

УДК 551.58 + 911.2(4-11)

DOI <https://doi.org/10.32782/2786-5843/2026-3-4>

ЗМІНИ ВИСОТИ СНІГОВОГО ПОКРИВУ НА ТЕРИТОРІЇ ЗАКАРПАТСЬКОЇ ОБЛАСТІ ПРОТЯГОМ 1961–2010 РОКІВ

Молнар Йосип Йозефович

кандидат географічних наук, доцент,
завідувач кафедри географії та туризму,
Закарпатський угорський університет імені Ференца Ракоці II, м. Берегове, Україна
ORCID ID: 0000-0002-5178-0305

Молнар Д Стефан Стефанович

PhD, доцент,
доцент кафедри географії та туризму,
Закарпатський угорський університет імені Ференца Ракоці II, м. Берегове, Україна
ORCID ID: 0000-0003-2959-9136

Сабов Бенце Федорович

здобувач вищої освіти,
Закарпатський угорський університет імені Ференца Ракоці II, м. Берегове, Україна
ORCID ID: 0009-0002-4585-2656

Актуальність дослідження: глобальні кліматичні зміни вийшли на перший план серед екологічних проблем; разом з потеплінням клімату світового та регіонального рівня все більшу увагу привертають пов'язані з ним кліматичні елементи, як зміна снігового покриву. **Предмет дослідження:** зміна товщини снігового покриву на Закарпатті протягом 1961–2010 років. **Мета дослідження:** виявити особливості змін товщини снігового покриву на Закарпатті за останні десятиріччя та розкрити можливі причини модифікації. **Методи дослідження:** для виявлення змін використані методи статистичного аналізу, передусім трендовий аналіз; їх географічні особливості досліджувалися методами картографічного зображення та аналізу.

Результати дослідження: Аналізи виявили значні географічні відмінності в середній товщині шару снігу в Закарпатській області у 1961–2010 роках: вона коливалась від 7 до 124 см, передусім залежно від висоти над рівнем моря та експозиції схилів. Протягом досліджуваного періоду товщина снігового покриву зменшилася на більшій частині Закарпаття, за винятком найвищих хребтів. Хоча зміни виявилися значущими на рівні достовірності 95% лише на невеликих територіях, темпи зменшення на Закарпатській низовині та на Передкарпатській височині сягали 10–15%/десятиліття.

Практичне значення: результати можуть допомогти у розумінні регіональних наслідків кліматичних змін, поміж тим зміни снігового покриву, а також сприяти у пристосуванні до них людської діяльності, зокрема гірськолижного туризму. **Висновки:** потужність снігового покриву на Закарпатті змінюється внаслідок потепління, але характер змін має значні просторові відмінності. **Перспектива подальших досліджень:** результати можуть бути використані як основа для подальшого аналізу, зокрема для виявлення точок розриву в часових рядах даних потужності снігового покриву.

Ключові слова: зміна клімату, потужність снігового покриву, Закарпаття, лінійні тренди, картографічні методи, кригінг.

MODIFICATION OF THE SNOW COVER THICKNESS IN THE TRANSCARPATHIAN REGION BETWEEN 1961 AND 2010

Molnar Yosyp Yozhefovych

PhD in Earth Sciences, Associate Professor,
Head of the Department of Geography and Tourism,
Ferenc Rakoczi II Transcarpathian Hungarian University, Berehove, Ukraine
ORCID ID: 0000-0002-5178-0305

Molnar D Stefan Stefanovych

PhD in Earth Sciences, Associate Professor,
Associate Professor at the Department of Geography and Tourism,
Ferenc Rakoczi II Transcarpathian Hungarian University, Berehove, Ukraine
ORCID ID: 0000-0003-2959-9136

Sabov Bentse Fedorovych

College Student
Ferenc Rakoczi II Transcarpathian Hungarian University, Berehove, Ukraine
ORCID ID: 0009-0002-4585-2656

Relevance of the research: Global climate change has come to the forefront among environmental problems; along with global and regional climate warming, increasing attention is being paid to related climatic elements such as changes in snow cover. **The subject of the research** is changes in snow cover thickness in Transcarpathia during the period 1961–2010. **The aim of the research** is to identify the features of changes in the thickness of snow cover in Transcarpathia over recent decades, and to reveal possible causes of modifications. **Research methods:** to identify changes, statistical analysis methods were used, primarily trend analysis, and their geographical features were studied using cartographic visualization and analysis methods.

The results of the study: The analysis revealed significant geographical differences in the average snow cover thickness in Transcarpathia in 1961–2010: it ranged from 7 to 124 cm, depending mainly on elevation above sea level and slope aspect. During the study period, snow cover thickness decreased across most of Transcarpathia, except for the highest mountain ridges. Although statistically significant changes at the 95% confidence level were detected only in limited areas, the rate of decrease in the Transcarpathian Lowland and the Pre-Carpathian region reached 10–15% per decade.

Practical significance: the results contribute to a better understanding the regional consequences of climate change, including changes in snow cover; and contribute to the adaptation of human activities, in particular ski tourism, to them. **Conclusions:** the thickness of the snow cover in Transcarpathia is changing due to warming, but the features of the changes have significant spatial differences. **The prospect of further research:** the results can be used as a basis for further analysis, in particular to identify breakpoints in the time series of snow cover data.

Key words: climate change, snow cover thickness, Transcarpathia, linear trends, cartographic methods, kriging.

Постановка проблеми. Глобальне потепління стало однією з провідних екологічних проблем сучасності, привертаючи все більшу увагу з боку суспільства, і навіть стаючи предметом політичного дискурсу, зі своїми позитивними та негативними наслідками. Сам факт потепління навряд чи можна заперечити, він добре підтверджений даними, і кілька звітів Міжурядової групи експертів зі зміни клімату (IPCC) висловили обґрунтовану позицію з цього питання: вони оцінили середню температуру 2011–2020 років

на 1,09 °C вище порівняно з базовим періодом 1850–1900 років [1, с. 4]. Однак причини та наслідки потепління, а також його майбутній розвиток менш однозначні та потребують подальшого аналізу.

Залишається багато невизначеностей щодо змін інших кліматичних елементів (опади, атмосферна циркуляція тощо), які також можуть суттєво впливати як на повсякденне життя, так і на господарство. До них належить і сніговий покрив, його тривалість та висота, зміни яких створюють

проблеми як для сільського господарства, так і для гірськолижного туризму [2]. Сніговим покривом не можна нехтувати і як кліматотвірним фактором: його зміни – завдяки процесам зворотного зв'язку – можуть посилити потепління, яке розпочалося [3]. Значення питання та існуюча невизначеність надають широкі можливості для досліджень у цій галузі, в рамки яких вписується дане дослідження, яке аналізує зміни товщини снігового покриву в Закарпатській області в період 1961–2010 років.

Відображення проблеми в науковій літературі. Сніговий покрив наочно реагує на зміни клімату, саме тому в останні десятиліття його зміни розглядалися в численних дослідженнях з різноманітним розподілом в просторі, часі та за аналізованими параметрами.

Глобальне потепління за останні десятиліття, щоправда в різній мірі, вплинуло майже на всі регіони світу [1], в той же час зміни снігового покриву показують більш різноманітну картину. Це пов'язано з тим, що на висоту і тривалість снігового покриву, окрім температури, суттєво впливає і кількість опадів у зимові місяці, а також інші показники. З двох зазначених визначальних факторів, вплив потепління домінує в районах із середньомісячними температурами зимових місяців трохи нижче 0 °С, що призводить до тенденції зменшення в характеристиках снігового покриву. Однак у регіонах із середньою зимовою температурою значно нижчою за 0 °С нинішнє помірне підвищення температури не викликає значного танення снігу, а радше сніговий покрив збільшується за рахунок збільшення кількості опадів у вигляді снігу, що є наслідком вищої вологості повітря, пов'язаної з вищими температурами [4]. Неоднозначним залишаються і прогнози щодо майбутніх змін товщини снігового покриву у високих широтах [5].

