

**КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА
МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ**

Кваліфікаційна наукова праця
на правах рукопису

ХОЛЯВЧУК ДАРІЯ ІВАНІВНА

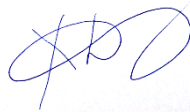
УДК 551.58:913(2)

**ДИСЕРТАЦІЯ
ЗМІНИ КЛІМАТУ ТА ЇХНЄ ВІДОБРАЖЕННЯ У ЛАНДШАФТНИХ
РЕГІОНАХ КАРПАТ ВПРОДОВЖ ОСТАННЬОГО ТИСЯЧОЛІТТЯ**

11.00.04 – геоморфологія та палеогеографія

Подається на здобуття наукового ступеня доктора географічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідні джерела



Д.І. Холявчук

Науковий консультант: Герасименко Наталія Петрівна, доктор
географічних наук, професор

Київ – 2025

АНОТАЦІЯ

Холявчук Д.І. Зміни клімату та їхнє відображення у ландшафтних регіонах Карпат впродовж останнього тисячоліття. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора географічних наук за спеціальністю 11.00.04 «Геоморфологія та палеогеографія». – Київський національний університет імені Тараса Шевченка, Київ, 2025.

У результаті аналізу та систематизації опублікованих палеогеографічних досліджень на основі авторського алгоритму комплексного дослідження палеоклімату гір реконструйовано просторово-часовий розподіл зміни клімату Карпат за останнє тисячоліття і визначено типи короткоперіодичних змін палеоклімату гірських ландшафтів з урахуванням чинників регіонального кліматогенезу.

Встановлено, що протягом останнього тисячоліття характеристики палеоклімату Карпат мали чіткі особливості на рівні ландшафтних регіонів гірської країни. Їх вплив знайдено у кліматі сусідніх рівнинних просторів. Як каркас для виявлення просторово-часових змін палеоклімату запропоновано межі ландшафтних регіонів у трьох типах конфігурацій ландшафтів (екотонних, нуклеарних і морфологічних). Визначено, що прояви зміни клімату у регіональних ландшафтних конфігураціях, є наслідками впливу цих структур на перерозподіл теплових потоків і режиму зволоження. Виявлено, що у багатовіковому часовому вимірі переплетення радіаційного, циркуляційного, орографічного та антропогенного чинників призводить до каскадних, синергетичних і дисипативних змін клімату і їхнього відображення у сукцесії та флуктуаціях ландшафтів.

Виконана реконструкція змін палеоклімату протягом останнього тисячоліття в орографічно неоднорідних ландшафтних регіонах Карпат базується на інтегративному аналізі різних рівнів організації ландшафтів, від глобального до регіонального, та їх синергетичних проявів. Ландшафтний регіон інтерпретовано як об'єкт динаміки клімату і як простір, де відображені регіональні зміни клімату і створюються умови для зміни властивостей сусідніх

рівнинних екотонів. Запропоновано концепцію кліматотонів. Їх виявлено на основі просторових коливань ізотерм та ізогіет (зі значеннями, оптимальними для біоти ландшафтних регіонів) під дією орокліматогенного впливу.

Палеоклімат Карпат протягом останнього тисячоліття реконструйовано як просторово-часову систему на основі палеогеографічних індикаторів, отриманих з торфовищ, озерних, алювіальних та печерних відкладів, а також дендрохронологічних і архівних документальних записів. Для найбільш об'єктивного відображення палеоклімату застосовано синтез і узгодження палеокліматичних індикаторів з інструментальними кліматичними записами за референтними періодами. Для цього розроблено алгоритм дослідження короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів із застосуванням кількісних і якісних палеокліматичних індикаторів. Кількісні реконструкції річних і сезонних температур і кількості атмосферних опадів отримано на основі дендрокліматичних індикаторів та ізотопних аналізів спелеотем і кернів льоду із часовою роздільною здатністю до 10 років. Доведено, що ізотопний вміст печерних відкладів найбільш надійне і перспективне джерело для реконструкції клімату холодного сезону та розрізнення регіональних джерел зволоження. Комплексні палеогеографічні дані за відкладами гірських боліт, озер, алювіальних і печерних відкладів використано для реконструкції динаміки рослинності, антропопресії, схилових і гідрологічних процесів, що слугували якісними індикаторами змін ландшафтів і палеоклімату.

У дослідженні вирізнено регіональні паттерни просторово-часового розподілу характеристик сучасного клімату Карпат (1991–2020 рр.) як референтного для виявлення палеокліматичних змін. Регіональний прояв синергетичної взаємодії циркуляційного та орографічного чинників. просторово сягає геоекотонів «широколисті ліси – лісостеп» та «лісостеп – степ» і відображений у конфігурації їх кліматотонів. Значні відмінності у впливі радіаційного чинника, особливо в інтенсивності сонячної радіації, виявлено у просторових паттернах нуклеарних ландшафтних регіонів – біокліматичних поясів. Найбільші варіації такого впливу – до 80% у розподілі поля середньорічних і сезонних температур повітря – встановлені у Східних Карпатах.

Конфігурації морфологічних ландшафтних регіонів Карпат відображені у домінуванні кільцевих форм у кліматичних полях розподілу річних і сезонних температур повітря і атмосферних опадів. Вони зазнають трансформації під депресійним впливом міжгірних улоговин, асиметрії макросхилів відносно адвекції джерел вологи і різних форм та розмірів високогір'їв. Кліматичні особливості міжгірних улоговин стають регіонально значущими у Східних Карпатах. Просторові паттерни біокліматичних поясів узгоджуються із субмеридіональним простяганням і переважанням пасом у Східних Карпатах, зокрема на теренах України.

На основі синтезу результатів 119 опублікованих палеокліматичних реконструкцій, виконаних на території досліджень, підтверджено, що палеоклімат Карпат протягом останнього тисячоліття відповідає загальноєвропейській етапності голоцену. Однак виявлено асинхронність ритму і темпу змін річних температур повітря та кількості атмосферних опадів у ландшафтних регіонах Карпат. Визначено, що для палеоклімату Західних і Східних Карпат характерний атлантико-континентальний тип змін температур повітря, тоді як континентальний тип ходу температур (з настанням голоценового максимуму ~ на 2000 років раніше) притаманний Південним Карпатам. У межах останнього тисячоліття така асинхронність (~100 років) пояснюється просторовими коливаннями домінантних циркуляційних паттернів (атлантичних та середземноморського).

Визначено регіональні прояви клімату Середньовічного теплого (СТП) і Малого льодовикового (МЛП) періодів у Карпатах. У межах СТП виділено відносно вологу початкову (IX-XI ст.) та суху фази (XII-XIII ст.). Виявлено раніше настання температурного максимуму СТП (приблизно на 1°C вище від температур оптимуму голоцену і відповідає значенням кліматичної норми 1991–2020 рр.) у високогір'ї Південних Карпат, що потребує підтвердження додатковими палеокліматичними реконструкціями. Створено серію карт просторово-часового розподілу середньорічних температур, температур літа і зими та річної кількості атмосферних опадів у Карпатах упродовж Малого льодовикового періоду. На основі них виявлено: і) пересічно на 1°C нижчі

середньорічні температури повітря у Карпатах порівняно з сучасною кліматичною нормою; ii) найбільші (досягали 2°C) регіональні відмінності у передгір'ї та суміжних рівнинах у межах кліматотону «лісостеп – степ», менші – у високогірних частинах і найменші – у середньогір'ї; iii) поступове підвищення температури повітря взимку (на 0,5–1 °C) із найбільшими значеннями на північному і північно-східному макросхилах і влітку (на 0,2–0,4 °C) – із найвищими значеннями у Західних Карпатах. Під час МЛП панування холодного і вологого клімату узгоджувалось з мінімумами сонячної активності та вулканічною діяльністю, ускладнювалось регіональними відмінностями в зволоженні між Західними та Східними/Південними Карпатами через вплив Північнотлантичного та Середземноморського колювання, циркуляційного паттерну Східна Атлантика/Західна Росія і блокуючих антициклонів.

Антропопресія в Карпатах протягом останнього тисячоліття вплинула на зміну біокліматичних умов. Зростаючий антропогенний тиск, що мігрував вгору по схилах, ускладнює виявлення природних сигналів змін клімату у палеогеографічних індикаторах. Сприятливі кліматичні умови під час СТП відображені у залісненні високогірних районів, розвитку сільського господарства і заселенні низькогірних поясів Карпат, що призвело до прискореної ерозії ґрунтів і зміни ландшафтів. Упродовж МЛП виявлено піковий вплив антропопресії (XV–XVI і XIX ст.), що сягнув карпатських високогір'їв, супроводжувався масштабним вирубуванням лісів і каскадом інтенсивних антропогенних і природних збурень. З XIX ст. поширення основних карпатських деревних порід не відображає кліматотони.

Просторово-часові зміни клімату в геоекотонах Карпат протягом останнього тисячоліття відображають ритміку прояву циркуляційних паттернів на тлі орокліматогенного впливу рельєфу. Найбільші просторові колювання в розподілі кількості річних атмосферних опадів виявлено у зміщенні ізогісти 600 мм (до 100 км на північний схід), що відповідає оптимальному зволоженню лісостепу. Синергетичний вплив орографічних і циркуляційних чинників призвів до асинхронності фаз зволоження у горах порівняно з широтно-зональними ландшафтами. Для клімату прохолодних і дуже прохолодних біокліматичних

поясів середньогір'їв характерні найменш виражені односпрямовані тенденції змін термічного режиму і режиму атмосферних опадів. Просторово-часові коливання клімату в передгірних і низькогірних поясах пов'язані з поглибленням континентальності, причому особливо різкі зміни виявлено у Курбурських Карпатах і Карпатському басейні. Динаміка кліматотонів високогірних і передгірних поясів найвразливіша до антропогенно зумовленої зміни клімату.

У кліматі Карпат останнього тисячоліття ідентифіковано цикли сонячної активності з періодичністю 1000, 500 і 100, 10-16 років. Відхилення або маскування цих циклів пояснюються впливом регіональних циркуляційних паттернів (Атлантичне багаторічне коливання (АБК) і Північноатлантичне коливання (ПАК)), трансформованих над горами. Циркуляційне походження 200–250-річного циклу клімату підтверджується його найбільш виразним проявом у низькогір'ях і середньогір'ях Західних, Східних та Південно-Західних Карпат. Інтенсивність цих циклів зростає під час потеплінь. Високочастотні (2–8 років) коливання клімату під впливом екстремальних фаз ПАК виявлено у кінцевій стадії МЛП і на межі ХХ–ХХІ століть, що слугує індикаторами переходів між різними кліматохронами.

Систематизовано варіації короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів на прикладі Карпатської гірської країни. Встановлено п'ять типів короткоперіодичних змін палеоклімату упродовж тисячолітнього відтинку часу: 1) високогірний з переважанням циклів радіаційного генезису; 2) низькогірний і середньогірний з переважанням циклів циркуляційного генезису; 3) змішаний тип передгір'їв і низькогір'їв; 4) передгірний і низькогірний з переважанням циклів радіаційного генезису; 5) передгірний і низькогірний з переважанням циклів циркуляційного генезису.

На підставі виявлення кліматотонів визначено динамічні межі кліматичних властивостей гірських і суміжних з горами ландшафтних регіонів. Здійснено типізацію кліматотонів на основі їх просторово-часових конфігурацій упродовж тисячоліття (просторових меж коливання та періодичності досягнення маскимальної ширини). У палеокліматі Карпат переважають чотири типи кліматотонів: синергетичний, континуальний, синергетично-континуальний,

стріально-континуальний. Визначено, що максимальні (100 км) просторові коливання властиві кліматотону «широколисті ліси – лісостеп» у Карпатському басейні і кліматотону прохолодного і дуже прохолодного біокліматичних поясів, а найменші – кліматотону помірно-теплого біокліматичного поясу на південно-західному макросхилі Карпат. Виявлені кліматотони можуть слугувати підґрунтям для здійснення районування динамічних станів клімату, ландшафтів та інших природних компонентів.

Виконане дослідження слугує цілісною базою знань про регіональні особливості палеоклімату Карпатських гір і суміжних рівнинних просторів останнього тисячоліття. Встановлені закономірності і припущення вказують на необхідність подальших регіональних палеогеографічних досліджень клімату Середньовічного теплого періоду. Просторово найменш дослідженими залишаються палеоклімат міжгірних улоговин, зокрема Трансільванського плоскогір'я, передгір'їв і низькогір'їв Південних і Південно-Західних Карпат, а також території Сербських та Українських Карпат. У перспективі додаткові палеокліматичні реконструкції у високогірних регіонах можуть допомогти виявити сигнали впливу радіаційних та антропогенних кліматотвірних чинників на зміни клімату.

Ключові слова: палеоклімат, палеогеографічні індикатори, рельєф, Карпати, ландшафтні регіони, атмосферна циркуляція, Середньовічний теплий період, Малий льодовиковий період, цикли

SUMMARY

Kholiavchuk D.I. Climate change and their reflection in the landscape regions of the Carpathians over the last millennium. Manuscript.

Dissertation for the Doctor of Geographical Sciences degree in the speciality 11.00.04 “Geomorphology and Paleogeography”. Taras Shevchenko National University of Kyiv, Kyiv, 2025.

As a result of the systematization of published paleogeographic studies and based on the author's algorithm for a comprehensive survey of mountain paleoclimate, the spatial-temporal distribution of climate change in the Carpathians over the last

millennium has been reconstructed, and types of short-term paleoclimate changes in mountain landscapes have been determined, considering regional climate forcings.

It has been established that over the last millennium, the characteristics of the Carpathian paleoclimate had distinct features at the level of landscape regions of the mountainous country. Their influence was found in the climate of neighbouring flat areas. The boundaries of landscape regions in three types of landscape configurations (ecotone, nuclear, and morphological) have been proposed to identify spatial-temporal changes in paleoclimate. It has been determined that climate change manifestations in regional landscape configurations are consequences of the influence of these structures on the redistribution of heat flows and moisture. In the multi-century time dimension, the intertwining of radiation, circulation, orographic, and anthropogenic forcings leads to cascading, synergetic, and dissipative climate changes and their reflection in landscape succession and fluctuations.

The reconstruction of paleoclimate changes over the last millennium in orographically diverse landscape regions of the Carpathians was based on an integrative analysis of different levels of landscape organization, from global to regional, and their synergetic manifestations. The landscape region is interpreted as an object of climate dynamics and a space where regional climate changes take place. Here, conditions for changing the properties of neighbouring flat ecotones are also created. The concept of climatotones has been proposed. They were identified based on spatial fluctuations of isotherms and isohyets (with values optimal for the biota of landscape regions) under the influence of oroclimatogenic effects.

The paleoclimate of the Carpathians over the last millennium has been reconstructed as a spatial-temporal system based on proxy data obtained from peatbogs, lakes, alluvial and cave deposits, and dendrochronological and documentary records. Synthesis and reconciliation of paleoclimatic indicators with instrumental climate records for reference periods were applied for the most objective paleoclimate representation. For this purpose, an algorithm for studying short-period paleoclimate changes in mountainous regions using quantitative and qualitative paleoclimatic indicators was developed. Quantitative reconstructions of annual and seasonal temperatures and precipitation were derived from dendroclimatic indicators and

isotopic analyses of speleothems and ice cores with a temporal resolution of up to 10 years. It has been proved that the isotopic content of cave deposits is the most reliable and promising proxy data for reconstructing the cold season climate and distinguishing regional moisture sources. Multiproxy data from deposits of mountain bogs, lakes, and alluvial and cave sediments were used to reconstruct vegetation dynamics, anthropopressure, slope and hydrological processes, serving as qualitative indicators of landscape and paleoclimate changes.

Regional patterns of spatial-temporal distribution of the present climate characteristics of the Carpathians (1991-2020) have been distinguished as a reference for identifying paleoclimatic changes. The regional manifestation of synergetic interaction between circulation and orographic factors spatially extends to the geocotones “broadleaf forests – forest-steppe” and “forest-steppe – steppe”. It is reflected in the configuration of their climatones. Significant differences in the solar radiative forcing influence, especially in the solar radiation intensity, have been revealed in the spatial patterns of the nuclear landscape regions – bioclimatic belts. The biggest variations of such influence – up to 80% in the mean annual and seasonal air temperature field distribution – were found in the Eastern Carpathians. The configurations of the Carpathian morphological landscape regions are reflected in the dominance of ring forms in the climatic fields of distribution of annual and seasonal air temperatures and precipitation. They transform under the depression influence of intermountain basins, asymmetry of macroslopes relative to the advection of moisture sources, and different forms and sizes of plateaus and ridges. The climatic features of intermountain basins are found regionally significant in the Eastern Carpathians. The spatial patterns of bioclimatic belts are consistent with the submeridional direction and prevalence of ridges in the Eastern Carpathians, particularly in Ukraine.

