years (1946-2018) at first. The quantity of cloudiness is diminished from west to east and with north to south. The declinations of the annual data of total and lower cloudiness from the historical (1961-1990) and the present (1981-2010) norms were calculated. The great variations were characterized for the lower cloudiness. The linear trends showed that the diminish of the lower cloudiness was on 90 % of the all territory, this changes were important on 70 % of the territory. The trends of the monthly variations were showed on the diminish of the lower cloudiness in during all year only on north, on other territory was the increasing in the separate months, frequently in January and September. The variations of the total cloudiness were insignificant, the increase or decrease were nearly in equal parts. North Atlantic Oscillation (NAO), Arctic Oscillation (AO), East-Atlantic Oscillation (EA), Scandinavian Oscillation (SCAND), Greenlandic Oscillation (GBI) and South Oscillation (El-Niño) were used for the investigation of relationship between the circulation indexes and cloud cover. It was shown that different circulation indexes have influence on climate of Northern Hemisphere and on Ukraine too. The relation with

each other and their variations in period of global warming were showed. The quantity estimation of the total and lower cloudiness variations was made by the frequencies of clear, semi clear and overcast sky in the successive decades and by the relative variations of frequencies between decades (1961-1970 and 1971-1980; 1971-1980 and 1981-1990; 1981-1990 and 1991-2000; 1991-2000 and 2001-2010; 2001-2010 and 2011-2018). The parallel analyze of the variations of circulation was estimated in that time. The difference between the circulating processes during 1961-1970 and 1971-1980 contributed to a decrease in the relative frequency of the clear sky (on 5.4%) and a slight increase of the overcast sky (on 1.6%) by total cloud cover and a slight increase of the clear sky (on 0.8 %) and a decrease of the overcast sky (on 5.2%) by lower cloudiness. At the same time, the relative frequency of the semi-clear sky by lower cloudiness almost in three times increased in comparison to total cloudiness (on 10.2% and 3.8%, respectively). In the third decade of 1981-1990 the relative frequency of clear sky by lower cloudiness increased on 5.1% and did not change by total cloudiness (0%). During this decade the relative frequency of overcast sky decreased the most in the whole period under study: by total cloudiness on 6.4% and by lower cloudiness on 13.3%. At the same time, the relative frequency of semi-clear sky had largest increasing: on 22.4% for total cloudiness and 13% for lower cloudiness. Then, during 1991-2000, the frequency of clear sky decreased significantly both for total cloudiness (on 6.5%) and for lower cloudiness (on 3.1%). The frequency of overcast sky decreased also, but less significantly (on 1.3% and 2.3%, respectively), thereby the number of clouds of the middle and upper levels increased. From 2001 to 2010, the frequency of clear sky by total cloudiness and by lower cloudiness continued to decrease (on 5.3 and 3.2%, respectively), but the frequency of overcast sky increased (on 0.9 and 1.7%, respectively), thereby the number of clouds for all levels increased. During 2011-2018 the frequency of clear sky by total cloudiness increased (on 0.9%) and by lower cloudiness did not change. The frequency of overcast sky decreased on 3.6% (by total cloudiness) and on 0.7% (by lower cloudiness). The variations of the relative frequencies of the different state sky between the successive decades are agreed with the changes of the circulation indexes.

Keywords: circulation indexes, state of sky for total and lower cloudiness, main cloud forms, region, frequency.

Надійшла до редколегії 12.10.2020

DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2021.1.9>

УДК 551.574.42

Пясецька С.І.

Український гідрометеорологічний інститут ДСНС України та НАН України

ВІДКЛАДЕННЯ ПАМОРОЗІ КАТЕГОРІЇ НЯ (небезпечна) НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ ПРОТЯГОМ СТАНДАРТНОЇ КЛІМАТОЛОГІЧНОЇ НОРМИ 1961-1990 рр. ТА ПО ЇЇ ОКРЕМИХ ДЕСЯТИРІЧЧЯХ

Для з'ясування особливостей просторово-часового розповсюдження відкладень паморозі категорії НЯ (небезпечна) протягом стандартної кліматологічної норми 1961-1990 рр. було проаналізовано матеріали спостережень за такими відкладеннями на стандартному ожеледному станку на усіх метеорологічних станціях України. Отримано просторово-часовий характер розповсюдження таких відкладень на території України по кожному з досліджуваних місяців холодного та окремих місяців перехідних сезонів року. Аналогічна робота була проведена для кожного окремого десятиріччя протягом загального тридцятирічного періоду дослідження. Виявлено роки та місяці коли таких видів ожеледо-паморозевих відкладень було найбільше, розраховано внесок кожного року та місяця у їх загальну кількість. Встановлено місця та регіони найбільшого прояву відкладень паморозі категорії НЯ на території України протягом стандартної кліматологічної норми 1961-1990 рр.

Ключові слова: відкладення паморозі категорії НЯ (небезпечна), стандартний ожеледний станок, розповсюдження відкладень паморозі категорії НЯ по території України.

Вступ. Відкладення паморозі (зернистої та/або кристалічної) відносяться до різновиду ожеледо-паморозевих явищ. Для території України відкладення паморозі як зернистої, так і кристалічної є поширеним явищем протягом місяців холодного періоду року, а також у місяці перехідних сезонів року, насамперед, у середині осені (жовтень) та весни (квітень). В окремі роки за сприятливих умов такі відкладення можуть зустрічатись у гірських місцевостях, навіть, у вересні та травні, проте – це трапляється рідко. Такі відкладення можуть сягати значних розмірів, особливо при їх тривалому утворенні та сприятливих умовах. Насамперед, це стосується відкладень зернистої паморозі або утворенні такого відкладення із поєднання зернистої та кристалічної видів паморозі. Загалом, відкладення паморозі можна віднести до несприятливих погодних явищ, які можуть перешкоджати виробничому процесу у ряді галузей економіки. У першу чергу, це стосується електроенергетики та ряду суміжних із нею виробництв, транспорту, який використовує електричну енергію для свого виробничого процесу, а також комунальне господарство, яке

ISSN:2306-5680 Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2021. № 1 (59)