На основі зміни потужності снігового покриву, Європа за останні десятиліття була територіально розділена: у Центральній Європі спостерігалось стоншення сні-

гового покриву, тоді як у Північно-Східній Європі домінували протилежні процеси [6]. Виявлення тенденцій ускладнене також значними коливаннями з року в рік. Так, у 1952–2013 роках в Польщі характерним було загальне зменшення висоти снігового покриву, але тенденції не виявилися значущими в усіх випадках [7]. Параметри снігового покриву демонструють значну просторову та часову мінливість і в Україні, особливо в її південних регіонах. Дані ж із північної частини країни показують значуще зменшення товщини снігового покриву за останні десятиріччя [8, с. 164]. Мінливість в значній мірі пояснюють зміни в макроциркуляційному режимі атмосфери [9].

На початок 21 століття тривалість снігового покриву значуще скоротилася лише трохи більше ніж у половині найбільших гірських регіонів планети, тоді як у деяких місцях (насамперед через зміни режиму опадів) зафіксовано навіть її збільшення. Карпати не стали винятком: значуще зменшення снігового покриву було характерним для зимових місяців між 2000 і 2018 роками [10]. Однак, зменшення у 1961–2020 роки не було типовим для всього Карпатського регіону: показуючи значну просторову різноманітність воно виявилось в багатьох місцях незначним [11].

Проводився аналіз, який фокусується на Карпатському регіоні і охоплює період 1961–2020 років, з використанням бази даних CARPATCLIM (яка і нами використана), яка розглядає висоту та стійкість снігового покриву в залежності від висоти. Автори виявили, що товщина снігового покриву, як і очікувалося, зменшилася на нижчих рівнях, але збільшилася на вищих [12]. Схожі тенденції протягом останніх десятиліть показали метеорологічні станції Австрії та Румунії: загальне зменшення кількості днів зі сніговим покривом та середньої висоти снігового покриву на станціях вище 2000 м над рівнем моря не виявилось значущим, а в деяких місцях спостерігалось навіть їх збільшення [2, 13, 14]. Безпосередньо на Закарпатті та в Українських Карпатах дослідження стосовно снігового

покриву проводилися в основному на локальних рівнях, наприклад, в Чорногорі вивчалася його зміна з висотою [15], на основі даних метеорологічної станції Славсько аналізувалася довгострокова динаміка режимних характеристик снігового покриву [16].

Зміна снігового покриву має численні наслідки, зокрема прямі економічні втрати: сезон уже значно скоротився на багатьох гірськолижних курортах, подекуди єдиний спосіб забезпечити умови для популярного зимового виду спорту – це снігові гармати (що вимагає додаткові інвестиції), і як наслідок глобального потепління очікується, що проблема пошириться у більш високі регіони [17, 18]. Крім того, в результаті процесів позитивного зворотного зв'язку, зменшення снігового покриву також може сприяти прискоренню потепління [19].

Формування мети. Метою дослідження було визначити географію змін товщини снігового покриву в регіоні Закарпаття за період 1961–2010 років. Шукали відпо-

відь на питання, які лінійні тренди характеризують регіональні ряди даних снігового покриву, яким був їхній просторовий розподіл і які могли бути рушійні чинники виявлених особливостей.

База даних і методи. Фундаментальним аспектом вибору досліджуваного регіону було те, що Закарпаття та суміжне Прикарпаття поєднують як низовини, так і височини та хребти різної висоти над рівнем моря та макроекспозиції, що дозволило дослідити залежність зміни товщини снігового покриву від характеру поверхні (рис. 1).

У системі вивчення снігового покриву регіону визначне місце належить мережі метеорологічних і сніголавинних станцій. Проте ці дані є точковими, що обмежує їх використання для дослідження просторового розподілу. Тому базою даних було вибрано кліматичну базу даних CARPATCLIM для Карпатського регіону, що охоплює період 1961–2010 років з роздільною здатністю сітки $0,1 \times 0,1^\circ$ [21, 22, 23].

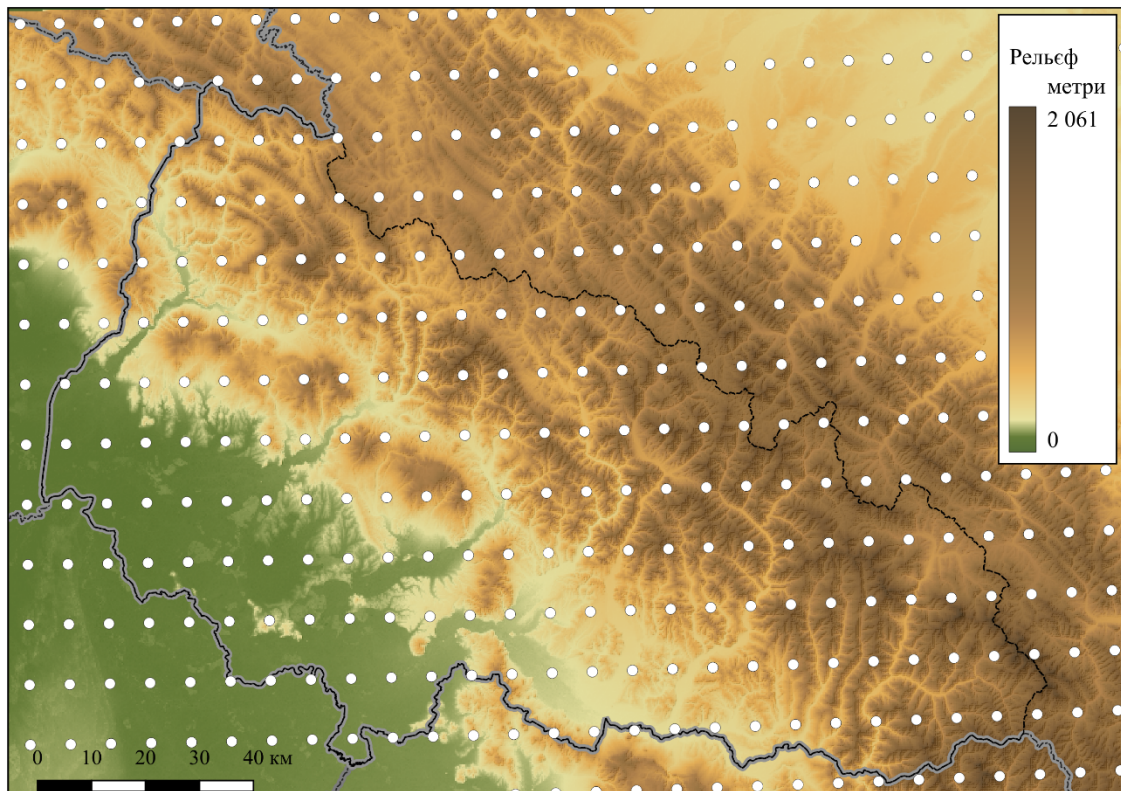


Рис. 1. Розташування точок сітки, дані яких включені у дослідження, в регіоні Закарпатської області

Джерело: картографічна основа: NASA Open Data Portal 2025 [20]

Метою проєкту CARPATCLIM було проведення детального просторово-часового аналізу клімату Карпатського регіону на основі узгоджених даних та єдиної методології. Стандартизація бази даних базувалася на методах гомогенізації (MASH) та інтерполяції даних (MISH), розроблених співробітниками Державної метеорологічної служби (Угорщина).

Ряди даних снігового покриву розраховані за допомогою моделі, яка основана на температурі, опадах та відносній вологості. Зазначимо, що за результатами співставлення даних висоти снігового покриву бази CARPATCLIM з даними, вимірними на метеостанціях, виявлено певне завищення товщини снігового покриву у CARPATCLIM (в середньому на 0,7–0,9 см) [24], але це не справляє суттєвого впливу на досягнення мети статті, тобто розкриття особливостей часової динаміки показника.