Based on the synthesis of the results of 119 published paleoclimatic reconstructions conducted in the study area, it has been confirmed that the paleoclimate of the Carpathians over the last millennium corresponds to the general European stages of the Holocene. However, asynchrony in the rhythm and pace of changes in annual air temperatures and precipitation amounts in the Carpathian landscape regions has been revealed. It has been established that an Atlantic-continental type of air temperature

change is characteristic of the paleoclimate of the Western and Eastern Carpathians. In contrast, the continental type of temperature pattern (with the Holocene maximum occurring ~2000 years earlier) is characteristic of the Southern Carpathians. Within the last millennium, such asynchrony (~100 years) is accounted for by spatial fluctuations of the dominant circulation patterns (Atlantic and Mediterranean).

Regional manifestations of the Medieval Warm Period (MWP) and Little Ice Age (LIA) climate in the Carpathians have been distinguished. Within the MWP, relatively humid (9th-11th centuries) and dry phases (12th-13th centuries) have been identified. An earlier onset of the MWP temperature maximum (approximately 1°C higher than the Holocene optimum temperatures relative to the climate normal of 1991-2020) was discovered in the high-altitude Southern Carpathians. That requires confirmation by additional paleoclimatic reconstructions. A series of maps of the spatial-temporal distribution of mean annual temperatures, summer and winter temperatures, and annual precipitation in the Carpathians during the Little Ice Age has been developed. Based on these, the following findings have been made: i) mean annual air temperatures in the Carpathians were on average 1°C lower compared to the current climate normal; ii) the biggest regional differences (reaching 2°C) were in the foothills and adjacent plains within the “forest-steppe – steppe” climatotone, smaller differences in the high-altitude areas, and the smallest in the mid-mountain regions; iii) a gradual increase in air temperature in winter (by 0.5-1°C), with the highest values on the northern and north-eastern macroslopes, and in summer (by 0.2-0.4°C), with the highest values in the Western Carpathians. During the LIA, the dominance of cold and humid climate was consistent with solar activity minimums and volcanic activity. It was complicated by regional differences in moisture between the Western and Eastern/Southern Carpathians due to the influence of the North Atlantic and Mediterranean oscillations, the East Atlantic/Western Russia circulation pattern, and blocking anticyclones.

The anthropopressure in the Carpathians over the last millennium influenced the change in bioclimatic conditions. The increasing anthropogenic pressure gradually going up the slopes complicates the detection of natural climate change signals in the proxy data. The favourable climatic conditions during the MWP are reflected in the afforestation of high-altitude areas, the development of agriculture, and the settlement

of low-mountain belts in the Carpathians, which led to accelerated soil erosion and landscape changes. The LIA peak anthropopressure impact was detected in the 15th-16th and 19th centuries. It reached the high-altitude Carpathians and involved large-scale deforestation and a cascade of intensive anthropogenic and natural disturbances. Starting from the 19th century, the distribution of the main Carpathian tree species no longer serves as a climatone indicator.

The spatial-temporal climate changes in the geocotones of the Carpathians over the last millennium reflect the rhythm of circulation patterns under the oroclimatogenic influence of relief. The largest spatial fluctuations in the distribution of annual precipitation were found in the shift of the 600-mm isohyet (up to 100 km to the northeast), which corresponds to the optimal moisture balance for the forest-steppe. The synergetic influence of orographic and circulation factors led to asynchronous moisture phases in the mountains compared to zonal landscapes. The climate of cool and very cool bioclimatic belts of the mid-altitude mountain regions is characterised by the least pronounced monotonic trends in thermal regime and precipitation regime changes. The spatial-temporal climate fluctuations in the foothill and low-mountain belts are associated with increasing continentality, with particularly marked changes detected in the Curvature Carpathians and the Carpathian Basin. The dynamics of the climatones in the high-altitude and foothill mountain belts is the most susceptible to anthropogenically induced climate changes.

Solar cycles with periodicities of 1000, 500, 100, and 10-16 years in the climate of the Carpathians over the last millennium have been identified. The deviations or masking of these cycles are accounted for by the influence of regional circulation patterns (Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and North Atlantic Oscillation (NAO)), transformed over the mountains. The circulation origin of the 200-250-year climate cycle is confirmed by its most pronounced manifestation in the low and middle mountains of the Western, Eastern, and South-Western Carpathians. The intensity of these cycles increases during warm phases. High-frequency (2-8 years) climate fluctuations influenced by extreme phases of the NAO were detected in the final stage of the LIA and at the turn of the 21st century. They serve as indicators of transitions between different climatochrones.

The variations of short-term paleoclimate changes in mountainous regions have been systematised using the example of the Carpathian mountainous country. The following five types of short-term paleoclimate changes over a millennium have been established: 1) high-mountain type, with predominant radiation genesis cycles; 2) low-mountain and mid-mountain type, with predominant circulation genesis cycles; 3) mixed type of foothills and low-mountains; 4) foothill and low-mountain type, with predominant radiation genesis cycles; 5) foothill and low-mountain type, with predominant circulation genesis cycles.

Based on the identification of climatones, the dynamic boundaries of the climate properties of mountainous and adjacent to mountainous landscape regions have been determined. The climatone types are distinguished based on their spatiotemporal configurations over the millennium (spatial limits of oscillation and periodicity of reaching the maximum width). The following four types of climatones prevail in the paleoclimate of the Carpathians: synergetic, continuous, synergetic and continuous, strial and continuous. It has been established that the maximum (100 km) spatial fluctuations are characteristic of the climatone “broad-leaved forests - forest-steppe” in the Carpathian Basin and of the climatone of cool and very cool bioclimatic zones, and the minimum ones – of the climatone of the temperate-warm bioclimatic zone on the south-western Carpathian macroslope. The climatones can serve as the basis for zoning the dynamic states of climate and landscapes.

The research provides a comprehensive knowledge base on the regional features of the paleoclimate of the Carpathian Mountains and the adjacent plains in the last millennium. The established patterns and assumptions indicate the need for further regional paleogeographic studies of the Medieval Warm Period climate. Spatially, the paleoclimate of intermountain basins remains the least studied, particularly that of the Transylvanian Plateau, the foothills and low mountains of the Southern and the South-Western Carpathians, as well as the territories of the Serbian and the Ukrainian Carpathians. In the future, paleoclimatic reconstructions in high-mountain regions may help to identify the signals of radiation and anthropogenic climate forcings.

Keywords: *paleoclimate, proxy data, relief, Carpathians, landscape regions, atmospheric circulation, Medieval warm period, Little Ice Age, cycles*

СПИСОК ОПУБЛІКОВАНИХ НАУКОВИХ ПРАЦЬ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

Наукові праці, в яких опубліковано основні наукові результати
дисертації

*Статті в журналах, які входять до міжнародних
наукометричних баз даних
Scopus та Web of Science*

1. **Kholiavchuk, D.**, Gurgiser, W., & Mayr, S. (2024). Carpathian Forests: Past and Recent Developments. *Forests*, (15), 65. <https://doi.org/10.3390/f15010065>. (Особистий внесок автора – концептуалізація, методологія, формальний аналіз, підготовка рукопису), (Scopus, Q1).

2. Decaulne, A., Răchită, I., **Kholiavchuk, D.**, Pop, O., Horia Holobâcă, I., Ridush, O., Ridush, B., & Horváth, C. (2023). Patterns of snow avalanche activity during the last century in Chornohora Range (Eastern Carpathians, Ukraine): tree-ring reconstruction coupled with synoptic conditions analysis. *Catena*, (233) 107523. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107523> (Особистий внесок автора – методика, експериментальна частина, синоптичний аналіз умов сходження снігових лавин), (Scopus, Q1).

3. Gavrilă, I. G., **Kholiavchuk, D.**, Holobâcă, I. H., Ridush, O., Horváth, C., Ridush, B., ... & Pop, O. T. (2022). Tree-ring records of snow-avalanche activity in the Rodna Mountains (Eastern Carpathians, Romania). *Natural Hazards*, 114(2), 2041-2057. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05458-w>. (Особистий внесок автора – експериментальна частина, аналіз кліматичних чинників повторюваності лавин), (Scopus, Q1).

4. Cebulska, M., & **Kholiavchuk, D.** (2022). Variability of meteorological droughts in the polish and the Ukrainian Carpathians, 1984–2015. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 134(1), 17. <https://doi.org/10.1007/s00703-021-00853-7>. (Особистий внесок автора – методика досліджень, статистичний та просторовий аналіз мінливості атмосферних посух в Українських Карпатах), (Scopus, Q3).

5. **Kholiavchuk, D.**, & Cebulska, M. (2019). The highest monthly precipitation in the area of the Ukrainian and the Polish Carpathian Mountains in the period from 1984 to 2013. *Theoretical and Applied Climatology*, (138), 1615-1628.

<https://doi.org/10.1007/s00704-019-02910-z> (Особистий внесок автора – методика досліджень, ретроспективний огляд досліджень за темою, статистичний та просторовий аналіз кількості місячних атмосферних опадів в Українських Карпатах), (Scopus, Q2).

6. Kynal, O., & Kholiavchuk, D. (2016). Climate variability in the mountain river valleys of the Ukrainian Carpathians. *Quaternary International*, (415), 154-163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.053>. (Особистий внесок автора – методика досліджень, багатовіковий статистичний і просторовий аналіз річних температур повітря та кількості атмосферних опадів в Українських Карпатах), (Scopus, Q1).

Наукові фахові видання, затверджені МОН України

1. Холявчук, Д. І., & Талабан, О. П. (2023). Топоклімат Середнього Придністер'я за даними цифрових метеостанцій Davis. *Науковий вісник ХДУ, Серія Географічні науки*, (19), 53-63. <https://doi.org/10.32999/ksu2413-7391/2023-19-6>. (Особистий внесок автора – методика дослідження локальних кліматів рівнинних просторів, суміжних з Карпатами, за даними автоматизованих спостережень цифрових метеостанцій), (категорія Б).

2. Холявчук, Д. І. (2023). Мінливість біокліматичних поясів Карпат: нуклеарна конфігурація ландшафтів у динаміці. *Ландшафтознавство*, 4(2), 33-44. <https://doi.org/10.31652/2786-5665-2023-4-33-44>, (категорія Б).

3. Холявчук, Д., & Марко, І. (2023). Мінливість тривалості сонячного сяйва на теренах Західної України. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (845), 52-64. <https://doi.org/10.31861/geo.2023.845.52-64>. (Особистий внесок автора – методика геостатистичного аналізу, характеристик сонячної радіації за супутниковими даними), (категорія Б).

4. Холявчук, Д. (2022). Клімат Покутсько-Буковинських Карпат і Передкарпаття у другій половині XIX ст. – на початку XX ст. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (839), 69-81. <https://doi.org/10.31861/geo.2022.839.69-81>, (категорія Б).

5. Kholiavchuk, D. (2022). Changes in the atmospheric circulation types over western Ukraine in the 20th-21st centuries. *Visnyk Kyivskogo nacionalnogo*

universytetu imeni Tarasa Shevchenka, Geografiya [Bulletin of Taras Shevchenko National University of Kyiv, Geography], 3/4(84/85), 39-45. (in English, abstr. in Ukrainian). <https://doi.org/10.17721/1728-2721.2022.85.2> (категорія Б).

6. **Холявчук, Д. І.** (2019). Мінливість регіональної атмосферної циркуляції у розподілі опадів над передгір'ям Українських Карпат. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 3(54), 162-164, (категорія Б).

7. **Холявчук, Д. І.** (2019). Радіаційні характеристики клімату Західної України: можливості ідентифікації змін. *Фізична географія та геоморфологія*, 94(2), 45-51. <https://doi.org/10.17721/0868-6939.2019.2.45-51>, (категорія Б).

8. Киналь, О. В., & **Холявчук, Д. І.** (2018). Бездошові періоди у регіоні Буковинського Передкарпаття (на прикладі Чернівців). *Фізична географія та геоморфологія*, 2(90), 91-96. (Особистий внесок автора – методика та статистичний аналіз характеристик бездошових періодів передгір'я), (категорія Б).

9. **Холявчук, Д. І.**, & Лазурка, Д. (2017). Місцеві риси клімату Сучавського плато та їхня мінливість. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (793), 101-108. (Особистий внесок автора – методика досліджень, аналіз результатів), (категорія Б).

10. **Холявчук, Д.**, & Питюк, О. (2017). Комфортні риси клімату низькогірних долин (на прикладі м. Яремче). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Географія*, 3(68), 52-56. (Особистий внесок автора – методика досліджень, аналіз результатів), (категорія Б).

11. **Холявчук, Д. І.**, Росоха, Ю., & Гумніцька, М. (2015). Динаміка характеристик вітрового поля на Буковинським Передкарпаттям протягом 2001–2013 рр. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (744–745), 61-68. (Особистий внесок автора – методика та кліматологічний статистичний аналіз характеристик вітру над передгір'ям), (категорія Б).

12. **Холявчук, Д. І.** (2012). Карпатський регіон у контексті глобальних кліматичних змін. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (614–615), 116-120, (категорія Б).

13. **Холявчук, Д. І.** (2013). Ландшафтна неоднорідність долини Середнього Дністра. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (672–673), 60–63, (категорія Б).

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

1. **Kholiavchuk, D.**, Mayr, S., & Gurgiser, W. (2023). Developments of Carpathian forests from Holocene to Anthropocene. *The 7th Conference on Regional Climate and Environmental Dynamics: Geoscience In The Carpathian And Black Sea Region (GCBS 2023)*. Vatra Dornei, Suceava County, Romania, 14–17 September 2023, 4(1), 12-12.

2. **Kholiavchuk, D.**, Gurgiser, W., & Mayr, S. (2023). Climate change in the Carpathian forests: recent developments. *7th Forum Carpaticum Conference. Carpathian Futures – Critical Transitions*. 25–28 September 2023, Kraków, Poland, 104.

3. **Kholiavchuk, D.** (2023). Spatial patterns of droughts in the Northeastern Carpathians, *EGU General Assembly 2023*, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-450. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-450>.

4. **Холявчук, Д.** (2023). Типи клімату Карпат: столітні зміни та проєкції на майбутнє. *Географічна освіта і наука: виклики і поступ: матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 140-річчю географії у Львівському університеті (Львів, 18–20 травня 2023 р.)*, 41-44.

5. **Kholiavchuk, D.**, Zelenchuk, V., & Pasichnyk, M. (2022). Slope Processes In The Forest Ecosystems Of The Ukrainian Carpathians (Chornohora And Borzhava Massifs) Linked To Climate Change. *International Mountain Conference 2022: Synthesize Mountains Of Knowledge. Abstracts*. Innsbruck, September 11–15, 2022, IMC22-FSAbstr788.

6. **Холявчук, Д. І.** (2022). Інтерпретація кліматичної мінливості гірських ландшафтів із застосуванням ґрид-даних. *Прикладне ландшафтознавство : історія, сучасність, перспективи: Матеріали Всеукраїнського наукового семінару пам'яті професора Анатолія Мельника (Львів–Ворохта, 6–9 жовтня 2022 р.)*, 48-50.

7. Shkaieva, D., & **Kholiavchuk, D.** (2022). Climate fluctuations in the Carpathians during the Little Ice Age. *Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future (CECCEE-2022)*. 24–27 November 2022, Vatra Dornei, Romania, 57-58.

8. **Kholiavchuk, D.**, & Cebulska, M. (2021). Maximum monthly precipitation totals in the urbanised areas the Polish and Ukrainian Carpathian foreland, 1984–2016. *Культурний ландшафт як географічний феномен : Матеріали Міжнар. наук. конф. (Чернівці, 23–25 вересня 2021 р.)*, 36-38.

9. **Холявчук, Д.**, & Киналь, О. (2020). Регіональні дослідження ландшафтно-кліматичних властивостей рубіжних територій: проблеми, досвід, перспективи. *П'яті Сумські наукові географічні читання: збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції (Суми, 9–11 жовтня 2020 р.)*, 131-135.