MASH (Multiple Analysis of Series for Homogenization / Множинний аналіз рядів для гомогенізації) – це статистична методика гомогенізації з використанням опорних станцій, розроблена для виявлення та коригування помилок, розривів та неоднорідностей у кліматичних часових рядах. Суть методу полягає в порівнянні даних досліджуваної метеорологічної станції з кількома навколишніми опорними станціями з подібними кліматичними характеристиками та аналізі їх відмінностей за допомогою статистичних тестів. Згідно з основним припущенням MASH, потенційний розрив у досліджуваному часовому ряді є ймовірним, якщо відбулася одночасна, статистично значуща зміна в ряді різниці між даними станції, що перевіряється та кількох опорних станцій. Остаточний гомогенізований часовий ряд створюється шляхом призначення корекційних значень до виявлених розривів, тим самим зменшуючи спотворення, що виникли внаслідок заміни або переміщення приладів, змін в умовах спостереження [25, 26].

MISH (Meteorological Interpolation based on Surface Homogenized data basis / Метеорологічна інтерполяція на основі гомогені-

зованих даних поверхні) – це геостатистична методика просторової інтерполяції даних, розроблена спеціально для створення карт розподілу метеорологічних елементів з високою роздільною здатністю. Методика складається з двох основних частин: компонента статистичної регресії та кригінгу метеорологічного поля залишків. На першому кроці MISH апроксимує регресійну модель між досліджуваною змінною та одним або кількома її факторами (наприклад, висотою над рівнем моря, параметрами рельєфу). Модель визначає загальний просторовий розподіл. Поле залишків регресійної моделі (тобто різниць між конкретними значеннями та значеннями, що отримані за допомогою регресійної моделі) в подальшому інтерполюється за допомогою окремого методу кригінгу, який враховує структуру просторової автокореляції. Кінцеві значення на карті є сумою фонового поля, отриманого за допомогою регресії, та поля залишків, отриманого за допомогою кригінгу [27, 28].

Під час досліджень визначалися:

- розподіл характеристик товщини снігового покриву за період 1961–2010 років;
- наявність значущих лінійних трендів у висоті снігового покриву;
- географічний розподіл змін висоти снігового покриву в регіоні Закарпаття.

Просторово-часова мінливість снігового покриву в гірських районах тісно пов'язана з особливостями рельєфу, насамперед із висотою над рівнем моря. Через нижчі температури та специфічний режим опадів на розташованих вище ділянках зазвичай формується товстіший і стійкіший сніговий покрив, ніж на рівнинних та долинних територіях. Для того, щоб обґрунтувати залучення висоти як коваріати до подальшого просторового моделювання (наприклад, у разі застосування регресійного кригінгу), необхідним є попередній, експлоративний статистичний аналіз зв'язку між потужністю снігового покриву та висотою над рівнем моря.

Як зазначалось вище, основою дослідження стала база даних CARPATCLIM, яка

містила інформацію стосовно регіону Закарпаття з 465 точок сітки. Для кожної точки були доступні значення висоти над рівнем моря (м), а також середня товщина снігу в сантиметрах, розрахована для днів зі сніговим покривом.

Досліджувана вибірка охоплює широкий діапазон висот над рівнем моря, її значення змінюються у межах від 93 до 1702 м. Мінімальна середня товщина снігу дорівнювала 7,0 см, максимальна – 123,9 см, середнє значення становило 25,1 см, що свідчить про значну варіабельність товщини снігового покриву, основна частина якої може пояснюватися висотою над рівнем моря.

Для візуального аналізу взаємозв'язку між двома змінними було побудовано діаграму розсіювання, де по горизонтальній осі відкладено висоту над рівнем моря, а по вертикальній – середню товщину снігу. Хмара точок демонструє характерну, добре помітну закономірність: нижчим висотам зазвичай відповідають менші товщини снігового покриву, вищим ділянкам – більші (рис. 2). Розподіл точок показує монотонно зростаючий характер зв'язку, водночас розсіювання

підтверджує, що окрім висоти, на товщину снігового покриву впливають й інші чинники (зокрема форма рельєфу, експозиція схилів, панівний напрям вітру). Однак через значну просторову мінливість цих чинників наявна роздільна здатність сітки ($0,1 \times 0,1^\circ$, крок 7–11 км) не дає змоги їх виявити.

Для кількісного підтвердження візуальних спостережень було обчислено коефіцієнт кореляції Пірсона між товщиною снігового покриву та висотою над рівнем моря. Отримане значення $R = 0,824$ при такому обсязі вибірки ($n = 465$) свідчить про сильний, позитивний, статистично значущий зв'язок ($p < 0,001$). Коефіцієнт детермінації ($R^2 = 0,678$), інтерпретований як квадрат коефіцієнта кореляції, вказує на те, що висота над рівнем моря пояснює 67,8% варіації товщини снігу. Така пояснювальна здатність є кліматично обґрунтованою для гірського ландшафту, і свідчить про домінуючу, хоча й не виключну, роль висоти у формуванні снігового покриву, що пов'язано з фізико-кліматологічними чинниками (прохолодніші та вологіші умови на підвищених ділянках сприяють формуванню потужнішого сні-

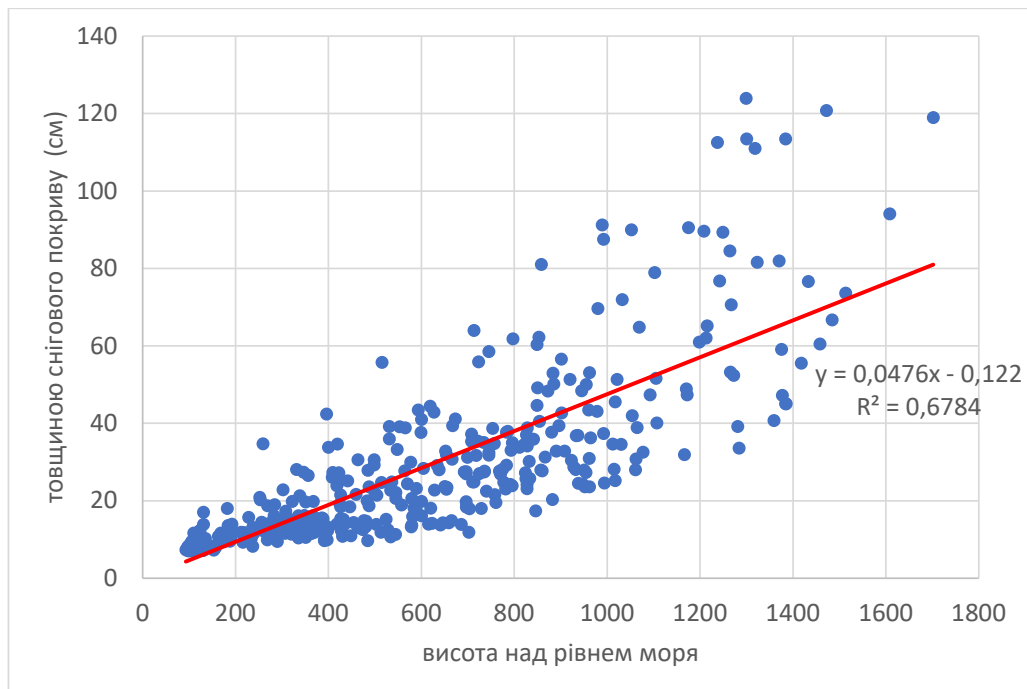


Рис. 2. Зв'язок між висотою над рівнем моря та середньою товщиною снігу в дні зі сніговим покривом (на осі X показані висоти точок сітки над рівнем моря, на осі Y багаторічні середні значення товщини снігового покриву в точках сітки за 1961–2010 роки)

гового шару). Разом з тим, тісний зв'язок з методологічної точки зору обґрунтовує залучення висоти як вторинної змінної (коваріати) у просторові інтерполяційні процедури, зокрема в регресійний кригінг.

Застосування регресійного кригінгу, з одного боку, дає змогу змоделювати тренд (у даному випадку – залежність від висоти), а з іншого – описати просторову автокореляцію залишків від тренду за допомогою геостатистичних методів, зокрема кригінгу. Перевагою методу є те, що з використанням цифрової моделі рельєфу (DEM) можна отримати високороздільну растрову карту товщини снігового покриву, яка одночасно відображає домінуючий вплив висоти та локальних просторових факторів.

Використання регресійного кригінгу особливо виправдане в гірських районах, де сніговий покрив сильно залежить від висоти над рівнем моря, але мережа метеостанцій є рідшою, а інтерполяція, що базується виключно на точках спостережень (наприклад, простий кригінг), не може відтворити просторову картину з достатньою деталізацією та точністю. За допомогою регресійного кригінгу разом використовувалися наявні дані точок сітки $0,1 \times 0,1^\circ$ та рельєфу з високою роздільною здатністю, що покращило оцінку просторового розподілу зображених значень. Використовуючи подібні методи, включаючи значення висоти над рівнем моря, іншим авторам вдалося покращити, наприклад, інтерполяцію розподілу опадів [29].

Як цифрову модель рельєфу була використана база даних Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global, завантажена з порталу USGS EarthExplorer [30], який адмініструється Геологічною службою США (U.S. Geological Survey). База даних включає висоти над рівнем моря для всієї території Закарпаття з просторовою роздільною здатністю $1''$, тобто приблизно 30 м; значення висот віднесені до геоїда EGM96 відносно еліпсоїда WGS84 [20].

SRTM-знімки території Закарпаття (листи розміром $1^\circ \times 1^\circ$), були завантажені у фор-

маті GeoTIFF, після чого в середовищі QGIS виконано їх мозаїку, обрізання вздовж меж досліджуваної території та трансформацію в єдину метричну проєкційну систему (WGS84/UTM) для подальших просторових аналізів. Отриману цифрову модель рельєфу, з одного боку, використано як базу даних для представлення морфології досліджуваної гірської території, з іншого – значення висоти над рівнем моря, отримані з DEM, було залучено як зовнішню пояснювальну змінну у процесі регресійного кригінгу.

Регресійний кригінг було реалізовано за допомогою модуля SAGA «Regression Kriging», доступного в середовищі QGIS. У межах методу товщина снігового покриву виступала цільовою змінною, тоді як висотні значення DEM-пікселів використовувалися як пояснювальна змінна. Модель складалася з двох компонентів:

1. Товщину снігового покриву було описано за допомогою лінійної регресії як функцію висоти, що дало змогу обчислити прогнозне значення для кожного DEM-пікселя виключно на основі його висотного положення.

2. Для регресійних залишків було побудовано варіограмні моделі, на основі яких виконано кригінг-інтерполяцію, що враховує просторову автокореляцію залишків. Метод призначає кожній точці сітки зважене середнє значення залишків із навколишніх точок, використовуючи оптимальні ваги, визначені варіограмою.

Кінцевим результатом регресійного кригінгу є сума двох компонентів: регресійної оцінки, основаної на DEM і залежної від висоти, та кригінгованих залишків. Така комбінація дає змогу моделі бути водночас фізично інтерпретованою (на вищих ділянках очікується більша товщина снігового покриву) і локально адаптивною, оскільки в ній відображаються й місцеві відхилення, що походять із вимірних даних.

Результати. Як зазначалося в описі методів дослідження, потужність снігового покриву в Закарпатській області визначною мірою залежить від висоти над рівнем моря.

Протягом аналізованого періоду (1961–2010 роки) середня висота снігового покриву виявилася найнижчою на Закарпатський низовині та прилеглих низовинних районах сусідніх країн, не досягаючи там навіть 10 см (рис. 3). Деяке збільшення було помітно біля підніжжя Карпат, де багаторічна середня товщина шару снігу перевищила 10 см.

Зі збільшенням висоти над рівнем моря, середня товщина снігового покриву зростала майже на 5 см на кожних 100 метрів, досягаючи 50 см на висоті 1000 м (рис. 2). Вище зміна товщини снігу прискорювалася з висотою, досягаючи значення 10 см/100 м. Таким чином, середня товщина снігового покриву на найвищих хребтах Карпат у 1960–2010 роках перевищувала 100 см. У Прикарпатті сніговий покрив у середньому дещо перевищував 10 см, а в деяких долинах навіть не сягав того (рис. 3). Отже, щодо снігового покриву Закарпаття та Прикарпаття, більш суттєвими виявилися відмінності в тривалості снігового покриву, ніж у його товщині [31].

Серед найвідоміших гірськолижних курортів у 1961–2010 роках середня товщина снігового покриву на розташованій в Ужанській долині Красії (500–1000 м над рівнем моря) становила 30–50 см, на Драгобраті (біля селища Ясіня Рахівського району, 1300–1700 м) – 70–90 см, а на Буковелі, поблизу Яблуницького перевалу в Івано-Франківській області (900–1300 м) – 30–50 см.

Середня максимальна річна висота снігового покриву, як і середня, була тісно пов'язана з висотою над рівнем моря. На Закарпатській низовині значення залишалися переважно нижче 20 см, для Передкарпатської височини також були характерні значення біля 20 см. Водночас, на найвищих хребтах, особливо у Свидовці та Чорногорі, максимальна річна товщина снігового покриву протягом досліджуваних 50 років становила близько 200 см, або навіть перевищувала його.

Варто також згадати про річний хід товщини снігового покриву, який показує певні

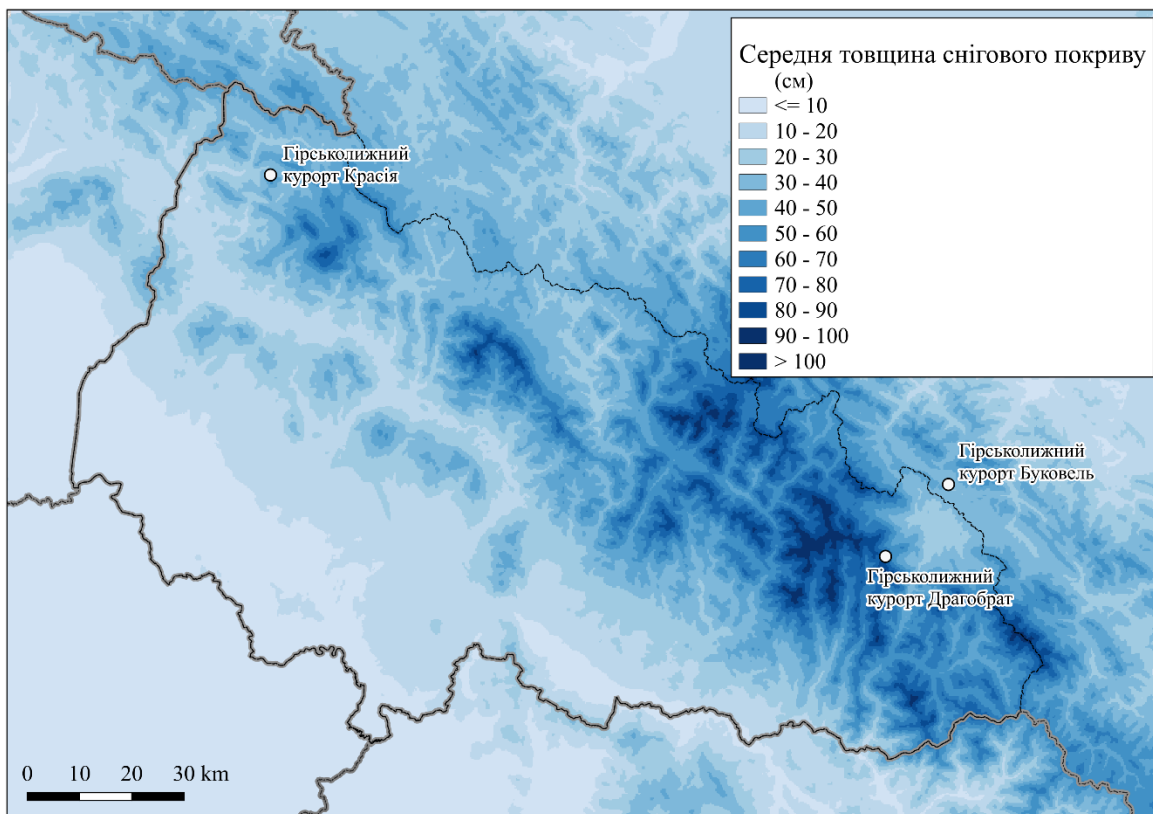


Рис. 3. Розподіл середньої висоти снігового покриву у снігові дні в Закарпатській області у 1961–2010 роках

відмінності, насамперед залежно від висоти над рівнем моря. На рівнинній частині Закарпаття за досліджуваний період товщина снігового покриву досягла свого максимуму (в середньому майже 12 см) з 4 до 11 лютого (рис. 4). У випадку міста Берегова, що представляє цей регіон, сніговий покрив істотної товщини, що перевищує 1 см, за багаторічними даними можна очікувати у період з 5 грудня до 17 березня.