10. **Холявчук, Д.** (2019). Радіаційні характеристики кліматів західної України: можливості ідентифікації змін. *Довготермінові спостереження довкілля: досвід, проблеми, перспективи: матеріали Міжнародного наукового семінару, присвяченого 75-річчю з дня народження Б. П. Мухи і 50-річчю роботи Розтоцького ландшафтно-геофізичного стаціонару Львівського національного університету імені Івана Франка (Львів–Брюховичі, 10–12 травня 2019 р.)*, 108- 110.

11. **Kholiavchuk, D.** (2019). Meteorological triggers for snow avalanches in the Borzhava and Chornohora massifs of the Ukrainian Carpathians. *Abstract Volume. 17th Swiss Geoscience Meeting. Fribourg, 22nd + 23rd November 2019*, 325-326.

12. Cebulska, M., & **Kholiavchuk, D.** (2018). Atmospheric droughts in the Polish and Ukrainian Carpathians in the years 1984–2015. *Hydrology in natural and anthropogenic environments (Hydro2018)*. 4–7 September 2018, Kraków, Poland, 14- 15.

13. **Kholiavchuk, D.** (2018). Exposition à la sécheressed ans l'avant-pays des Carpates orientales. *Les risqué naturels dans le contexte du changement climatique. March, 15–17, 2018, Cluj-Napoca, Romania*, 69-74.

14. **Холявчук, Д. І.**, & Киналь, О. В. (2018). Рівнинні мезоклімати України: межі, прояв і мінливість. *Географія в Київському національному університеті*

ім. Тараса Шевченка: 85 років – досягнення та перспективи: матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 85-річчю географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (м. Київ, 30–31 березня 2018), 262-265.

15. **Kholiavchuk, D.** (2017). Short-term fluctuations of periods with consecutive dry days in the context of centennial variability in the Eastern Carpathian foreland. *Adaptation and resilience to droughts: historical perspectives in Europe and beyond. June 1–2, 2017, Strasbourg, France*, 18-18.

16. **Холявчук, Д. І., & Киналь, О. В.** (2017). Особливості бездощів'я у передгір'ях Українських Карпат (Ретроспективний аналіз). *Проблеми ландшафтознавства в контексті стратегії сталого розвитку та Європейської ландшафтної конвенції. Матеріали Міжнародного наукового семінару, присвяченого 40-річчю заснування Черногірського географічного стаціонару (3–5 листопада, 2017 р.), 51-53.*

17. **Kholiavchuk, D., & Cebulska, M.** (2016). Variability of the highest monthly precipitation in the area of Ukrainian and Polish Carpathian Mountains in the years 1984–2013. *Future of the Carpathians: Smart, Sustainable, Inclusive. Conference abstracts. Forum Carpaticum 2016 (September 28–30, 2016, Bucharest, Romania)*, 99-100.

18. **Холявчук, Д. І.** (2016). Кліматична динаміка ландшафтів Західної України: десятиліття мінливості і тренди. *Українська географія: сучасні виклики. Збірник наукових праць у 3-х т (Т. III)*, 167-168.

19. **Kholiavchuk, D.** (2016). Inter-annual fluctuations in the internal climate variability of the Eastern Carpathians foreland deposits. *Central and Eastern Europe Paleoscience Symposium: From Local to Global (23–24 May 2016, Suceava, Romania)*, 42-44.

20. **Холявчук, Д. І.** (2016). Дослідження клімату Українських Карпат у Чернівецькому університеті: минуле, сучасне, перспективи. *Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до 140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному*

університеті імені Юрія Федьковича): *Матеріали Міжнародної наукової конференції (Чернівці, 11–13 жовтня 2016 р.)*, 87-88.

21. **Kholiavchuk, D.**, & Pytyuk, O. (2015). Variability of mountain valley climates in the Ukrainian Carpathians in the 21th century. *The International Symposium «Environmental Quality and land Use». 8–10 May 2015, Suceava*, 34-35.

22. **Kholiavchuk, D.** (2015). The evolution of the wind patterns over regions with complex topography in the last 50 years (on the example of the Dniester Canyon, Ukraine). *Air and water components of the environment. 20–22 Martie 2015. Cluj-Napoca*, 209-216.

23. Kynal, O., & **Kholiavchuk, D.** (2014). Trends of climate change in the Ukrainian Carpathians during last 130 years. *Late Pleistocene and Holocene climatic variability in the Carpathian-Balkan region: Georeview. Abstracts volume. Nov. 2014*, 85-90.

24. **Kholiavchuk, D.** (2014). Peculiarities of the wind streaming over valley terrains (on the example of Dniester canyon). *Рельєф і клімат: Матеріали Міжнародного наукового симпозиуму (Чернівці, 23–25 жовтня 2014 р.)*, 58-59.

25. **Холявчук, Д.** (2013). Топоклімати долинних ландшафтів Середнього Дністра. Географічна наука і практика: виклики епохи: *Матеріали міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті (Львів, 16–18 травня 2013 р.)*, (2), 91-95.

Наукові праці, які додатково відображають

наукові результати дисертації

1. **Холявчук, Д. І.** (2015). Кліматична мінливість ландшафтів Українських Карпат. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(80), 103-107.

2. **Холявчук, Д. І.** (2013). Висотна кліматична неоднорідність середньодністерських долинних ландшафтів у районі водосховища. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського. Серія: Географія*, (25), 172-179.

Зміст

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ.....	23
ВСТУП.....	24
РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ БАГАТОРІЧНИХ ЗМІН КЛІМАТУ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ	32
1.1. Теоретичні основи дослідження змін клімату як відображення динаміки ландшафту.....	32
1.2. Особливості клімату гірських країн та його дослідження.....	42
1.3. Просторово-часове означення ландшафтних регіонів гір як об'єктів палеокліматичних досліджень	56
1.4. Виявлення багаторічних змін клімату гір з позицій палеокліматології	64
Висновки до розділу 1	78
РОЗДІЛ 2. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ БАГАТОРІЧНИХ ЗМІН КЛІМАТУ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ	81
2.1. Статистичний аналіз часових рядів кліматичних даних.....	81
2.2. Алгоритм застосування результатів даних метеорологічного моніторингу в палеокліматичних дослідженнях	92
2.2.1. Дані спостережень наземних метеостанцій.....	92
2.2.2.Індекси кліматотвірних чинників.....	94
2.3. Особливості застосування кількісних палеокліматичних індикаторів..	97
2.3.1. Виявлення і відбір палеокліматичних індикаторів.....	97
2.3.2. Документальні дані	102
2.3.3. Річні кільця дерев.....	103
2.3.4. Болотні та озерні відклади	108
2.3.5.Печерні відклади	110
2.4. Визначення якісних індикаторів змін клімату за палеокліматичними індикаторами.....	113
2.5. Просторове моделювання зміни палеоклімату	119
Висновки до розділу 2	123
РОЗДІЛ 3. РЕГІОНАЛЬНІ РИСИ КЛІМАТУ КАРПАТ	126
3.1.Особливості прояву кліматотвірних чинників.....	126
3.1.1.Сонячна радіація	126
3.1.2. Атмосферна циркуляція	132

3.2.	Клімат Карпат на тлі екотонних ландшафтних регіонів	138
3.3.	Кліматичні особливості нуклеарних ландшафтних регіонів Карпат.....	149
3.4.	Кліматичні особливості морфологічних ландшафтних регіонів Карпат	159
	Висновки до розділу 3	170
РОЗДІЛ 4. ЗМІНИ КЛІМАТУ РЕГІОНІВ КАРПАТ УПРОДОВЖ ОСТАННЬОГО ТИСЯЧОЛІТТЯ (ДО ПОЯВИ ІНСТРУМЕНТАЛЬНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ) ..		
4.1.	Динаміка клімату Карпат у голоцені.....	174
4.2.	Загальні риси клімату Карпат упродовж останнього тисячоліття.....	185
4.3.	Клімат Середньовічного кліматичного оптимуму (ІХ-ХІІІ ст.) у Карпатах	189
4.4.	Клімат Малого льодовикового періоду (ХІV–ХІХ ст.) у Карпатах	196
4.5.	Зміни ландшафтів упродовж останнього тисячоліття.....	207
	Висновки до розділу 4	217
РОЗДІЛ 5. ЗМІНИ КЛІМАТУ РЕГІОНІВ КАРПАТ У ХХ–ХХІ СТ.		
5.1.	Клімат Карпат у ХХ–ХХІ ст.....	220
5.2.	Кліматична мінливість у регіонах Карпат упродовж 1880–1940 рр.	223
5.3.	Клімат регіонів Карпат упродовж 1940–1960 рр.	227
5.4.	Кліматична мінливість упродовж 1960-1990 рр.....	232
5.5.	Клімат регіонів Карпат у кінці ХХ – на початку ХХІ ст.....	236
5.6.	Зміни ландшафтів на тлі змін клімату у Карпатах ХХ-ХХІ ст.	241
	Висновки до розділу 5	247
РОЗДІЛ 6. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗМІН КЛІМАТУ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ		
6.1.	Просторово-часові закономірності змін клімату екотонних ландшафтних регіонів Карпат	249
6.2.	Просторово-часові закономірності змін клімату нуклеарних ландшафтних регіонів	256
6.3.	Просторово-часові закономірності змін клімату морфологічних ландшафтних регіонів Карпат.....	259
	Висновки до розділу 6	265
РОЗДІЛ 7. ТИПИ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИХ ЗМІН КЛІМАТУ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ		
7.1.	Типи короткоперіодичних змін клімату гірських регіонів	267

7.2. Типи кліматотонів гірських та суміжних регіонів	274
Висновки до розділу 7	278
ВИСНОВКИ.....	280
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ.....	285
Додатки.....	337

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ

МГЕЗК – Міжурядова група експертів зі змін клімату
ЕРФ – ефективний радіаційний форсинг
МЛП – Малий льодовиковий період
СТП – Середньовічний теплий період
ПАК – Північноатлантичне коливання
СА/ЗР – циркуляційна система Східна Атлантика / Західна Росія
СК – Середземноморське коливання
СКАНД – Скандинавська циркуляційна система
АБК – Атлантичне багаторічне коливання
ЕЗ – екозона
ССР – сумарна сонячна радіація
AL – інтерстадіал алеред
DR – інтерстаділ дріас
SB – суббореальний період
BO – бореальний період
AT – атлантичний період
SA – субатлантичний період

ВСТУП

Обґрунтування вибору теми. Визначення динаміки та оцінка зміни клімату і адаптації до неї є вкрай важливими проблемами нинішнього й наступних поколінь. Оцінка поточних змін у кліматичній системі залежить від розуміння палеоклімату і здатності розрізнити впливи на нього природних і антропогенних чинників. У доповіді Міжурядової групи експертів зі змін клімату (МГЕЗК) (IPCC, 2023) вказано, що застосування палеокліматичних даних суттєво покращує моделювання і прогнозування багатовікових змін клімату.

У дослідженнях зміни клімату галузеві підходи змінюються між- і трансдисциплінарними. У доповідях МГЕЗК (IPCC 2007–2022) відображено різні підходи до трактування динаміки клімату в глобальному масштабі через зростаючу множину різноспрямованих кліматично залежних індикаторів змін ландшафтів у різних регіонах світу. Найбільш актуальними для кожної території є регіональні дослідження, які дають змогу визначити тенденції зміни клімату на основі вивчення просторово-часової поведінки його індикаторів і реакції ландшафтів на них саме у її межах.

Згідно із доповіддю МГЕЗК (2022) зміна клімату Європи, починаючи із 1960-х років, означена підвищенням температур повітря, мінливістю (без чітких тенденцій розподілу) опадів і збільшенням повторюваності екстремальних подій, зокрема циркуляційного генезису. Регіональні і локальні варіації зміни клімату в областях із неоднорідною і глибоко розчленованою (>2000 м) поверхнею є дуже складними і, часто, найбільш екстремальними (Adler et al., 2022).

Гірські поверхні виступають ядрами збурень приземної атмосфери, а, відповідно, і коливань полів генералізованих параметрів – кліматичних індикаторів. Тут очікуваними є різноспрямовані зміни (флуктуації) або невиразні тенденції змін кліматичних параметрів впродовж кількадесятилітніх відтинків. Ландшафтні регіони дугоподібних Карпат є важливими модельними об'єктами для виявлення просторово-часових характеристик змін клімату на стику субглобального, регіонального і хоричного просторових рівнів ландшафту. Пошук комплексного географічного підходу до виявлення змін клімату у

ландшафтних регіонах Карпат впродовж останньої тисячі років задля визначення масштабу сучасних змін клімату зумовлює актуальність дослідження.

Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами. Дисертаційне дослідження пов'язане із напрямками науково-дослідної роботи кафедри фізичної географії, геоморфології та палеогеографії Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича. Авторка брала участь у науково-дослідних темах: «Еволюція та антропогенізація ландшафтів передгірських і гірських територій України» (Державний реєстраційний номер 0111U002505), «Динаміка і трансформація ландшафтів регіонів Західної України» (Державний реєстраційний номер 0116U003678), «Реакція ландшафтів Західного регіону України на глобальні кліматичні зміни та антропопресію» (Державний реєстраційний номер 0121U110148). Її особистий внесок – інтерпретація змін клімату передгірських та гірських ландшафтів Західного регіону України, зокрема на основі палеоландшафтних індикаторів. Використані й результати наукових проєктів, підтриманих закордонними грантами, зокрема міжнародний науково-дослідницький проєкт 09-AUF, ACTIVNEIGE «Снігові лавини в Румунських та Українських Східних Карпатах» (2019–2021 рр.). Особистий внесок – розробка методології дослідження та оцінка впливу кліматичних змін на активність снігових лавин. У 2022–2023 рр. виконувала індивідуальні наукові проєкти за грантом JESH від Австрійської Академії наук «Снігові лавини в Українських Карпатах на тлі кліматичних змін» та Австрійської дослідницької асоціації 03/052 «Розбудова адаптаційних можливостей віддалених гірських громад в Українських Карпатах до змін клімату, довкілля та суспільства на основі традиційних знань».

Метою дослідження є встановлення просторово-часового розподілу зміни клімату Карпат за останнє тисячоліття і визначення регіональних проявів короткоперіодичних змін палеоклімату Карпатських гір і суміжних рівнинних просторів.

Для досягнення мети визначені такі **завдання**:

1) на основі теорій динамічних і складних систем, короткотривалих змін клімату в гірських ландшафтах розробити міждисциплінарний методологічний апарат дослідження;

2) визначити палеогеографічні індикатори змін клімату та алгоритм інтерпретації їхніх параметрів для вивчення мінливості клімату гірських ландшафтів регіонального масштабу впродовж останнього тисячоліття;

3) встановити особливості клімату Карпат у залежності від регіональних типів конфігурації ландшафтів;

4) реконструювати палеоклімат та пов'язані ландшафтотвірні процеси у Карпатах із часу середньовічного кліматичного оптимуму;

5) встановити просторово-часові зміни клімату ландшафтних регіонів Карпат з часу початку інструментальних спостережень;

6) виявити зв'язок між просторово-часовими змінами палеоклімату регіонів Карпат і чинниками регіонального кліматогенезу;

7) провести типізацію конфігурацій (паттернів) кліматичних полів і короткоперіодичних змін клімату Карпат упродовж останнього тисячоліття.

Об'єктом дослідження виступає палеоклімат ландшафтних регіонів Карпат за останню тисячу років.

Предметом дослідження є просторово-часові закономірності зміни клімату ландшафтних регіонів Карпат упродовж останнього тисячоліття: Середньовічного теплого періоду (~900–1300 pp.), Малою льодовикового періоду (~1300–1850 pp.) і перехідного етапу до сучасного потепління (від 1880-х pp.). Каркасом для виявлення просторово-часових змін є ландшафтні регіони у трьох типах конфігурацій ландшафтів (екотонних, нуклеарних і морфологічних за означенням М. Гродзинського).