Зі збільшенням висоти над рівнем моря дата максимальної товщини снігу наступала пізніше: у долині річки Теребля поблизу озера Синевир на висоті 849 м сніговий шар досягав піку 19–24 лютого, зі середньою потужністю 69 см. Найтовстіші шари снігу накопичувалися взимку біля найвищих хребтів. Багаторічний середній максимум на північно-східному схилі головного хребта Чорногори на висоті 1608 м становив близько 167 см і припадав він на 19–29 березня (рис. 4). Зміщення дати максимальної потужності снігового покриву на березень на перший погляд може здатися дивним, але якщо подумати, це логічно, враховуючи, що на більших висотах період накопичення снігового покриву (період, протягом якого випадає більше снігу, ніж тане) довший і закінчу-

ється пізніше, а товщина снігу здебільшого збільшується протягом періоду накопичення. Подібне явище спостерігається і в горизонтальному вимірі, наприклад, в Східній Європі у північно-східному напрямку [32, с. 141].

Серед найпопулярніших гірськолижних центрів сніговий покрив досяг найбільшої потужності у Красії (долина річки Уж, 500–1000 м над рівнем моря) 22 лютого, у Драгобраті (поблизу селища Ясіня, 1300–1700 м) 16 березня, в Буковелі (біля Яблуницького перевалу, на Івано-Франківщині, 900–1300 м) 20 лютого.

Розглянемо динаміку висоти снігового покриву впродовж 1961–2010 років.

Виходячи з глобального потепління та його посиленого локального прояву [33], обґрунтованим здавалося припустити зменшення товщини снігового покриву протягом останніх десятиріч. Відповідно до очікувань, коефіцієнти кореляції лінійних трендів часових рядів потужності снігового шару здебільшого опинилися у від'ємному діапазоні (рис. 5). Однак кореляція на території Закарпатської області ніде не виявилася значущою: висота снігового покриву суттєво зменшилася лише на Прикарпатті та на південь від області.

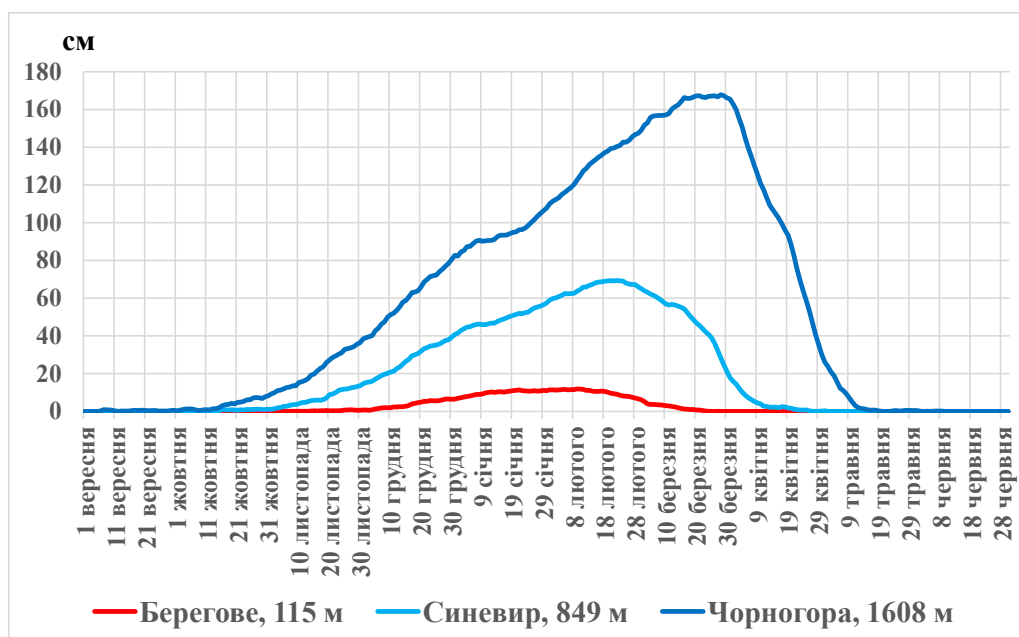


Рис. 4. Річна зміна середньої глибини снігового покриву в точках сітки поблизу міста Берегова, поблизу озера Синевир та на північно-східному схилі головного хребта Чорногори в 1961–2010 роках

У той час у східній частині Закарпаття, особливо у високогір'ях Рахівського району, товщина снігового покриву практично не змінювалася протягом 50 років. Це узгоджується з результатами інших досліджень, які також виявили менш помітне зменшення, а іноді й збільшення снігового покриву в гірських районах [4, 12, 2, 13]. Подібні патерни спостерігалися й у тривалості снігового покриву у регіоні [31]. Поясненням може служити те, що на тривалість і товщину снігового покриву впливає не лише температура, а й кількість опадів у зимові місяці. У високогірних регіонах із середньою зимовою температурою значно нижчою за 0 °C помірне підвищення температури поки що не спричинило значного танення снігу, і міг проявитися ефект збільшення снігового покриву внаслідок збільшення кількості зимових опадів у вигляді снігу, що пов'язано з вищою вологістю повітря при вищих температурах [4].

Середні темпи зміни товщини снігового покриву досягли найвищих значень у рів-

нинних районах: на Закарпатській низовині, в Мармароській улоговині та на Передкарпатській височині скорочення становило 10–15% за десятиліття, тобто протягом досліджуваного півсторіччя вона практично зменшилася вдвічі. У Карпатах зміни були менш суттєвими, загалом зменшувалися з висотою та у напрямку із заходу на схід (рис. 6). На найвищих хребтах східної частини Закарпаття (Свидовець, Черногора) середня товщина снігового покриву протягом 1961–2010 років практично не змінювалася. Якщо розглянути абсолютні значення змін, то найбільше виділяється Тячівський район, де зменшення висоти снігового покриву становить 3–4 см/десятиліття, але це – враховуючи вищі середні значення та варіативність – не виявилось статистично значущим.

Протягом досліджуваних 50 років з найбільш відомих гірськолижних курортів середня товщина снігового покриву на Красії (Ужанська долина, 500–1000 м над рівнем моря) зменшилася на 10–15 см, на Буковелі

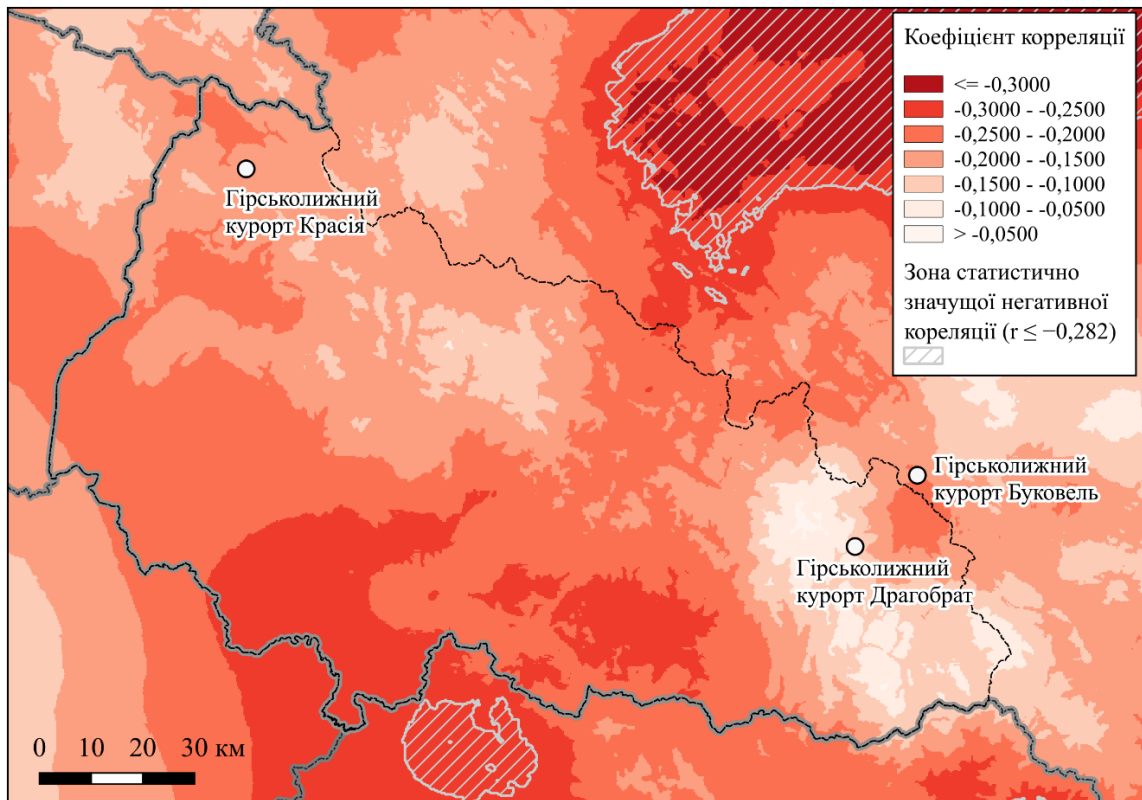


Рис. 5. Розподіл коефіцієнтів кореляції (R) лінійних трендів у часових рядах висоти снігового покриву днів зі сніговим покривом 1961–2010 років в регіоні Закарпатської області

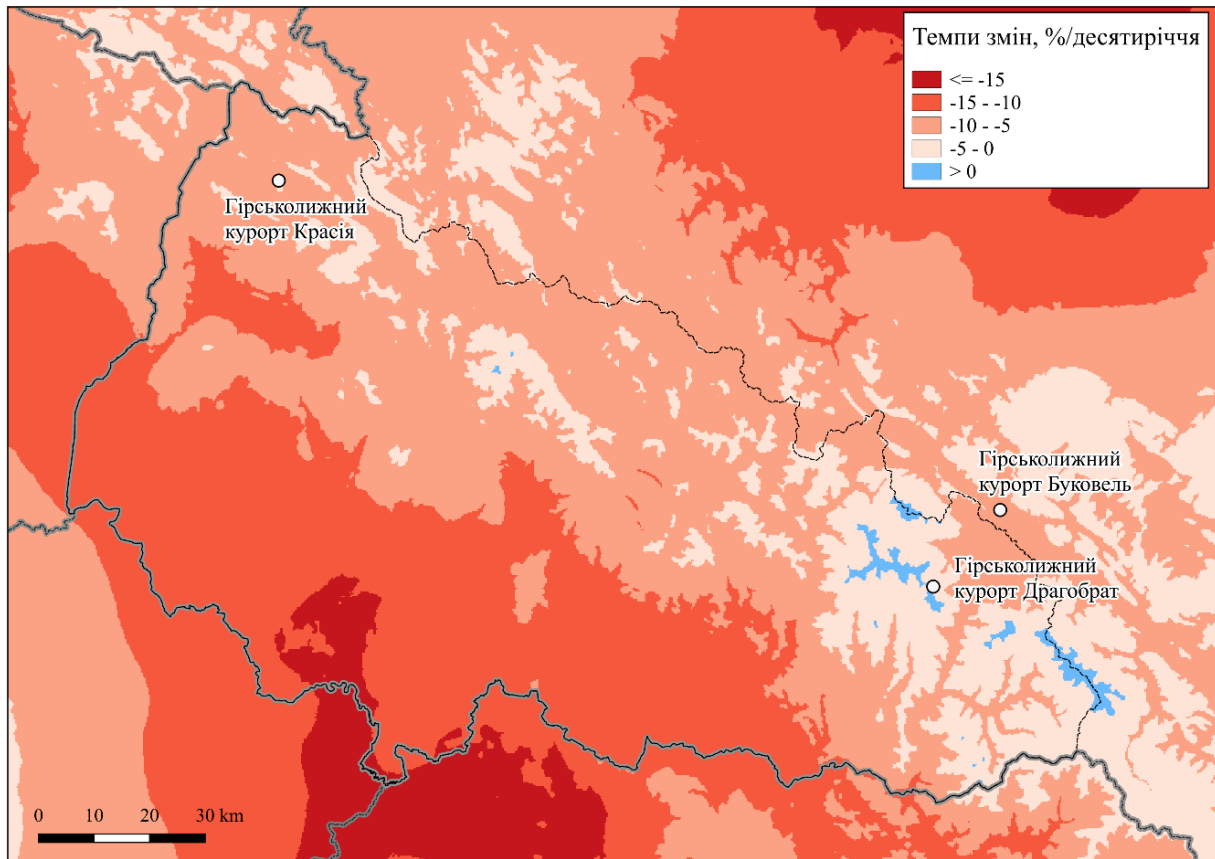


Рис. 6. Середні темпи змін висоти снігового покриву снігових днів в регіоні Закарпаття за період 1961–2010 років (%/десятиліття)

(біля Яблуницького перевалу на Івано-Франківщині, 900–1300 м) на 10 см, на Драгобраті (поблизу селища Ясіня, 1300–1700 м) практично не змінилася.

Досліджено, чи відбулися суттєві зміни середньої календарної дати максимальної товщини снігового покриву протягом аналізованого періоду. Згідно з отриманими результатами, значущих зрушень ніде не відбулося.

Зміни снігового покриву, спричинені глобальним потеплінням, слід враховувати в економічному плануванні, зокрема, при розвитку гірськолижного туризму. Отримані результати можуть служити основою для подальших аналізів, включаючи виявлення характеру змін (поступові чи ступінчасті) та розширення досліджень у просторі та часі.

Висновки:

- Середня товщина шару снігу за дні зі сніговим покривом в Закарпатській області

у 1961–2010 роках коливалася від 7 до 124 см, передусім залежно від висоти над рівнем моря, а також від експозиції схилів.

- Шар снігу досяг найбільшої глибини у рівнинній частині на початку лютого, а зі збільшенням висоти – відповідно до подовження періоду накопичення – це відбувалося дедалі пізніше, на найвищих хребтах аж у кінці березня.

- Протягом досліджуваного періоду товщина снігового покриву зменшилася на більшій частині Закарпаття (за винятком найвищих хребтів). Хоча зміни виявилися значущими на рівні достовірності 95% лише на невеликих територіях, темпи зменшення на Закарпатській низовині та на Передкарпатській височині сягали 10–15%/десятиліття.

- Зміни висоти снігового покриву є не лише додатковим свідченням потепління клімату, але й мають значний вплив на людську діяльність, зокрема на чималий гірськолижний туризм у регіоні.