Теоретико-методологічною основою дослідження є міждисциплінарний синтез теорій короткотривалих змін кліматичних факторів та їхнього впливу на палеоландшафти гірських регіонів. Фундаментом дослідження слугують: **1)** теорії короткотривалих змін клімату: R. Faibridge, F. Ljungqvist, J. Luterbacher, M. Mudelsee, J. Oliver, D. Wilks; **2)** постулати палеогеографічних реконструкцій клімату: М. Веклич, Н. Герасименко, Ж. Матвіїшина, R. Brazdil, A. Feurdean,

М. Galka, Z. Kern, M. Mann, V. Nagavcius, I. Pora; **3)** теоретичні положення просторово-часового виявлення ландшафту та його динаміки: К. Геренчук, М. Гродзинський, В. Пащенко, В. Петлін, Л. Сорокіна, Г. Денисик; **4)** геоморфологічні та екогеографічні концепції про регіон і роль клімату в його виявленні та метризації: І. Ковальчук, С. Бортник, І. Круглов, В. Палієнко, R. Bailey, G. Bonan, D. Lóczy, R. Sayre; **5)** інтерпретації динаміки гірських кліматів: І. Бучинський, О. Киналь, М. Рибін, Л. Сакалі, А. Токмаков, R. Vagyu, R. Geiger, T. Niedwiedz, N. Pepin; **6)** постулати вивчення зміни клімату: доповіді МГЕЗК, С. Краковська, В. Осадчий, В. Волощук, С. Бойченко, С. Степаненко, С. Adler, M. Birsan, M. Lakatos, D. Micu J., Spinoni, S. Szalai, R. Twardosz.

Методи дослідження. Для встановлення короткоперіодичних просторово-часових закономірностей зміни палеоклімату гір застосовано: **1)** синтез палеогеографічних реконструкцій з якісними та кількісними палеокліматичними індикаторами; **2)** кліматологічний статистичний аналіз рядів кліматичних даних та їхнє просторове моделювання; **3)** циклостратиграфічний аналіз мінливості палеоклімату; **4)** кореляційний аналіз чинників та індикаторів змін.

До основних індикаторів змін палеоклімату віднесено: **1)** реконструйовані кліматичні параметри (річна і сезонна температура повітря, кількість атмосферних опадів); **2)** екстремальні показники (індекси посух) як збурювачі змін ландшафтів; **3)** реакції на зміни клімату індикаторів палеоландшафтних змін (типи/підтипи рослинності, екзогенних процесів тощо) і форм природокористування.

Кількісну інтерпретацію давніх температур повітря і опадів здійснено на основі палеокліматичних реконструкцій за річними кільцями дерев, ізотопним вмістом відкладів печер та за архівними даними. Залучено палеогеографічні реконструкції змін ландшафтів, рослинності і кліматично зумовлених несприятливих явищ (зсувів, повеней, посух) за вивченням озерних, болотних та річкових відкладів і ліхенометричного аналізу.

Кліматологічний статистичний аналіз рядів кліматичних даних для виявлення тенденцій і структури їхньої мінливості виконано у програмному середовищі R. Для просторового кліматологічного аналізу використано геостатистичні методи, зокрема інтерполяційний метод крігінгу точкових даних

у *ArcGIS Pro 3.0.0*. Циклостратиграфічний аналіз і виявлення когерентності індикаторів і чинників (величина радіаційного форсингу сонячного випромінювання, індекси регіональних атмосферних циркуляцій) здійснено на основі спектрального вейвлет-розкладання рядів даних у програмному середовищі *R*.

Наукова новизна і теоретичне значення отриманих результатів. До основних положень наукової новизни належать:

Вперше:

1) розроблено міждисциплінарну теоретико-методологічну основу вивчення короткотривалих (у межах тисячоліття) змін клімату гірських ландшафтів регіонального рівня;

2) запропоновано алгоритм дослідження короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів;

3) оптимальним просторовим об'єктом палеокліматичних досліджень гір означено ландшафтний регіон у трьох типах конфігурацій (екотонних, нуклеарних і морфологічних);

4) запропоновано концепцію кліматотону для просторово-часового виявлення зміни клімату на межі різних типів ландшафтних регіонів;

5) обґрунтовано типові ознаки змін палеоклімату Карпат як цілісної природної структури і чинники регіонального кліматогенезу упродовж останнього тисячоліття;

6) встановлено регіональні особливості палеоклімату Карпат і пов'язаних ландшафтотвірних процесів упродовж останнього тисячоліття;

7) на основі циклостратиграфічного аналізу виявлено короткоперіодичні зміни клімату гірської країни Карпат у зв'язку із проявом кліматотвірних чинників;

8) проведено типізацію просторово-часових конфігурацій зміни палеоклімату гір (на прикладі Карпат).

Удосконалено:

1) знання про періодичність у змінах клімату Карпат, зокрема щодо екстремальних;

- 2) розуміння регіональних відмін у проявах потепління індустріального часу у кліматі та кліматично зумовлених компонентах ландшафтів Карпат;
- 3) знання про циклічність змін клімату останнього тисячоліття.

Отримали подальший розвиток:

- 1) міждисциплінарні знання з теорії динаміки клімату та виявів зміни клімату у ландшафтах;
- 2) методика палеокліматичних досліджень гірських регіонів.

Практичне значення отриманих результатів. Теоретичні і методичні положення, наукові висновки і рекомендації дисертації можуть бути використані у таких сферах:

1) на міжнародному рівні: у реалізації програми досліджень наукової платформи «Наука для Карпат» (S4C) Карпатської конвенції на 2022–2030 рр., у контексті змін клімату та їхнього впливу на природні небезпеки і стійкість лісових ландшафтів;

2) на регіональному рівні: при перегляді статичних схем ландшафтного, кліматичного та прикладних районувань із переходом до картографування динамічних ландшафтних одиниць регіонального рівня;

3) на локальному рівні: у плануванні природокористування територіальних громад, вразливих до змін клімату, на основі виявлених циклічних, спрямованих і екстремальних проявів кліматичної мінливості ландшафтних регіонів Карпат.

Результати досліджень уже застосовані у підготовці рекомендацій робочій групі з біорізноманіття Карпатської конвенції. Вони включені до Екопаспорту Чернівецької області 2023 р., Літописів природи Карпатських національних природних парків (2022–2024 рр.) та використовуються у дослідженнях НПП «Вижницький» і «Черемоський». Методичні положення і наукові висновки стали підґрунтям для виконання міжнародних наукових проєктів: «Снігові лавини в Українських Карпатах на тлі кліматичних змін»; «Розбудова адаптаційних можливостей віддалених гірських громад в Українських Карпатах до змін клімату, довкілля та суспільства на основі традиційних знань».

Матеріали дослідження використовуються у навчальних курсах: «Метеорологія і кліматологія», «Глобальна зміна клімату», «Регіональна

кліматологія», «Моделі клімату» і «Зміна клімату та гірські геосистеми» для здобувачів першого, другого та третього освітнього рівнів у Чернівецькому національному університеті імені Ю. Федьковича.

Особистий внесок здобувача. Дисертаційна робота є самостійно виконаним дослідженням. У дисертації використано тільки ті ідеї та положення із наукових праць, опублікованих у співавторстві, які належать здобувачеві. Використання результатів досліджень, виконаних за участі автора, супроводжується посиланнями на спільні опубліковані роботи. Дисертація виконана на основі синтезу власних досліджень за інструментальними даними та опублікованих палеогеографічних реконструкцій з усіх регіонів Карпат. На основі інтерпретації індикаторів змін палеоклімату і референтних інструментальних даних здійснене просторове моделювання змін палеоклімату для регіональних конфігурацій ландшафтів. Запропоновано концепцію кліматотонів і виявлено їх просторово-часові коливання. Встановлено циклічність у змінах клімату Карпат.

Апробація результатів дисертаційного дослідження. Теоретичні, методичні та практичні результати дисертаційної роботи оприлюднені на міжнародних і всеукраїнських конференціях, як то: міжнародний семінар «Пізньоплейстоценова та голоценова кліматична мінливість Карпато-Балканського регіону» (6–9 листопада 2014 р., Клуж-Напока, Румунія); міжнародна конференція «Повітряна та водна складові довкілля» (20–22 березня 2015 р., Клуж-Напока); Карпатський Форум-2016 «Майбутнє Карпат: розумне, стале, інклюзивне» (28–30 вересня 2016 р., Бухарест); міжнародний симпозіум «Адаптація та стійкість до посух: історичні перспективи в Європі та за її межами» (1–2 червня 2017 р., Страсбург); міжнародна конференція «Географія в Київському національному університеті ім. Тараса Шевченка: 85 років – досягнення та перспективи» (30–31 березня 2018 р., Київ); міжнародна конференція «Природні ризики в контексті зміни клімату» (15–17 березня 2018 р., Клуж-Напока); міжнародна конференції «Гідрологія в природних і антропогенних середовищах» (4–7 вересня 2018 р., Краків); міжнародна наукова конференція «Рельєф і клімат» (26–28 вересня 2018 р., Чернівці); 17-й

Швейцарський симпозиум геонаук «Геонаука йде під землю: розуміння ресурсів і процесів» (Фрібург, Швейцарія); міжнародна конференція «Зміни клімату та довкілля в Центральній-Східній Європі. Минуле, теперішнє та майбутнє» (24–27 листопада 2022 р., Ватра Дорней, Румунія); Міжнародна гірська конференція «Синтезувати гори знань» (11–15 вересня 2022 р., Інсбрук); Генеральна Асамблея Європейського союзу геонаук EGU-2023 (24–28 квітня 2023 р., Відень); 7-а конференція з питань регіонального клімату та динаміки довкілля «Геонаука в регіоні Карпат і Чорного моря» (14–17 вересня 2023 р., Ватра Дорней); 7-й Карпатський Форум «Майбутнє Карпат – Критичні переходи» (25–28 вересня 2023 р., Краків, Польща).

Публікації. За результатами дослідження опубліковано 46 наукових праць: 6 статей у іноземних виданнях, проіндексованих у базі даних Scopus (перший квартал (Q1) – 4 статті, другий (Q2) – 1, третій (Q3) – 1); 13 статей у наукових фахових виданнях України (категорія Б); 2 наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації, та 25 наукових праць, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації.

Структура та обсяг дисертації. Дисертація складається зі вступу, семи розділів, висновків, списку використаних джерел, додатків. Загальний обсяг роботи – 375 ст., основний текст – 264 ст. Список використаних джерел включає 553 найменування. Дисертаційна робота містить 18 таблиць, 78 рисунків та 12 додатків загальним обсягом 37 ст.

РОЗДІЛ 1. ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ БАГАТОРІЧНИХ ЗМІН КЛІМАТУ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ

1.1. ТЕОРЕТИЧНІ ОСНОВИ ДОСЛІДЖЕННЯ ЗМІН КЛІМАТУ ЯК ВІДОБРАЖЕННЯ ДИНАМІКИ ЛАНДШАФТУ

Динамічні властивості ландшафтів та їх компонентів – невід’ємна складова параметризації географами універсуму. Простір і час – це параметри континууму, які редукують його цілісність. Відповідно інтерпретація простору і часу як певних дискретних зрізів континууму – відображення певних станів ландшафту та його компонентів, динамічних за своєю природою, а тому і методичний засіб для пошуку просторово-часових закономірностей. У цьому контексті клімат є виразним індикатором, бо виступає і чинником, і компонентою, і емерджентним проявом цієї динаміки. З позицій палеокліматології такі зрізи розглядаються як мікроетапи (Веклич, 1990) історії природи Карпат.

З метою максимального наближення дослідження змін клімату до розуміння просторово-часових процесів і взаємозв’язків у ландшафтах у нашому дослідженні компліментарно застосовані класичні, некласичні та постнекласичні загальнонаукові підходи (рис.1.1, табл. 1.1). Комплексне застосування усіх цих підходів також дає змогу якомога об’єктивніше інтерпретувати палеоклімат через його часове відображення у кількісних та якісних характеристиках палеогеографічних індикаторів різних рівнів (атомного, геоморфологічного рівня, рівня викопних рослин та асоціацій організмів, фацій (Веклич, 1987)) та просторово інтерполювати клімат мікроетапів у гірських регіонах через врахування кліматотвірних чинників регіонального рівня.

Абстрагування з метою виявлення найсуттєвіших характеристик палеоклімату здійснено на основі побудови мережевих концептуальних мап ключових слів у дослідженнях клімату Карпат. Підґрунтям для цього став попередній аналіз опублікованих досліджень (2240 публікацій) у науковій базі Scopus за пошуковим запитом “(Carpath* AND Climat*)” за увесь період (до 14 травня 2024 р.). Детальніше методика відбору публікацій у базі описані у дослідженні автора (Kholiavchuk et al., 2024).

I. Методологічний



II. Методичний



III. Інтерпретаційний



Рис. 1.1. Основні блоки дослідження

Методологічний апарат дослідження

Дослідницькі підходи	Застосування у дослідженні
Визначення	Ідентифікація об'єкту дослідження (палеоклімату) та його властивостей (динаміки і прояву у просторі)
Абстрагування	Виокремлення найсуттєвіших індикаторів змін клімату
Аналіз	Вивчення сутнісних рис змін кліматичних індикаторів за різними масивами даних
Синтез	Генерування цілісного знання про палеоклімат у цілісному геопросторовому природному об'єкті
Порівняльний	Зіставлення просторово-часових станів клімату гірських регіонів
Історичний	Реконструкція давніх природних умов палеогеографічними методами
Еволюційний	Дослідження розвитку термодинамічних процесів повітряного компонента над діяльними поверхнями гір на тлі короткоперіодичних коливань
Системний	Вивчення властивостей (змін) об'єкту (клімату) шляхом інтерпретації його моделей – картографічних і математичних
Структуралістський	Встановлення структури взаємодії компонентів геосистеми та кліматичної системи, їх полів на різних просторових осягах
Фрактальний	Виявлення змін клімату у регіональних конфігураціях ландшафтних регіонів Карпат
Екологічний	Просторовий аналіз змін клімату у нуклеарній та екотонній конфігураціях ландшафтних регіонів Карпат Дослідження пульсацій (варіацій) клімату
Синергізм	Виявлення збурень чи флуктуацій у кліматичній системі через просторово-часовий розподіл кліматичних індикаторів, характеристик, чинників

За допомогою програмного забезпечення VOS-viewer автором побудовані мережеві концептуальні мапи на основі ключових слів у виявлених дослідженнях (вимірюється кількістю разів появи ключових слів) і зв'язків (співпоява у публікації) між ними за методикою Van Eck і Waltman (van Eck Nees Janand Waltman, 2014). Такі мапи дали змогу виявити найважливіші індикатори, чинники та механізми зміни клімату (рис. 1.2). За результатами цього аналізу укладено концептуальну схему зміни палеоклімату гір (рис. 1.3).

Базові підходи, які застосовує класична наука, дають змогу укласти об'єкт дослідження в просторі та часі, у такий спосіб географічно інтерпретувавши предмет дослідження. Зокрема, порівняльний підхід у межах дослідження реалізується у зіставленні різних просторово-часових станів (Пащенко, 2000)

клімату гірських регіонів. Така дія сприяє генералізації різноманіття просторово-часових форм клімату та уможлиблює їх класифікацію через виокремлення повторюваних просторових візерунків полів змін клімату – повторюваних конфігурацій значень кліматичних параметрів у просторово-часовому континуумі.

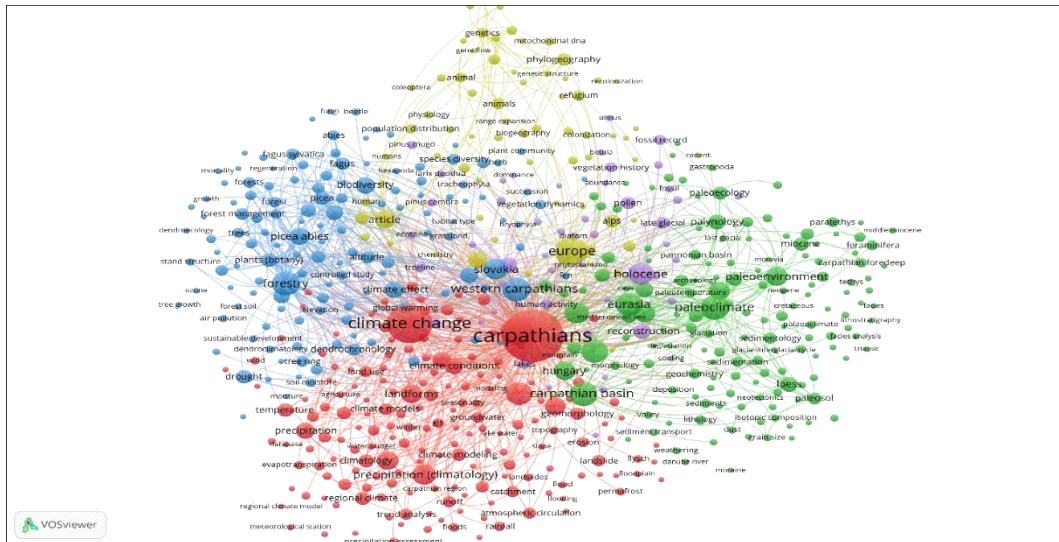


Рис. 1.2. Мережева концептуальна мапа ключових слів у наукових публікаціях за пошуковим запитом Scopus “(Carpath* AND Climat*)” у заголовках та резюме. Розмір пунсону вказує на повторюваність ключових слів та їхню вагу у всіх знайдених статтях (мінімальна кількість – 10). Лінії показують зв’язки між словами. Кольори вирізняють тематичні кластери на основі зв’язків

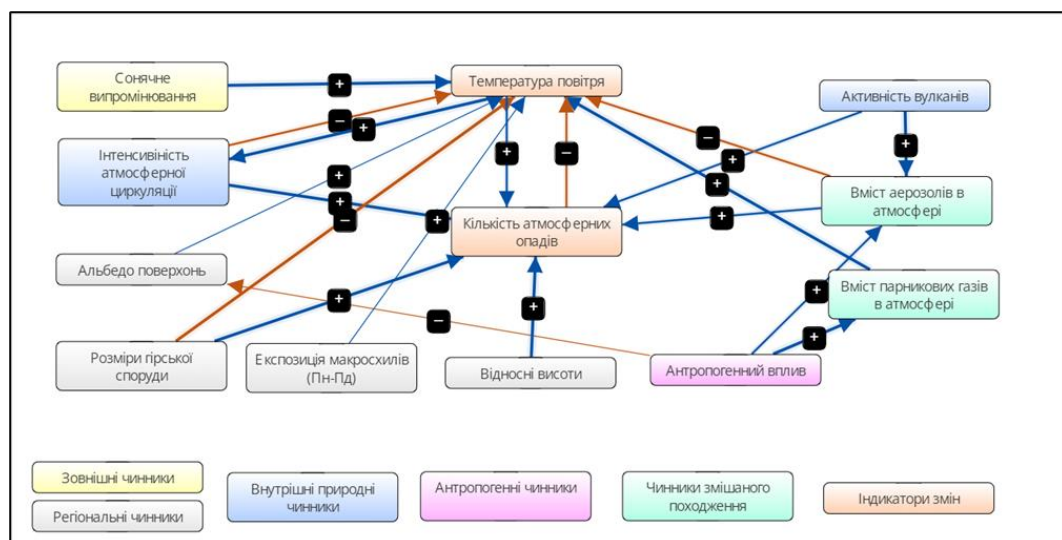


Рис. 1.3. Концептуальна схема механізмів зміни палеоклімату гір (за методом нечітких когнітивних карт)

Палеоклімат і його відображення у ландшафтах регіонів порівнюємо за допомогою комплексних палеогеографічних реконструкцій. У Карпатах такі реконструкції виконано переважно на основі озерних або болотних відкладів середньо- і високогір'їв та слугують палеокліматопами (в означенні Веклич, 1987) для порівняння регіональних і часових (етапних) особливостей палеоклімату. На підставі виявленого набору варіантів (регіональних конфігурацій розподілу кліматичних параметрів на різних етапах) можна оцінювати і прогнозувати розвиток об'єкту, застосовуючи при цьому методи неklasичної та постнеklasичної науки.

Історичний підхід доповнює попередній. Історизм – один із ключових принципів палеокліматології, основною реалізацією якого є створення геохронологічної шкали розвитку природи Землі. На відміну від шкали усього фанерозою, шкала кватеру значною мірою відображає зміни палеоклімату. Тому Веклич (1987) вважає її кліматохронологічною, а періоди (етапи) в межах неї – кліматохронами різних рангів і таксонів. У нашому дослідженні основна увага зосереджена на мікрокліматохронах (фази 1000-, 500-600-, 200 і 100-річних циклів).

Окрім того, відповідно до історичного підходу, реконструкція давніх природних умов палеогеографічними методами дає змогу інтерпретувати в часі зміни клімату та кліматичних полів – просторових узагальнень зміни геофізичних станів клімату (Моргоч, 2004). Оскільки зміну клімату досліджуємо за період останнього тисячоліття, враховуємо історичний поступ суспільства та науки. Відповідно з плином часу виразним є зростання масиву і якості документальних даних про клімат Європи, з XVII століття зокрема (Dobrovolný et al., 2010). Наявність таких даних в архівних записах залежала від постійного заселення та ведення кліматично чутливих видів господарства (зернового рослинництва, виноградарства, відгінного тваринництва), політичною устрою та економічного розвитку держав на теренах Карпат (Ljungqvist et al., 2021).

Застосування порівняльного та історичного підходів дає змогу довершити дослідження застосуванням еволюційного підходу, що передбачає дослідження розвитку термодинамічних процесів повітряного компонента (тепло- та

вологообігу) над діяльними поверхнями гір на тлі короткоперіодичних коливань: з періодом від 100 до 20000 р. (Степаненко, 2013). Принцип розвитку у палеокліматології передбачає врахування таких закономірностей змін клімату: спрямованості, незворотності, ритмічності, стрибкоподібності, взаємозалежності палеокліматичних чинників і процесів, різкі зміни палеокліматичних умов на межах етапів (періодів) .

Розвиток інтерпретовано шляхом виявлення поступових кількісно-якісних змін клімату (генералізованої моделі повітряного компоненту гірських ландшафтів) та пов'язаних із ним компонентів ландшафту. Водночас діалектично неминучими є і природні катастрофи (екстремуми) – прояв стрибкоподібної якісної зміни клімату. У межах тисячолітнього часового відтинку досліджень розвиток кліматичних властивостей Карпатських гір вважаємо еволюційним, хоча столітні прогностичні моделі зміни глобального клімату вказують на ознаки природної катастрофи, зважаючи на стрімке потепління (IPCC, 2021).

Побудова таких моделей та їх інтерпретація для з'ясування характеру і масштабу зміни пов'язана із застосуванням неklasичних дослідницьких підходів у дослідженні складних утворень. З-поміж них для досягнення завдань дослідження виокремлено системний підхід. У дисертаційному дослідженні під геосистемою розуміємо частину змодельованого геопростору (геокомплексу), полігеокомпонентну систему компонентів природного та антропогенного походження. Зв'язки між ними спричиняють прояв природи в таких якостях та реалізації нею таких функцій, які без взаємодії елементів були б неможливими (Гродзинський, 2014). Простір і час в геокомплексі виявляється через відношення компонентів геосистем та їх змін.

У ході інтерпретації таких відношень реалізується ще один неklasичний підхід – структуралістський та постнеklasичний фрактальний. Зокрема, застосовуючи структурний підхід, встановлюємо структуру взаємодії компонентів та полів різної природи різних просторових осягів шляхом регіоналізації зміни клімату і її відображенні у ландшафтних регіонах (рис.1.1, таблиця 1.1).

У контексті системного підходу ландшафт і клімат як динамічні процесні системи відображають поведінку геокомплексу (Dangerfield, 2009; Круглов, 2020; Петлін, 2011). Процесні системи демонструють зв'язки між компонентами ландшафту типу причина – наслідок, що і визначає одне із завдань неklasичного системного дослідницького підходу (Круглов, 2020). У дослідженні кореляційну процесну систему застосовуємо для дослідження зв'язку. Аналіз ландшафтів у динаміці – можливість побачити сутність функціонування систем, формування чи змін їхніх властивостей та просторові коливання цих властивостей.

Використання системного підходу через метод моделювання пов'язане із іншим неklasичним підходом – кібернетичним. Метод моделювання у дисертаційному дослідженні вважаємо провідним, оскільки він дає змогу опосередковано вивчати властивості (зміни) об'єкту (клімату) шляхом інтерпретації його моделей – картографічних і математичних. Побудова таких моделей для великого природного гірського регіону із великими масивами даних стає можливою із застосуванням даних регулярної сітки у геоінформаційному середовищі (ArcGIS Pro) та програмуванні R. Моделюючи провідні процеси (тепло- і вологообмін) у системі, виокремлюємо відношення між провідними та підпорядкованими компонентами. У такий спосіб відбувається абстрагування та ідеалізація комплексу і виразною стає низка компонентних параметрів, характеристик чи властивостей (Круглов, 2020; Пащенко, 2000; Самойленко & Діброва, 2019). Таке абстрагування необхідне при застосуванні палеокліматичних індикаторів (проксі-даних), оскільки вони чутливі (зі статистично значимою кореляцією), передусім, до температури повітря і кількості атмосферних опадів.

У цьому руслі дослідницьким завданням є виявлення міри впорядкованості, хаотичності та екстремального прояву провідних характеристик зміни клімату в регіоні. Для цього увагу в дослідженні зосереджену на основних компонентах кліматичного процесу: мінливості, тренду та екстремумів. Для їх просторового моделювання оптимальною у географічній інтерпретації вважаємо побудову поля розподілу кліматичних параметрів. Пояснення такого впливу через поле–поверхню дає змогу визначити

значення характеристики впливу для будь-якої точки ландшафту та охопити усю просторову картину зміни, виділивши зони різної міри впливу та їх часові закономірності. Такі можливості відповідають завданням нашого дослідження.

Детермінуючи поле для цілей дослідження, розглядаємо його у фізичній та ядерній інтерпретації (Гродзинський, 2005). У фізичному сенсі під полем розуміємо простір над Карпатською гірською спорудою і довкола неї, який визначається генералізованими параметрами станів приземної атмосфери для кожної його точки. Відповідно поле є неперервним, що дає змогу визначити континуальні риси ландшафту. Наш об'єкт відповідає такій сутності, оскільки проведені межі карпатської гірської споруди є відображенням розмитих природних меж.

Межі Карпатської гірської країни, а отже і кліматичні поля, зумовлені нею, плавно переходять у навколишній рівнинний простір. Умовні межі такого поля виокремлені шляхом інтерпретації просторового розподілу характеристик клімату через ядерну (нуклеарну) конфігурацію. Так, кліматичне поле утворюється завдяки взаємодії центру (гірської осі з найвищими масивами – Татри, Чорногора, Родна, Фегераш, Ретезат, Перинг, Апушень) з периферією (макросхилами). Її територіально можна означити деяким простором навколо ядра–центра, міра деформації якої визначає поступове затухання впливу ядра, наприклад ефект дощової тіні. З іншого боку, перехідна зона – передгір'я – може сприйматися як екотонний регіон, де потрібно шукати перші ознаки деформації кліматичних полів під дією гірської споруди.

Важливою особливістю динаміки є і те, що різні характеристики кліматичної системи змінюються в часі з різною частотою. Повітряний компонент відзначається найбільшою динамічністю з-поміж решти геоматичних складових. Відповідно і кліматичні ознаки є найпомітнішими у своїх змінах, тому дослідження мінливості в контексті людського життя набуває особливого значення в екологічному аспекті (Alkhaouan et al., 2021). Це в свою чергу, означає, що адаптація людської життєдіяльності до змін клімату, описана в архівних документах, може слугувати якісним проксі-індикатором мінливості клімату.

Інша грань використання у дослідженні неklasичного екологічного підходу є змістовною і похідною від методологічних співвідношень «фокус – тло», «центр – периферія» (Phillips, 2021; Пащенко, 2000). Так, за логікою цього підходу фокусом виступає геоареал Карпат та його клімат на тлі природних зональних та секторних рис глобальної організації природи геопростору. Осьова гірська споруда Карпат розглядається як центр – ядро збурень кліматичних полів, а периферія досліджується у контексті характеру та меж впливу цього центру. В цій інтерпретації для використання у природничій географії відображена роздвоєна сутність матеріального об'єкта у взаємодоповненні екооб'єкта та екосередовища. Міждисциплінарність застосування цього підходу передбачає, що під екооб'єктом розуміємо не біотичну, а геоматичну сутність. У нашому дослідженні цей підхід розглядатимемо у просторовому аналізі змін клімату у нуклеарній конфігурації ландшафтних регіонів Карпат. Про це йтиметься у наступному підрозділі.

Ще одна визначальна риса міждисциплінарного застосування екологічного підходу полягає у варіантоцентричності. Повнота екологізованого дослідження природного регіону реалізується за умови дослідження «якомога більше комплексних і компонентних (елементарних, факторних) ландшафтних складових і властивостей геокомпонентів – біотичних, соціогенних, геоматичних» (Bonan, 2023; Phillips, 2021; Пащенко, 2000). Предметами цього дослідження у світлі екологічного підходу виступатимуть екостан та екоситуації як пульсації (варіації) клімату, які можуть бути сприятливими, нейтральними чи несприятливими для підтримання поточного функціонування гірських систем (Lenton, 2021; Phillips, 2021).

Важливими у поясненні таких варіацій є теорії, закони та правила екології та динаміки екосистем. Так, відповідно до теорії пульсаційної динаміки екосистем пульсаційна подія – це будь-яка раптова зміна (позитивна чи негативна) параметрів системи, причому різкість визначається як величина зміни, поділена на її тривалість (Jentsch & White, 2019). Події пульсу стають поступовими і тривалими змінами, коли магнітуда зменшується, а тривалість збільшується («натискання»). Відповідно пульсації можна застосувати до змін

клімату у тривалішому часі та на більших просторах. Це означає, що пульсації виступатимуть безперервною різноспрямованою зміною кліматичних подій.

Далі, відповідно до цієї теорії, просторове поширення деяких пульсацій характеризується пороговими (екстремальними) значеннями, що призводять до подій низької чи високої величини та збурень у системах. Режим збурень як варіант просторово-часової динаміки протягом тривалішого періоду часу також можна описати такими характеристиками як просторовий розподіл збурень, частота збурень, інтервал повернення та період циклу збурення (Turner and Gardner, 2015). Такі характеристики можна застосувати до опису динаміки полів кліматичних параметрів, що визначають межі природних регіонів (сезонні температури повітря, атмосферні опади, показники посух).

Подальше комплексне трактування змін варіацій клімату гірського регіону як складної системи пов'язане із застосуванням постнекласичних наукових підходів, спрямованих на аналіз просторово-часової організації досліджуваного об'єкту як цілісного, де «ціле є більшим за суму його частин» (Головач, 2021). Зокрема, зважаючи на нелінійність змін клімату як системи, очевидним є застосування принципу синергізму, що орієнтує на поєднане врахування недетермінованостей і випадковостей у процесі осмислення змін (Пащенко, 2000). Сприймаючи клімат як нелінійну динамічну систему, важливим є вивчення альтернативних шляхів та біфуркацій розвитку приземних станів атмосфери, а також хаос як можливий механізм впорядкування збурень її полів.

У цьому контексті малий за амплітудою вплив у нестійких системах може спричинити резонансний ефект змін (Phillips, 2021; Пащенко, 2000). Так, зміна клімату часто не спричиняє пропорційного впливу на підпорядкований (контрольований) компонент, як от лісовий покрив. Подібно, моделювання полів атмосферних опадів вказує на відсутність лінійного зв'язку сум атмосферних опадів з провідними параметрами цифрової моделі рельєфу гірських ландшафтів (Barry, 2012; Basist et al., 1994; Gultepe, 2015). Такі приклади вказують на нелінійність модельованої системи, де не виявлена пропорційна залежність між значеннями провідних та контрольованих компонентів (Boeing, 2016). У гірських умовах нелінійність впливу і взаємопрояву у кліматичному процесі чинників -

характеристик – індикаторів буде особливо виразною. Означені приклади підтверджують низку ознак складної системи: 1) емерджентність; 2) чутливість – «ефект метелика»; 3) самоорганізація і виникнення структур; 4) підпорядкування степеневим законам (товсті хвости у статистичних розподілах) та адаптивний характер взаємодій (Головач, 2021).

Тому, розглядаючи кліматичну систему як фізичну нелінійну складну систему, статистичний шум, або ж мінливість у нашому розумінні, може відігравати позитивну роль у виявленні закономірностей змін кліматичних параметрів як сигналів динаміки (De Domenico & Vulpiani, 2021). Таку специфіку описує феномен стохастичного резонансу, який спостерігають в нелінійних системах, де присутня характерна частота, наприклад у формі періодичного збурення. Певна кількість шуму може посилити співвідношення сигнал/шум, сприяючи виникненню поведінки збурення, яка не спостерігалася б із нижчим чи вищим рівнем шуму (Ditlevsen, 2017). Це твердження спонукає до пошуку просторово-часових пульсацій полів кліматичних параметрів.