Література

1. IPCC. Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.). Geneva : IPCC. 2023. 184 p. DOI: 10.59327/IPCC/AR6-9789291691647
2. Olefs, M., Koch, R., Schöner, W., & Marke, T. Changes in Snow Depth, Snow Cover Duration, and Potential Snowmaking Conditions in Austria, 1961–2020 – A Model Based Approach. *Atmosphere*. 2020. Vol. 11(12), Art. 1330. DOI: 10.3390/atmos11121330
3. Cohen, J., Rind, D. The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*. 1991. Vol. 4. P. 689–706. DOI: 10.1175/1520-0442(1991)004<0689:TEOSCO>2.0.CO;2
4. Dyrddal, A.V., Saloranta, T., Thomas Skaugen T., Strandén, H.B. Changes in snow depth in Norway during the period 1961–2010. *Hydrology Research*. 2013. Vol. 44.1. P. 169–179. DOI: 10.2166/nh.2012.064
5. Mohammadzadeh Khani, H., Kinnard, C., Lévesque, E. (2022). Historical Trends and Projections of Snow Cover over the High Arctic: A Review. *Water*. 2022. Vol. 14(4). Art. 587. DOI: 10.3390/w14040587
6. Fontrodona Bach, A., van der Schrier, G., Melsen, L.A., Klein Tank, A.M.G., Teuling, A.J. Widespread and accelerated decrease of observed mean and extreme snow depth over Europe. *Geophysical Research Letters*. 2018. Vol. 45. P. 12312–12319. DOI: 10.1029/2018GL079799
7. Szwed, M., Pińskwar, I., Kundzewicz, Z.W., Graczyk D., Mezghani, A. Changes of snow cover in Poland. *Acta Geophysica*. 2017. Vol. 65. P. 65–76. DOI: 10.1007/s11600-017-0007-z
8. Vyshnevskiy, V.I. Climate change in Ukraine and its consequences. *Journal of Landscape Ecology*. 2025. Vol. 18/4. P. 150–174. DOI: 10.2478/jlecol-2025-0032
9. Szyga-Pluta, K. Changes in snow cover occurrence and the atmospheric circulation impact in Poznań (Poland). *Theoretical and Applied Climatology*. 2022. Vol. 147. P. 925–940. DOI: 10.1007/s00704-021-03875-8
10. Notarnicola, C. Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000–2018. *Remote Sensing of Environment*. 2020. Vol. 243. Art. 111781. DOI: 10.1016/j.rse.2020.111781
11. Vyshnevskiy, V.I., Donich, O.A. Snow cover in the Ukrainian Carpathians. *Acta Hydrologica Slovaca*. 2021. Vol. 22 (2). P. 284–293. DOI: 10.31577/ahs-2021-0022.02.0032
12. Cheval, S., Birsan, M.-V., Dumitrescu, A. Climate variability in the Carpathian Mountains Region over 1961–2010. *Global and Planetary Change*. 2014. Vol. 118. P. 85–96. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2014.04.005
13. Amihaesei, V.-A., Micu, D.-M., Cheval, S., Dumitrescu A., Sfică L., Birsan M.V. Changes in snow cover climatology and its elevation dependency over Romania (1961–2020). *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 2024. Art. 101637. DOI: 10.1016/j.ejrh.2023.101637
14. Ioniță, A., Lopătiță, I., Ardelean, F., Sîrbu, F., Urdea, P., & Onaca, A. Spatiotemporal Variability of Seasonal Snow Cover over 25 Years in the Romanian Carpathians: Insights from a MODIS CGF-Based Approach. *Remote Sensing*. 2026. Vol. 18(3). Art. 468. P. 1–33. DOI: 10.3390/rs18030468
15. Melnyk, A., Grodzynskiy, M., Obodovskiy, O., Kostiv, L., Karabiniuk, M., Prytula, R. Altitudinal Differentiation of Snow Cover in the North Eastern Sector of Chornohora Massive in Ukrainian Carpathians. *Proceedings of the International Conference of Computational Methods in Sciences and Engineering 2019 (ICCMSE-2019)*. 2019. P. 120018-1–120018-4. DOI: 10.1063/1.5138049
16. Khomenko, I., Marchyshyn, R. Trends and variability of snow cover in Slavsko during 1948–2020 under climate change. *Ukrainian hydrometeorological journal*. 2025. Vol. 34–35. P. 32–43. DOI: 10.32782/uhj.34-35.2025.03
17. Elsasser, H., Messerli, P. The Vulnerability of the Snow Industry in the Swiss Alps. *Mountain Research and Development*. 2001. Vol. 21(4). P. 335–339. DOI: 10.1659/0276
18. Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., M' erindol, L., Lesaffre, B. Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958–2005): climatology and trends for snow cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 2019. Vol. 48. P. 2487–2512. DOI: 10.1175/2009JAMC1810.1
19. Peng, S., Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Zhou, L., Wang, T. Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades. *Environmental Research Letters*. 2013. Vol. 8. Art. 014008. DOI: 10.1088/1748-9326/8/1/014008
20. NASA Open Data Portal. Shuttle Radar Topography Mission 1-arc second Global. 2025. data.nasa.gov/dataset/shuttle-radar-topography-mission-1-arc-second-global. Дата доступу: 02.12.2025.
21. CARPATCLIM adatbázis © Európai Bizottság – JRC. 2013. www.met.hu/rolunk/palyazatok_projektek/carpacim/adatbázis/index.php. Дата доступу: 20.11.2025.
22. Szalai, S., Auer, I., Hiebl, J., Milkovich, J., Radim, T., Stepanek, P., Zahradnicek, P., Bihari, Z., Lakatos, M., Szentimrey, T., Limanowka, D., Kilar, P., Cheval, S., Deak, Gy., Mihic, D., Antolovic, I., Mihajlovic, V., Nejedlik, P., Stastny, P., Mikulova, K., Nabyvanets, I., Skyryk, O., Krakovskaya, S., Vogt, J., Antofie, T., Spinoni, J. Climate of the Greater Carpathian Region. Final Technical Report. 2013. www.carpacim-eu.org

23. Spinoni, J., Szalai S., Szentimrey T., Lakatos M., Bihari Z., Nagy A., Németh Á., Kovács T., Mihic D., Dacic M., Petrovic P., Kržič A., Hiebl J., Auer I., Milkovic J., Štěpánek P., Zahradníček P., Kilar P., Limanowka D., Pyrc R., Birsan M., Cheval S., Dumitrescu A., Deak G., Matei M., Antolovic I., Nejedlík P., Štastný P., Kajaba P., Bochníček O., Galo D., Mikulová K., Nabyvanets Y., Skrynyk O., Krakovska S., Gnatiuk N., Tolasz R., Antofie T., Vogt J. Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology*. 2015. Vol. 35 (7). P. 1322–1341. DOI: 10.1002/joc.4059
24. Varga, A.J., Breuer, H. Evaluation of snow depth from multiple observation-based, reanalysis, and regional climate model datasets over a low-altitude Central European region. *Theoretical and Applied Climatology*. 2023. Vol. 153. P. 1393–1409. DOI: 10.1007/s00704-023-04539-5
25. Szentimrey, T. Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH). *Fourth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases*. WMO/TD. No. 962. 1999.
26. Szentimrey, T. Applications of homogenization methods for climate data. *Időjárás*. 2008. Vol. 112(1). P. 1–12.
27. Szentimrey, T., Bihari, Z. Mathematical background of the MISH interpolation method. COST Action 719 Final Report. European Meteorological Services Network. 2007.
28. Bihari, Z., Bartholy, J., Pongrácz, R., Szentimrey, T. Development of a meteorological interpolation model based on surface homogenized data basis (MISH). *Időjárás*. 2007. Vol. 111(1). P. 1–20.
29. Feki, H., Slimani, M., Cudennec, C. Incorporating elevation in rainfall interpolation in Tunisia using geostatistical methods. *Hydrological Sciences Journal*. 2012. Vol. 57 (7). P. 1294–1314. DOI: 10.1080/02626667.2012.710334
30. EarthExplorer (USGS). earthexplorer.usgs.gov. 2025. Дата доступу: 02.12.2025.
31. Molnár J., Molnár D. I., Szabó B. A hótakarós időszak változásának vizsgálata Kárpátalja térségében az 1961–2010-es időszakban geoinformatikai módszerekkel. *Acta Academiae Beregsasiensis: Geographica et Recreatio*. 2026. Vol. 2. P. 39–54. DOI: 10.32782/2786-5843/2026-2-4
32. Bednorz, E., Wibig, J. Snow depth in eastern Europe in relation to circulation patterns. *Annals of Glaciology*. 2008. Vol. 48. P. 135–149. DOI: 10.3189/172756408784700815
33. Molnár J., Kovács A. A léghőmérséklet módosulása a Kárpát-medencében az 1981–2020-as időszak során. *Acta Academiae Beregsasiensis: Geographica et Recreatio*. 2025. Vol. 1. P. 37–48. DOI: 10.32782/2786-5843/2025-1-4