Виявлення граничних (екстремальних) варіантів полів кліматичних параметрів пов'язане із розумінням того, що компонентний рівень динаміки геосистеми контролюється індивідуальними особливостями компонентів, але й є підпорядкованим емерджентним процесам у природних системах (Петлін, 2009). Таким чином, у межах динаміки кліматичного поля доцільно визначити мінливість ходу фізичних параметрів приземного шару атмосфери та емерджентні прояви кліматичної мінливості геосистем. Тому виразними індикаторами переломних моментів (збурень) чи флуктуацій у кліматичній системі будуть слугувати характеристики атмосферної циркуляції та біоти, а також екостани ландшафту загалом (Alkhayuon et al., 2021; Lenton, 2021).

1.2. ОСОБЛИВОСТІ КЛІМАТУ ГІРСЬКИХ КРАЇН ТА ЙОГО ДОСЛІДЖЕННЯ

Інтерпретація клімату як статистичної характеристики ландшафту, передусім, залежить від масштабу обраного простору. Побудова ієрархічної структури клімату різних просторових обсягів передбачає їхнє просторове та факторне означення. Це питання залишається дискусійним у вітчизняній і

зарубіжній кліматології (Холявчук, 2019). Окрім того, визначення чітких меж регіональних кліматів, як і загалом природних меж, не є пріоритетним у сучасних дослідженнях, оскільки лінії розділу відмін є розмитими й динамічними.

Регіональний клімат сприймаємо як регіональні прояви глобального клімату. Під глобальним кліматом розуміють стан земної планетарної системи в цілому як результат взаємодії компонентів (атмосфера, літосфера, гідросфера, криосфера та біосфера) і їхнього відгуку на зовнішні кліматотвірні чинники (астрономічні чинники, активність Сонця зокрема) (Ліпінський та ін., 2003). У нашому дослідженні у контексті регіонального клімату гірську систему вважаємо важливим компонентом і внутрішнім чинником кліматичної системи.

Просторово-часова організація такої кліматичної системи є результатом синергізму радіаційних і нерадіаційних обмінів між атмосферою і земними діяльними поверхнями. У багаторічних відгуках регіональних кліматів Східної Європи зокрема (Серга, 2021; Холопцев, 2010), виявлено визначальну роль циркуляційних процесів у формуванні характеристик тепло- і вологообміну. Тому, на нашу думку, різне співвідношення між характеристиками теплового балансу і циркуляцією приземного шару атмосфери над територіями з різними діяльними поверхнями та їхньою геометрією у горах виступає підґрунтям для розрізнення регіональних категорій клімату. Неоднорідність діяльних поверхонь, що у випадку гірських регіонів, відносимо до орографічних властивостей, спричиняє різний прояв співвідношень теплового балансу і циркуляції атмосфери у мікро-, мезо- та макромасштабах клімату. При виділенні таких категорій автором застосовуються горизонтальні і вертикальні характеристики орокліматогенного впливу (табл.1.2). Цей вплив відображає горизонтальну кліматичну впорядкованість відносно масштабів прояву процесів регіонального гірського кліматогенезу.

Просторово-часова структура клімату (узагальнено на основі (Geiger et al., 1995; Oliver & Yoshino, 1976; WMO, 2023; Холявчук, 2019) і відповідні регіональні ландшафтні ієрархічні одиниці (Bailey, 2014)

Ієрархія клімату	Ієрархія атмосферних циркуляційних систем	Ландшафтна ієрархія	Горизонтальне охоплення (км)	Вертикальне охоплення (м)	Часовий прояв (с)	Приклади кліматичних проявів
Мікроклімат	Місцевий циклогенез Долинні циркуляції	Ландшафт	10^{-2} – 10^2	10^{-2} – 10^1	10^{-1} – 10^3	Клімат гірського цирку, печери
Місцевий клімат		Ландшафтна мозаїка	10^2 – 10^4	10^{-1} – 10^1	10^4 – 10^6	Термальний пояс схилу
Мезоклімат	Синоптичні системи		10^3 – $2 \cdot 10^5$	10^0 – 10^3	10^6 – 10^8	Клімат річкової долини, гірського масиву
Макроклімат	Планетарні атмосферні циркуляції	Регіон	$2 \cdot 10^5$ – $5 \cdot 10^7$	10^0 – 10^5	10^8 – 10^{16}	Кліматичний пояс, клімат Карпатської гірської країни, клімат фізико-географічних провінцій

Відповідно до такого ієрархічного поділу гірського клімату до макрокліматичної категорії відносимо клімат гірської країни та його провінцій як прояв секторних ознак глобальних кліматичних поясів. Мезоклімати прив'язані просторово до орокліматогенних комплексів (термін за (Моргоч, 2001), місцеві клімати – до мезоформ, мікроклімати – до мікроформ і граничних поверхонь. У дослідженні увага зосереджена на макрокліматичному і мезокліматичному рівнях. На таких рівнях виявляються регіональні особливості гірської країни.

Означені просторові підрозділи клімату гір не чітко відображені у глобальних кліматичних класифікаціях. Різноманіття клімату в гірських регіонах ускладнює класифікацію, тому такі райони, зазвичай, або виключені з глобальних

кліматичних класифікацій, або об'єднані в широку категорію, наприклад «високогірний клімат», як у останній версії класифікації за Кеппеном – Гейгером (Kottek et al., 2006). У природничій географії розрізняють дві категорії ландшафтів за азональними ознаками: 1) секторні, що визначаються взаємодією суші та океану 2) власне азональні, зумовлені морфоструктурними факторами та різноманіттям морфоскульптур (Холявчук, 2019). Їх прояви узагальнені автором у набір специфічних орокліматогенних рис.

Таблиця 1.3

Компоненти аналізу впливу рельєфу на клімат гірських регіонів

Компоненти	Критерії	Прояв у кліматичних рисах	
		Гірська країна в цілому	Ландшафтні регіони
Геоположення	Відносно океану/суші	Положення відносно до доміантного напрямку переносу повітряних мас	Секторна континентальність: сезонні співвідношення адвективних/конвективних атмосферних опадів
Гіпсометрична організація	Низькі Високі Розкидані високі Розкидані низькі	Бар'єрний вплив на прояв циркуляційного чинника у регіональному кліматотворенні	Меридіональні бар'єри – кліматорозділи впливу регіональних циркуляційних систем Бар'єрний вплив: швидка зміна горизонтальних та висотних градієнтів кліматичних характеристик Депресійний вплив
Протяжність	Ізометричні Витягнуті	Баланс надходження зволоження з джерел різного геопросторового положення	Кільцеві та витягнуті конфігурації ізоліній кліматичних полів
Замкнутість контурів	Замкнуті Незамкнуті	Незамкнута – вплив суміжних гірських систем	Замкнуті та незамкнуті конфігурації ізоліній кліматичних полів
Морфологія у профілі	Плавний, ламаний профіль Зміна крутизни схилів та форми високогір'їв	Однотипний та складний орокліматогенний прояв бар'єрів і депресій	Динамічний вплив на орографічне посилення/послаблення атмосферних опадів

Основою для розрізнення впливу рельєфу на клімат гір послуговували методичні прийоми морфографічного аналізу. Зокрема до уваги взято

орографічні та гіпсометричні характеристики, які найпридатніші для аналізу орокліматогенного впливу на просторах масштабу означених нами ландшафтних регіонів (табл. 1.3). Відповідно у контексті нашого дослідження йдеться про складну форму гірської країни в цілому і в її межах орографії окремих провінцій. Їх у свою чергу проаналізовано за низкою критеріїв:

- 1) за глобальним геоположенням
- 2) за гіпсометричною організацією – відповідно до глобальною цифровою класифікації гір КЗ (Sayre et al., 2018);
- 3) за протяжністю – ізометричні та витягнуті;
- 4) за замкнутістю контурів: замкнуті і незамкнуті;
- 5) за морфологією у профілі – з плавним і ламаним профілем.

Секторні відмінності, передусім, пов'язані з континентальністю, відображеній у річній амплітуді повітря температур і балансі зволоження. Окрім того, для континентальних гірських регіонів холодні антициклони є більш типовими у зимовий сезон, тоді як конвективне опадоутворення більш розвинене влітку порівняно з гірськими регіонами, розташованих секторно у морських типах клімату (Barry, 2010). Через помірно континентальне положення Карпат, тут такі прояви менш виражені, але відмінності можна виявити між Західними і Південними Карпатами.

Окрім того, великі гірські макросистеми створюють свої мезо- та місцеві атмосферні циркуляції. Хоча в основі розмежування секторів як макрокліматичних категорій – атмосферні процеси, пов'язані з інтенсивністю глобальних атмосферних циркуляцій, просторові межі значною мірою підпорядковані морфоструктурному поділу суші. Найчіткіші границі приурочені до гірських бар'єрів, особливо меридіональних, що виступають кліматорозділами (табл. 1.3). Відповідно у переважній більшості ландшафтних секторів центральне положення займають широкі рівнини, плоскогір'я або серединні масиви гір, як у випадку Карпат.

Отже, широтно і довготно зорієнтовані макроклімати ускладнюються орографічними неоднорідностями та різноманіттям властивостей діяльних поверхонь різних масштабів над гірськими масивами і пасмами. Ці два аспекти

визначають розвиток азональних кліматичних властивостей, які, залежно від масштабу гірської споруди та різноманіття її морфометричних характеристик, можна віднести до всіх категорій клімату. З позицій фізико-географічного (ландшафтного) районування такі виділи можуть відповідати фізико-географічній (ландшафтній) країні, провінції, області чи навіть району. Зокрема, на рівні ландшафтно-ї гірської країни вирізнятимемо макрорегіональні особливості атмосферних процесів і макроклімату, пов'язані з наближенням до океану(співвідношення морських і континентальних повітряних мас, умови їхньої трансформації, континентальність клімату) і гіпсометричним рівнем (Холявчук, 2019). На рівні ландшафтно-ї області та району визначальними є обриси та морфометричні характеристики форм рельєфу. Найпоширенішими є бар'єрні і депресійні впливи рельєфу на клімат (табл. 1.3).

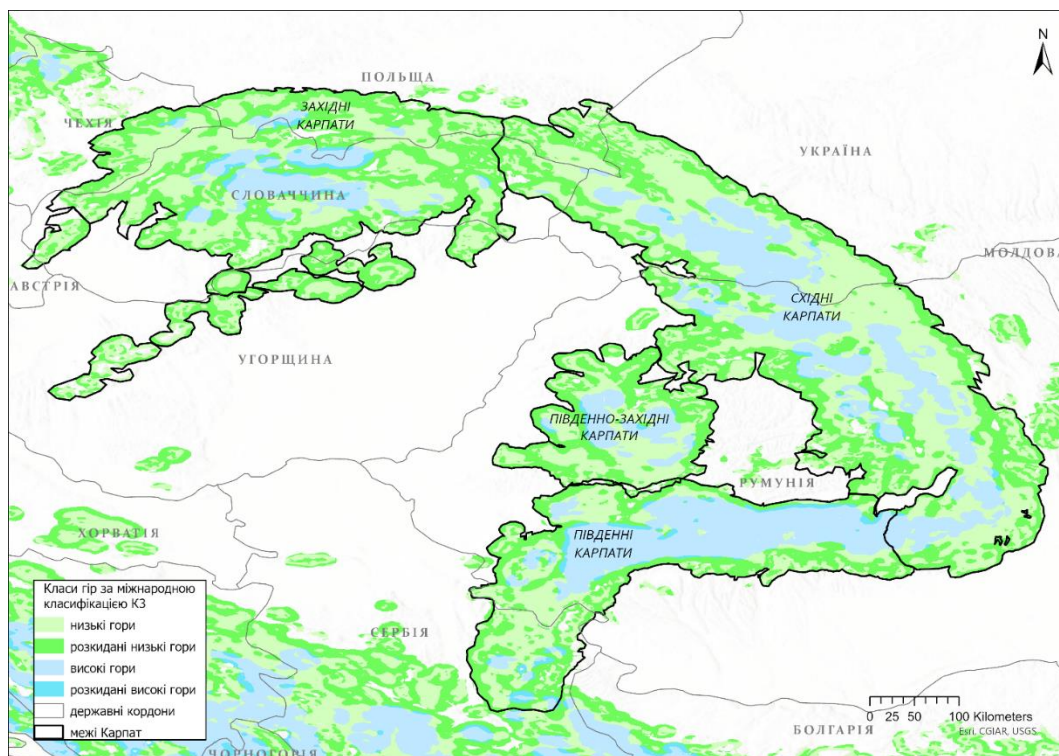


Рис. 1.4. Класи гір Карпат. Складено автором і проведено делімітацію на основі глобальної класифікації К3 (Sayge et al., 2018). Поділ на ландшафтні провінції здійснено на основі (Kondracki, 1978; Lóczy et al., 2012; Рибін, 1973)

Як каркас для означення гіпсометричної організації придатними є межі класів гірських регіонів за глобальною цифровою класифікацією К3 (Sayge et al.,

2018) (рис. 1.4) Масштаб виконаної класифікації у середовищі з просторовою роздільною здатністю 250 м відповідає потребам дослідження регіонального клімату. Класифікація виконана відповідно до глобально узгодженої класифікації еколандшафтних регіонів (Sayre, 2014). В останній застосовано чотири види шарів для вводу при моделюванні еколандшафтних регіонів: біоклімат, форми рельєфу, літологія, види діяльних поверхонь (земель). Такі регіони віднесені до мезорівня (від 10 до 100000 га), що узгоджується із кліматологічним розумінням такого масштабу (Bailey, 2014).

Відповідно до глобальної класифікації КЗ у Карпатах простежуються чотири гірські класи за крутизною схилів і відносними висотами (рис. 1.4, табл. 1.4). 3-поміж них понад 20% площі Карпат займають високі гори, що і формують великі простори – ядра збурень кліматичних полів і відповідно є підставою для виділення нуклеарних регіонів. Просторовий візуальний аналіз попередньо означених характеристик гірської споруди свідчить, що у Карпатах ландшафтні провінції (морфологічний тип ландшафтних регіонів) є відмінними.

Таблиця 1.4

Критерії для визначення класів гір за класифікацією КЗ (Sayre et al., 2018)

Клас	Клас схилу (% території з крутизною >8% у 3-кілометровому вікні)	Відносна висота (різниця між максимальною та мінімальною висотами в 6-кілометровому вікні)	Профіль (% території з крутизною >8% у 6-кілометровому вікні з вищими значеннями (вище, ніж середня у вікні) або нижчими)	% площі усієї території Карпатських гір
Високі гори	81–100% 51–80%	>900 >900	Не застосовується >50% комірок у вікні мають крутизну >8%	22,46
Розкидані високі гори	51–80%	>900	≤50% комірок нижчих висот мають крутизну >8%	2,13
Низькі гори	81–100% 51–80%	301–900 301–900	Не застосовується >50% комірок у вікні мають крутизну >8%	42,22
Розкидані низькі гори	51–80%	301–900	≤50% комірок нижчих висот мають крутизну >8%	35,18

Зокрема, у Західних Карпатах високогір'я (10% площі усієї провінції) компактно займає центральну частину у вигляді масивів і відділене від Східних Карпат низькогір'ями. Обриси високогір'їв Східних Карпат (29% площі) – це пасма з субмеридіональною орієнтацією макросхилів. Протяжні пасма трансформують/перешкоджають впливу арктичних та середземноморських повітряних мас. Високогірні масиви з крутими схилами низькогір'їв займають найбільшу площу відносно усієї провінції у Південних Карпатах (38% площі). Така особливість сприяє різко вираженому орокліматогенному ефекту та прояву відмінностей у градієнтних характеристиках клімату різних висотних поясів. Про особливості таких нуклеарних регіонів Карпат йтиметься у підрозділі 3.2.

Базовим у розумінні клімату гір є швидка просторова і висотна зміна метеорологічних елементів над складно побудованими поверхнями. У радіаційному контексті загальна закономірність клімату гір пов'язана зі зростанням кількості сумарної радіації, отриманої діяльними поверхнями з висотою (завдяки коротшому шляху радіації через атмосферу) і зниженням вмісту водяної пари, яка сконцентрована у нижній частині атмосфери. Це експериментально підтверджено в Українських Карпатах до висоти 1500 м (Сакали и др., 1985). Проте через переважання низькогірних і середньогірних масивів у Карпатах такий ефект буде менш виражений, а потужні хмарні системи на висотах 1000–1500 м можуть порушувати цю закономірність (Холявчук, 2019; Холявчук & Марко, 2023). Велике різноманіття експозиції і крутизни схилів ускладнює такий розподіл. На широті 50°, наприклад, фіксують у чотири рази менше сумарної сонячної радіації, особливо короткохвильової, на північних схилах крутизною 45°, ніж на південних з тією ж крутизною (Barry, 2010). Така крутизна схилів є типовою лише для високогір'їв Карпат, зокрема Західних і Південних, що може також додавати специфіки до нуклеарних регіонів хвойнолісових, субальпійських і альпійських ландшафтів.

Ще одна швидка зміна пов'язана із зміною температури з висотою. Температурний градієнт у вільній атмосфері складає від -5 °C/км для насиченого повітря до -10 °C/км для сухого повітря над горами (Greenland, 2005). Окрім того, на теплові властивості повітря над гірськими схилами також впливає теплообмін,

пов'язаний з фазовими перетвореннями води, турбулентні теплові потоки, сезонність, регіональні атмосферні циркуляції, а тому температурні градієнти на схилах часто відрізняються від тих, які характерні для вільної атмосфери. Наприклад, найбільші градієнти зміни радіаційного балансу виявлено у висотному поясі мішаних лісів в Українських Карпатах, а найменші у субальпійському і альпійському (Сакали и др., 1985). Над низькогірними схилами додаткове радіаційне тепло затрачається на випаровування, що сповільнює прогрівання приземного повітря (Сакали и др., 1985).

У гірських регіонах помірних широт спостерігають загальне збільшення атмосферних опадів до висот 3500 м н. р. м (Greenland, 2005). Цей глобальний шаблон часто видозмінюється бар'єрною функцією споруди як перешкодою для вертикального потоку повітря. За таких умов відбувається подальше посилення зволоження на навітряних схилах (орографічні опади) або пригнічення процесів опадоутворення на підвітряних. Опускання повітря з підвітряного боку бар'єру супроводжується його прогріванням, збільшуючи потенціал випаровування, зменшуючи відносну вологість і знижуючи ймовірність утворення опадів. Такі підвітряні ділянки, які можуть простягатись на десятки кілометрів, означимо зонами дощової тіні через орографічне послаблення.

Зменшення ефекту тертя між поверхнею Землі і рух повітря у вільній атмосфері спричиняє посилення швидкості вітру з висотою, із сильними вітрами на вершинах гірських масивів (Barry, 2010). Окрім того, бар'єри спричиняють хвилеподібний рух повітряного потоку як по горизонталі, так і у вертикальному зрізі. У глобальному масштабі, такі горизонтальні хвилі фіксують на підвітряних схилах. Вони також сприяють місцевому циклогенезу. У вертикальному зрізі такі хвилі можуть ускладнювати гірсько-долинні циркуляції та створювати ефект ротора, який може забезпечити рух повітря та привнесення додаткового зволоження назад вгору схилами (Greenland, 2005). Гірсько-долинні циркуляції, обтікання повітряних потоків гірських масивів, звуження потоку повітря через топографічно сформовані тунелі – все це модифікації поля вітру, спричинені гірською спорудою.

Означений вплив гірських форм рельєфу і поля розподілу основних кліматичних елементів, зумовлених ними, називатимемо орокліматогенними згідно з визначенням О. Киналь (Моргоч, 2001). Геометричні властивості гірських масивів і пасом визначають активність ходу атмосферних процесів у приземному шарі повітря над складно побудованою гірською поверхнею та у деформованих повітряних потоках над горами, передгір'ями та суміжними просторами (Киналь, 2008b; Холявчук, 2013, 2019a). Різносторонні впливи рельєфу на клімат і через нього – на гірські ландшафти – існують одночасно, маючи різні просторові виміри і розподіли. Основними ознаками орокліматогенних полів є мозаїчність полів опадів, наявність північних депресій, інверсії, деформації поля вітру, набір специфічних атмосферних явищ.

Параметри збурень у граничному шарі повітря (шарі тертя – основному шарі погодотворення) визначають масштабність азональних проявів клімату (Оке, 1987). Над великими гірськими хребтами можна виділити приземну деформовану атмосферу, де повітряний потік і кліматичні поля зазнають значних змін (Barry, 2010). Розвиток таких шарів відбуватиметься над спорудами макрота мезомасштабу. Крім того, такі деформації залежатимуть від сезону і приземного баричного поля.

Отже, аналізуючи вплив рельєфу на кліматичні властивості гірських ландшафтних регіонів, детермінуємо граничний шар повітря. Зміни у ньому пов'язані з динамікою теплового балансу над діяльними поверхнями гір. Властивості цього шару повітря залежать від динамічного й термічного впливу поверхні. Друга визначальна властивість граничного шару – турбулентний обмін, генерований опором тертя (виникає при русі нижніх шарів повітря щодо нерівної поверхні землі) і об'ємами повітря, що піднімається над нагрітими поверхнями (термічна конвекція). Висота шару непостійна в часі й залежить від інтенсивності турбулентності. Вдень, за потужної конвекції, граничний шар досягає висоти 1–2 км, уночі потік тепла спрямовується до землі (атмосферне випромінювання), гальмування процесів обміну зменшує товщину граничного шару до 100 м (Холявчук, 2019).

Найбільші добові коливання висоти такого шару характерні для слабоградієнтного баричного поля. Такий його стан порушується макромасштабними погодними системами, в яких розподіл вітру і хмарності не пов'язаний з впливом поверхні або денною конвекцією (циклональний тип погоди). Це шар мезоклімату, мезомасштабних проявів діяльності атмосфери (Киналь, 2008b). Верхню межу граничного шару можна вважати верхньою межею мезокліматичного простору (наближено співрозмірного з площею однієї або кількох фізико-географічної областей) (Киналь, 2013).

До орокліматогенних мезомасштабних ефектів належить місцева циркуляція, спричинена термодинамічними чинниками (різниця температур поверхні схилів, вертикальні температурні градієнти, параметри турбулентності), яка за масштабами буває досить значною: її вплив в окремих випадках фіксується на відстані кількох десятків кілометрів від орографічних перешкод (Моргоч, 2003). Місцева циркуляція в горах є одним з мезокліматичних проявів атмосфери у граничному шарі. Вона формується на тлі макромасштабної антициклональної взаємодії атмосфери з гірською поверхнею, сприяючи створенню мезо- і мікрокліматичних відмін, ускладнюючи поле вітру (Холявчук та ін., 2015). Розвиток термічно зумовленої інтенсивної впорядкованої конвекції над схилами сприяє посиленому випаровуванню з поверхні, інтенсивному розвитку купчасто-дощових хмар, активізації грозової діяльності, утворенню внутрімасових термоорографічних опадів (з максимальними добовими сумами). Вони розвиваються в улоговинах та долинах навіть за умов незначного перепаду висот (100 і більше метрів). Це підтверджено автором низкою експериментальних досліджень властивостей висотної неоднорідності ландшафтів та клімату долин на прикладі гірських улоговин Українських Карпат та каньйонних долин суміжних просторів (Холявчук, 2013а; Холявчук, 2013б; Холявчук & Питюк, 2017; Холявчук & Талабан, 2023). Тоді можуть виникати катастрофічні ситуації (раптові потужні зливи і паводки, зсуви). Такі ситуації можуть бути відображені у палеорекоконструкціях небезпечних природних явищ.

Температурні інверсії у граничному шарі – ще один наслідок орокліматогенних проявів над гірськими спорудами, масивність та значне

вертикальне розчленування яких може сприяти утворенню інверсійних смуг, відображених у тепліших поясах мішанолісових ландшафтів. Такі інверсійні умови розвиваються за антициклональних погодних умов з радіаційним нічним вихолодженням. Тоді всі вищі прошарки повітря виявляються відносно теплішими (ефект долиної інверсії). Якщо температура охолодженого повітря досягає точки роси, то шар інверсії стає видимим унаслідок утворення радіаційних туманів.

У горах добовий хід інверсії може бути не повністю виражений, оскільки моменти сходу і заходу сонця відрізняються від рівнинних просторів. На це, передусім, впливатиме тривалість і контрастність освітлення різних схилів. Різниця температур в одні й ті ж моменти часу на протилежних схилах сягає до 3°C, на затінених схилах на висоті 1500 м сніг лежить на 25–30 днів довше, ніж на освітлених (Моргоч, 2002).

Ці відмінності відображаються у мікрокліматі схилів, складі рослинного покриву, інших компонентах ландшафту. Міра затінення схилів відображається у виборі місць поселення, у способах землеробства в горах. Закритість горизонту і затінення схилів зменшують тривалість інсоляції. Тому інверсії в горах є довготривалими та потужними, і можуть не руйнуватися протягом досить тривалого часу. Це сприяє великій повторюваності туманів, утримуванню високої вологості повітря через ослаблений турбулентний обмін, пануванню слабких вітрів і штилів у пониззях, долинах, котловинах (Моргоч, 2003; Холявчук, 2019). Інверсійний розподіл тепла створює особливу поясність розподілу комфортних умов (температурних, світлових, режиму вітру) (Холявчук, 2019; Холявчук & Питюк, 2017). Відповідно більш теплолюбні рослини та широколисті лісотвірні деревні таксони (бук європейський), займають середні (інверсійні), а не найнижчі рівні.

Вище верхньої границі холодного повітря, що наповнює долини чи котловини («озера холоду»), температури повітря вищі за рахунок теплішого повітря з вільної атмосфери, яке опускається на місце переохолодженого, що стікає у зниження (Geiger et al., 1995). Вздовж долин на схилах, на деяких висотах, залежно від характеру рельєфу, над цим рівнем формуються

орокліматогенні «пояси тепла», або ж термальні пояси (Greenland, 2005). Центри термального поясу, в Альпах, наприклад, фіксують на 100–400 м вище низькогірних долин, розташованих на висотах приблизно 500 м н. р. м., а влітку у середньогір'ї на висоті приблизно 350 над долиною, взимку – 700 м над долиною (Barry, 2010).

Виявити такі пояси можна за аналізом вертикального розподілу середніх місячних мінімальних температур або за середньомісячними температурами повітря. У Карпатах їх можна простежити за осередками розселення на схилах хребтів. Кліматичні умови інверсійних поясів сприяють заселенню й господарському освоєнню гірських територій. У цих ділянках раніше сходить сніг, менша ймовірність заморозків, весною за умов ясної погоди добові амплітуди температур і вологості повітря менші, а вегетативний період на 1–2 тижні довший, ніж у місцевостях нижче і вище по схилу чи на дні долин (Холявчук, 2013, 2019, 2022).

Отже, гори чинять три види впливу на клімат. По-перше, споруда деформує повітряні потоки і відповідно видозмінює термодинамічні процеси. Як наслідок, над гірськими системами періодично виникатимуть приземні модифіковані регіональні атмосферні циркуляції з системами хмарності та місцевих вітрів. Такі ефекти притаманні великим спорудам зі значними перепадами висот (понад 1000 м), які не перериваються глибокими поперечними долинами і широкими улоговинами (Barry, 2010). Окрім того, гідротермічні властивості приземного шару атмосфери залежатимуть від крутизни та експозиції схилів, що проявляється, переважно, в локальному масштабі мозаїкою топокліматів. У нашому дослідженні такий ефект розглядається у контексті макросхилів Карпат різних ландшафтних провінцій.

Складність будови Карпатської споруди також проявляється у чергуванні опуклих, увігнутих і горизонтальних ділянок. Вони вказують на загальну фрагментацію та ступінь масивності гір, що породжує характерні регіональні та місцеві кліматичні режими. Опуклі форми (піки, гребені, плато), які стикаються із динамічними вільними тропосферними повітряними потоками, зазвичай, найхолодніші, найвологіші і найбільш вітряні гірські райони, де холодний сезон

у Карпатах може тривати 6–7 місяців (Misu et al., 2015a; Холявчук & Лазурка, 2017). Увігнуті форми (наприклад, льодовикові долини та цирки) формують відмінні топоклімати у масштабі від десяти до сотень метрів з такими властивостями: часте каналізування холодніших та вологіших потоків повітря, які відхиляються від панівної атмосферної циркуляції; локальні термічні інверсії через застій холодного повітря; стійкий туман і хмарність, тривалі періоди з від’ємними температурами повітря і снігового покриву (Bogdan, 1986). У глибоких і вузьких гірських долинах, затінених більшу частину дня, розвиваються «озера холоду», стійкість яких сильно залежить від синоптичних ситуацій та радіаційного прогрівання.

Великі внутрішньокарпатські улоговини нижче 700–800 м формують кліматичні властивості мезокліматичного виміру і у практиці ландшафтного районування віднесені до рангу ландшафтних областей. Особливостями таких мезокліматів є: висока повторюваність від’ємних температур повітря протягом року (наприклад, до 11 місяців в улоговині Джурджеу-Чук, Східні Карпати (Petres et al., 2017)), часті катабатичні вітри, озера холоду і термічні інверсії (потужна вертикальна температурна стратифікація до кількох сотень метрів), стійкі заморозки (понад 150 днів на рік), тривалі періоди зі сніговим покривом (140–150 днів на рік), високу повторюваність штилів (понад 50 %) (Misu et al., 2015b).

Швидка зміна клімату упродовж останніх десятиліть набуває особливого змісту у гірських умовах. Дедалі більше досліджень гірських кліматів засвідчують, що швидкість потепління в горах (на основі аналізу приземних температур повітря) відбувається різними темпами у різних висотних біокліматичних поясах (Perin et al., 2022). Таке нерівномірне потепління означають висотно залежним потеплінням (EDW) або потеплінням на критичних висотах (Perin et al., 2015). У позатропічних широтах гірські метеостанції, які розташовані між 500 і 4700 м, фіксують найбільше потепління на висотах річної ізотерми 0 °C. Причиною цього є динаміка площ снігових поверхонь та альbedo високогірних ландшафтів (Perin & Lundquist, 2008).

Зміна швидкості потепління з висотою також впливатиме на гідростатичну стійкість атмосфери, а отже, і на характер опадів. Градієнти атмосферних опадів

з висотою можуть бути надзвичайно стрімкими, причому високі значення градієнтів в межах окремих гірських регіонів є звичайним явищем. Зміни як орографічних градієнтів кількості атмосферних опадів, так і процесів, що їх контролюють (наприклад, конвекція, навітряний/підвітряний схил), ймовірно, відіграватимуть важливу роль у будь-яких майбутніх змінах атмосферних опадів місцевого масштабу, але ці механізми залишаються недостатньо вивченими в регіональному і глобальному масштабі (Perin et al., 2022). З іншого боку, через вплив орографії просторова мінливість клімату опадів в горах є великою, особливо на висотах 1000–2000 м у Карпатах.

Отже, клімат відкритих високогір'їв найоб'єктивніше відображає глобальну зміну клімату. У середньогір'ях, ймовірно, через різноманіття діяльних поверхонь та їхніх теплофізичних властивостей, зміна клімату не буде такою виразною. Такі властивості високогірних і середньогірних ландшафтів потребують окремих досліджень, що спонукало автора до аналізу змін клімату гірських систем у означених нами регіональних конфігураціях ландшафтів.

1.3. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВЕ ОЗНАЧЕННЯ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ ГІР ЯК ОБ'ЄКТІВ ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Розглядаючи ландшафти як складні динамічні системи з різноякісними компонентами і процесами, вважаємо, що ландшафт – це не масштабний рівень пізнання природи, а певний рівень її організації. Відповідно пізнати ландшафт можна аналізуючи його у різних масштабах простору і часу, а деякі його властивості виявляються при переході від одного масштабу до іншого (Allen, 1998).

Обраний розмір регіону визначає особливості факторів його формування та динаміки, властивості, а отже, і методи дослідження. На цій підставі розроблена концепція просторової розмірності ландшафтів. Згідно з нею, різні ранги можна узагальнити до значно меншої кількості класів просторових обсягів. Гродзинський (2014) виділяє 6 класів (рівнів) просторового аналізу ландшафтів: 1) субтопічний (просторовий масштаб 10^0 – 10^1 м²); 2) топічний (10^2 – 10^4 м²); 3) хоричний (10^4 – 10^8 м²); 4) регіональний (10^7 – 10^{12} м²); 5) субглобальний (10^{10} – 10^{14} м²); 6) глобальний (10^{14} – 10^{16} м²). Зважаючи на обраний масштаб Карпатської

гірської країни, у дослідженні моделюємо клімат ландшафтів на межі та у зв'язку субглобального, регіонального та хоричного рівнів.