References

1. IPCC. (2023). *Climate change 2023: Synthesis report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (H. Lee & J. Romero, Eds.). IPCC. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>
2. Olefs, M., Koch, R., Schöner, W., & Marke, T. (2020). Changes in snow depth, snow cover duration, and potential snowmaking conditions in Austria, 1961–2020 – A model based approach. *Atmosphere*, 11(12), 1330. <https://doi.org/10.3390/atmos11121330>
3. Cohen, J., & Rind, D. (1991). The effect of snow cover on the climate. *Journal of Climate*, 4, 689–706. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0689:TEOSCO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0689:TEOSCO>2.0.CO;2)
4. Dyrddal, A. V., Saloranta, T., Skaugen, T. T., & Strandén, H. B. (2013). Changes in snow depth in Norway during the period 1961–2010. *Hydrology Research*, 44(1), 169–179. <https://doi.org/10.2166/nh.2012.064>
5. Mohammadzadeh Khani, H., Kinnard, C., & Lévesque, E. (2022). Historical trends and projections of snow cover over the High Arctic: A review. *Water*, 14(4), 587. <https://doi.org/10.3390/w14040587>
6. Fontrodona Bach, A., van der Schrier, G., Melsen, L. A., Klein Tank, A. M. G., & Teuling, A. J. (2018). Widespread and accelerated decrease of observed mean and extreme snow depth over Europe. *Geophysical Research Letters*, 45, 12312–12319. <https://doi.org/10.1029/2018GL079799>
7. Szwed, M., Pińskwar, I., Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., & Mezghani, A. (2017). Changes of snow cover in Poland. *Acta Geophysica*, 65, 65–76. <https://doi.org/10.1007/s11600-017-0007-z>
8. Vyshnevskiy, V. I. (2025). Climate change in Ukraine and its consequences. *Journal of Landscape Ecology*, 18(4), 150–174. <https://doi.org/10.2478/jlecol-2025-0032>
9. Szyga-Pluta, K. (2022). Changes in snow cover occurrence and the atmospheric circulation impact in Poznań (Poland). *Theoretical and Applied Climatology*, 147, 925–940. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03875-8>
10. Notarnicola, C. (2020). Hotspots of snow cover changes in global mountain regions over 2000–2018. *Remote Sensing of Environment*, 243, 111781. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111781>
11. Vyshnevskiy, V. I., & Donich, O. A. (2021). Snow cover in the Ukrainian Carpathians. *Acta Hydrologica Slovaca*, 22(2), 284–293. <https://doi.org/10.31577/ahs-2021-0022.02.0032>

12. Cheval, S., Birsan, M.-V., & Dumitrescu, A. (2014). Climate variability in the Carpathian Mountains Region over 1961–2010. *Global and Planetary Change*, 118, 85–96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.04.005>
13. Amihaesei, V.-A., Micu, D.-M., Cheval, S., Dumitrescu, A., Sfică, L., & Birsan, M. V. (2024). Changes in snow cover climatology and its elevation dependency over Romania (1961–2020). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 51, 101637. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2023.101637>
14. Ioniță, A., Lopătiță, I., Ardelean, F., Sîrbu, F., Urdea, P., & Onaca, A. (2026). Spatiotemporal variability of seasonal snow cover over 25 years in the Romanian Carpathians: Insights from a MODIS CGF-based approach. *Remote Sensing*, 18(3), 468. <https://doi.org/10.3390/rs18030468>
15. Melnyk, A., Grodzynskyi, M., Obodovskiy, O., Kostiv, L., Karabiniuk, M., & Prytula, R. (2019). Altitudinal differentiation of snow cover in the north eastern sector of Chornohora Massive in Ukrainian Carpathians. In *Proceedings of the International Conference of Computational Methods in Sciences and Engineering 2019 (ICCMSE-2019)* (pp. 120018-1–120018-4). <https://doi.org/10.1063/1.5138049>
16. Khomenko, I., & Marchyshyn, R. (2025). Trends and variability of snow cover in Slavsko during 1948–2020 under climate change. *Ukrainian Hydrometeorological Journal*, 34–35, 32–43. <https://doi.org/10.32782/uhj.34-35.2025.03>
17. Elsasser, H., & Messerli, P. (2001). The vulnerability of the snow industry in the Swiss Alps. *Mountain Research and Development*, 21(4), 335–339. <https://doi.org/10.1659/0276>
18. Durand, Y., Giraud, G., Laternser, M., Etchevers, P., Mérindol, L., & Lesaffre, B. (2009). Reanalysis of 47 years of climate in the French Alps (1958–2005): Climatology and trends for snow cover. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48, 2487–2512. <https://doi.org/10.1175/2009JAMC1810.1>
19. Peng, S., Piao, S., Ciais, P., Friedlingstein, P., Zhou, L., & Wang, T. (2013). Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades. *Environmental Research Letters*, 8, 014008. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/1/014008>
20. NASA Open Data Portal. (2025). *Shuttle Radar Topography Mission 1-arc second Global*. Retrieved from: <https://data.nasa.gov/dataset/shuttle-radar-topography-mission-1-arc-second-global>
21. CARPATCLIM adatbázis © Európai Bizottság – JRC. (2013). http://www.met.hu/rolunk/palyazatok_projektek/carpatclim/adatbazis/index.php
22. Szalai, S., Auer, I., Hiebl, J., et al. (2013). *Climate of the Greater Carpathian Region. Final Technical Report*. <http://www.carpatclim-eu.org>
23. Spinoni, J., Szalai, S., Szentimrey, T., et al. (2015). Climate of the Carpathian Region in the period 1961–2010: Climatologies and trends of 10 variables. *International Journal of Climatology*, 35(7), 1322–1341. <https://doi.org/10.1002/joc.4059>
24. Varga, A. J., & Breuer, H. (2023). Evaluation of snow depth from multiple observation-based, reanalysis, and regional climate model datasets over a low-altitude Central European region. *Theoretical and Applied Climatology*, 153, 1393–1409. <https://doi.org/10.1007/s00704-023-04539-5>
25. Szentimrey, T. (1999). Multiple Analysis of Series for Homogenization (MASH). *Fourth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases*, WMO/TD No. 962.
26. Szentimrey, T. (2008). Applications of homogenization methods for climate data. *Időjárás*, 112(1), 1–12.
27. Szentimrey, T., & Bihari, Z. (2007). *Mathematical background of the MISH interpolation method*. COST Action 719 Final Report, European Meteorological Services Network.
28. Bihari, Z., Bartholy, J., Pongrácz, R., & Szentimrey, T. (2007). Development of a meteorological interpolation model based on surface homogenized data basis (MISH). *Időjárás*, 111(1), 1–20.
29. Feki, H., Slimani, M., & Cudenneq, C. (2012). Incorporating elevation in rainfall interpolation in Tunisia using geostatistical methods. *Hydrological Sciences Journal*, 57(7), 1294–1314. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.710334>
30. EarthExplorer (USGS). (2025). <https://earthexplorer.usgs.gov>
31. Molnár, J., & Molnár, D. I. (2026). A hótakarós időszak változásának vizsgálata Kárpátalja térségében az 1961–2010-es időszakban geoinformatikai módszerekkel. *Acta Academiae Beregsasiensis: Geographica et Recreatio*, 2, 39–54. <https://doi.org/10.32782/2786-5843/2026-2-4>
32. Bednorz, E., & Wibig, J. (2008). Snow depth in eastern Europe in relation to circulation patterns. *Annals of Glaciology*, 48, 135–149. <https://doi.org/10.3189/172756408784700815>
33. Molnár, J., & Kovács, A. (2025). A léghőmérséklet módosulása a Kárpát-medencében az 1981–2020-as időszak során. *Acta Academiae Beregsasiensis: Geographica et Recreatio*, 1, 37–48. <https://doi.org/10.32782/2786-5843/2025-1-4>



Стаття поширюється на умовах ліцензії відкритого доступу CC BY 4.0

Дата першого надходження статті до видання: 15.03.2026
Дата прийняття статті до друку після рецензування: 14.04.2026
Дата публікації (оприлюднення) статті: 29.05.2026