На умовному перетині і поєднанні таких рівнів, на наш погляд, можна абстрагуватись до регіонів як просторів, відмінних між собою кліматично, та їхньої внутрішньої конфігурації, наповнення якої у гірській системі континентального масштабу визначає внутрішню кліматичну мінливість системи. Отже, масштаб можна означити як такі розміри простору і часу, в межах яких деякий об'єкт чи явище виявляє свої риси (Гродзинський, 2005). Таке формулювання об'єкту передбачає визначення 1) його розмірів у просторово-часовому охопленні як цілісного феномену, 2) розмірів деяких ділянок простору та часу, виділяючи які можна виявити внутрішній просторовий та часовий устрій цього об'єкта чи процеси.

Відповідно характерний просторовий масштаб ландшафтного регіону відповідає тій території, в межах якої можна виявити риси просторової варіації ландшафту. Масштаб також можна розглядати як певний внутрішній фактор, який визначає формування певних особливостей ландшафту та регулює просторовий і часовий перебіг процесів у ньому. У такий спосіб далі ми інтерпретуємо кліматичний прояв ландшафтного регіону.

З огляду на елемент суб'єктивізму, залежного від дослідника, об'єктивніше стверджувати не про фіксовані значення масштабів, а про діапазони. Виявлено низку ландшафтознавчих, геоморфологічних, ландшафтно-екосистемних та кліматологічних досліджень, де ідентифіковано такі діапазонів у виділенні масштабних рівнів, на яких ландшафт бачиться якісно по-іншому (Bailey, 2014; Bonan, 2023; Delcourt & Delcourt, 1988; Гродзинський, 2014; Палієнко & Барщевський, 2013). У таких схемах масштабів прояву ландшафтів виділяють від трьох до шести масштабних рівнів. Узагальнення досліджень із галузевих (компонентних) і ландшафтного районувань дає змогу означити регіональний рівень дослідження та визначити роль клімату у функціонуванні та індикації ландшафтних регіонів Карпат (табл. 1.5).

Регіональний розділ класифікації ландшафтних комплексів та їх властивостей побудований на основі визначення поєднання зональних і

азональних чинників ландшафтної диференціації (табл. 1.5). Аналізуючи ландшафтний регіон цілісно, його просторовий масштаб можна виявляти з двох позицій: 1) як розмір терену, в межах якого вміщується ландшафт і те його територіальне оточення, яке впливає на нього і залежить від нього; 2) як терен, в межах якого ландшафт із необхідною повнотою виявляє особливості територіальної конфігурації. Такі виміри дають змогу визначити розміри охоплення та виявлення.

Таблиця 1.5

Ієрархічна структура природних регіонів Карпат (синтезовано на основі (Гродзинський, 2005; Дідух & Шеляг-Сосонко, 2003; Круглов, 2008; Палієнко & Барщевський, 2013; Сорокіна, 2019; Kovalchuk et al., 2012))

Регіональні назви	Фізико-географічне районування	Класифікаційні ландшафтні єдності	Регіональні конфігурації ландшафтів	Геоморфологічне районування Морфоструктури	Екосистемні ієрархічні одиниці	Геоботанічні одиниці районування та їх риси	Кліматичне означення
Карпатська гірська країна	Фізико-географічна країна	клас	—	Гірська геоморфологічна країна Складчаста геоструктура континентального рангу з покривно-насувною структурою	Екорегіон Макроекосистема	Геоботанічна провінція Однотипна конфігурація висотних посів рослинності	Однотипний макроклімат
Зони широколистяних лісів Лісостепова	Природна зона	тип	Екотони	—	Екокліматичні зони	Геоботанічна область: типи рослинності	Широтне співвідношення тепла і вологи
	Висотні пояси	підтип	Нуклеарна Конфігурація	Геоморфологічні області Висотні орографічні відмінності	Мозаїка ландшафтів	Пояси рослинності	Висотна диференціація тепла і вологи
Західні Східні Південні Південно-Західні	Провінції	наряд	Морфологічні регіони	Геоморфологічна провінція Субконтинентальні морфоструктури другого порядку	Екорегіон	Геоботанічні підпровінції	Орографічно зумовлена трансформація глобальних повітряних мас

Відповідно за першою позицією природний регіон Карпат особливий у контексті глобальних рис, що можна виявити розглядаючи суміжні терени. Геопросторова позиція Карпат для виявлення масштабу охоплення стосується значної просторової протяжності з заходу на схід (від 17° до 27° сх. д.), та з

півночі на південь (від 44° до 50° пн. ш.). На такому глобальному рівні макроекосистема, передусім, зумовлена кліматичним чинником (Bailey, 2014). Відповідне зональне положення регіону у помірному кліматичному поясі визначає особливі можливості для кліматичних флуктуацій, пов'язаних з бароклінною і баротропічною нестійкістю атмосфери (Storch & Zwiers, 1999). Значна протяжність карпатської дуги із заходу на схід сприяє ще й розвитку континентальності клімату.

Означені особливості притаманні помірно континентальній області помірного кліматичного поясу. Її клімат відповідає вологому континентальному типу клімату Df за класифікацією Кеппена-Гейгера (Kottek et al., 2006). Порівняно з морським кліматом Європи, він вирізняється вищою річною амплітудою температур повітря і нижчою середньою річною кількістю атмосферних опадів (Холявчук, 2019а). Упродовж 1991–2020 рр. середня температура повітря найтеплішого місяця коливалась в діапазоні від +10 до +22 °С, а середня температура повітря найхолоднішого місяця – в діапазоні від -3 до -10 °С. Атмосферні опади відносно рівномірно розподілені протягом року (550–700 мм за рік у передгір'ях і суміжних рівнинах) з найбільшою кількістю влітку. Такі риси слугують тлом для розвитку азонільних особливостей клімату гірської країни.

З позицій геоморфології Карпати як гірська країна морфологічно виразна на глобальному рівні у межах Середземноморського поясу альпійської складчастості. Вона сформована складчастою геоструктурою континентального рангу з покривно-насувною будовою. Відповідно до морфометричної класифікації рельєфу Карпати – мегаформа рельєфу (територія площею 161805 км² та відносні висоти до 2000 м) як складова планетарної форми і наслідок її гетерогенності (Стецюк & Ковальчук, 2005). Ідея масштабу споруди наштовхує на розуміння діапазону модифікації глобального клімату і визначення макроклімату (табл. 1.2). У природничо-географічних дослідженнях Карпат знаходимо ще застосування регіонального терміну «Карпатський басейн» (Bartholy et al., 2009; Füleky et al., 2007; Magyar-Sáska, 2022; Simon et al., 2023;

Sümeği et al., 2009), що відповідає Середньодунайській (Паннонській) низовині – внутрішнього простору, оконтуреного дугою Карпат.

Синтез означення природного регіону у контексті Карпат свідчить про відмінності трактування у різних географічних науках. У рамках завдань нашого дослідження найуніверсальнішим буде віднести Карпати до макрорівня диференціації природи, що стосується субглобального рівня дискретизації простору (з площею від 10^{13} до 10^{15} м², та масштабами картографування від 1:3000000 до 1:10000000). Отже, цілісно *Карпатська гірська країна* – ландшафтний регіон великої гірської споруди, який сформувався на основі складчастої тектонічної структури із спільними макрокліматичними процесами і різним зонально-секторним положенням своїх частин і з відповідно різною конфігурацією типів висотної диференціації ландшафтів.

За другою позицією, для того, щоб оцінити масштаб виявлення об'єкту, необхідно проаналізувати ландшафтні просторові конфігурації в межах гірської системи Карпат, а отже перейти безпосередньо на регіональний рівень прояву природних процесів, зокрема клімату. Такий рівень можна співвіднести з теренами площею від 10^8 до 10^{13} м² і картографувати у масштабах від 1:500000 до 1:3000000. У часі регіональні характеристики клімату можна виявити, аналізуючи багатовікові режими просторових полів приземних станів атмосфери.

У дослідженні Карпати як гірська ландшафтна країна регіонально виразна у трьох конфігураціях ландшафту у трактуванні ландшафтних регіонів за М. Гродзинським (2005) (табл. 1.5). З-поміж означених ним різних типів конфігурацій екотонні, нуклеарні та морфологічні типи ландшафтних регіонів відображають об'єкт, його масштаби та завдання дослідження.

По-перше, ми пов'язуємо геопозиційні особливості клімату Карпат як європейської гірської системи з її зональним положенням в динамічних екотонах між природними зонами широколистяних лісів, лісостепу та степу. Вони, окрім того, виступали сприятливими ареалами давнього господарського освоєння, а тому здавна змінювалися і під впливом людини (Денисик та ін., 2023). На регіональному рівні, за географічним підходом, Г. Денисик і О. Ситник (2012)

означають їх макрокругеоекотонами, надаючи їм просторового означення і відносячи до них міжзональні геоекотони і геоекотони між фізико-географічними країнами. Окрім того, як екотонні смуги у висотній диференціації гірської системи можна розглядати виразні біокліматичні межі снігової лінії, верхньої та нижньої межі лісу.

У контексті кліматологічного аналізу визначення характерної транзитної зони геоекотону стосується ідентифікації просторових відхилень основних кліматичних індикаторів від кліматичної норми і ніші тієї чи іншої природної зони. Для цього автором запропоновано концепцію кліматотону, який просторово можна означити межами просторових відхилень від оптимальних кліматичних значень для певної широтної зони чи висотних біокліматичних поясів.

Подібно до концепції екотону за М. Гродзинським (2005) і Г. Денисиком та ін. (2020), кліматотон можна укласти відповідно до принципу тріади. Зокрема у перехідній смузі флуктуацій ізотерм та ізогіет можна виокремити осьову та дві периферійні зони. Осьова зона відображає середнє багаторічне положення ізотерм року та літа, ізогіет року, значення яких оптимальні для функціонування природної зони чи висотного поясу. Дві периферійні зони визначаються за максимальними просторовими коливаннями цих ізоліній упродовж тисячоліття.

Просторові межі кліматотону підпорядковуються трьом загальним механізмам просторового розподілу, які характерні загалом для екотонів: континуальному, синергетичному і стріальному. В умовах гірського кліматотворення та впливу його на клімат суміжних регіонів такі механізми переважно накладаються один одного. Йдеться про різні гіпсометричні характеристики ландшафтних регіонів Карпат. Так, поєднання різних класів гір за класифікацією КЗ (низьких і високих, розкиданих високих і низьких) ускладнює континуальність зміни кліматичних характеристик.

Ламаний профіль морфології макросхилу профілю сприяє розвитку стріального устрою на тлі континуальності. Синергізм у формуванні кліматотону на тлі впливу гірської споруди – розвиток унікальної осьової частини, кліматичні характеристики якої відрізняються від периферійних частин. Стріальний устрій

пояснюється суперпозиційною мозаїчною конфігурацією зон з різними кліматичними властивостями.

У свою чергу значний діапазон флуктуацій гідрокліматичних характеристик (річних та місячних температур повітря та атмосферних опадів) у кліматотонах сприятиме збільшенню повторюваності збурень та більших флуктуацій природних процесів на цих теренах, про що детальніше у підрозділі 3.2. Такий діапазон на регіональному рівні можна виявити, розглядаючи зміну клімату та рослинного покриву у багатовіковому вимірі. Тому з позицій ландшафтної екології інтегральна межа екотону проводиться за кліматом та поширенням домінантних рослинних формацій (Forman, 1995). Окрім того, тип внутрішньої структури кліматотону, у якому виділяють осьову та дві периферійні зони, може різнитись під дією різного співвідношення чинників регіонального кліматогенезу. Тому автором здійснено спробу класифікувати такі типи на прикладі Карпатської гірської країни.

По-друге, ми розглядаємо доцільним виділення нуклеарної конфігурації природних регіонів Карпат у контексті гірської осі Карпат як ядра збурення властивостей ландшафтів, зокрема клімату. Така азональна конфігурація як прояв висотної поясності вказує на можливість означення висотних геокотонів регіонального рівня – передгір'я, верхньої межі лісу та снігової лінії. У цьому контексті необхідно враховувати, що такі перехідні смуги, розглянуті з позицій їхнього орогенного походження, матимуть меншу ширину, ніж встановлені за кліматогенним означенням.

Окрім того, упродовж останнього тисячоліття ці межі, які є добре вираженими у співвідношенні висотних геоботанічних поясів у Карпатах, значною мірою модифіковані людською діяльністю (Kholiavchuk et al., 2024). Узагальнюючи такі диференціації для різних частин гір, в Карпатах можна виокремити шість висотних поясів: 1) широколистяний з домінуванням дуба звичайного (*Quercus robur*); 2) широколистяний з переважанням бука звичайного (*Fagus sylvatica*); 3) хвойний (з переважанням ялини європейської *Picea abies*); 4) субальпійський з домінуванням сосни гірської (*Pinus mugo*), вільхи зеленої (*Alnus viridis*); 5) альпійський з домінуванням ситника трироздільного (*Juncus*

trifidus) і осоки зігнутої (*Carex curvula*); б) субнівальний пояс на окремих вершинах (Kholiavchuk et al., 2024; Воропай & Куниця, 1966; Голубец et al., 1988; Круглов, 2008; Стойко, 2003). Вони, в свою чергу, відображають висотні зміни гірського клімату. Тому, на наш погляд, нуклеарну конфігурацію можна виявити при виділенні біокліматичних поясів (за рослинним покривом) у бік макросхилів. Аналізу особливостей таких нуклеарних регіонів присвячений окремий підрозділ 3.2.

По-третє, ми розглядаємо природні провінції (краї) у фізико-географічному районуванні як конфігурації морфологічних ландшафтних регіонів. Гірські провінції виступають базовими індивідуальними регіональними одиницями ландшафтного (Сорокіна, 2019), геоморфологічного (Палієнко et al., 2013; Kovalchuk et al., 2012) районування гірської країни. У кліматологічному контексті вони відбивають регіональні орокліматогенні відмінності у прояві глобальних атмосферних циркуляцій. Узагальнюючи, гірська провінція (край) – велика частина країни зі складною тектонічною будовою (складчаста тектонічна підобласть, мегантиклінорій), однотипним макрокліматом та специфічною системою типів висотної диференціації ландшафтів. Гірський край широтно відкривається у природну зону і може бути обмеженим передгірським геоекотонном, секторно вирізняється поєднанням типів циркуляції, які трансформуються через вплив морфометричних особливостей будови поверхні.

Отже, кліматичні особливості гірської провінції інтерпретуємо, враховуючи мозаїчність конфігурації морфологічних ландшафтних регіонів. Зважаючи на мету нашого дослідження, мозаїчність пов'язуємо з геометричними особливостями генетико-морфологічної конфігурації ландшафту. Так, у межах ландшафтної провінції мозаїка фізико-географічних областей сформована різноманітним орокліматогенним комплексом гірського впливу (термін за Моргоч (2003)) на основі орогенних морфоструктур другого порядку (Палієнко & Барщевський, 2013).

Окрім того, у фізико-географічних областях висотна диференціація набуватиме місцевих рис. Таке означення мозаїки співзвучне з виділення морфогенних геоекорегіонів за геоекологічною класифікацією І. Круглова

(Круглов, 2008). Виходячи з виділених особливостей мозаїчності, гірським морфологічним ландшафтним регіонам притаманна висока відносна складність (в означенні (Шаблій, 1994) їх територіального устрою порівняно з суміжними рівнинними регіонами. Така специфіка може виступати однією з передумов для просторового визначення кліматичного впливу гірської споруди на мозаїчність прилеглих ландшафтів.

1.4. Виявлення багаторічних змін клімату гір з позицій ПАЛЕОКЛІМАТОЛОГІЇ

У різні проміжки часу клімат ландшафту проявляється по-різному, тому його повна інтерпретація передбачає вияв цих станів і послідовності їх змін. Якщо з просторової точки зору ландшафт виокремлюємо як територіально локалізований об'єм, то з часової – як певний інтервал часу, упродовж якого у системі можна виявити особливості ландшафту, клімату зокрема. Тому, як і у випадку просторового аналізу ландшафтів, доцільним є виділення різних рівнів часових розмірностей, що відповідають масштабам змін ландшафтів різних рангів. Понад високочастотну внутрішньорічну мінливість приземного атмосферного прошарку клімат інтерпретуємо як динамічну систему, значення характеристик якої змінюються на багаторічних часових відтинках на регіональному рівні.

Аналізуючи клімат у часі, розрізняємо мінливість клімату та його зміни. Зміни, які можуть відбутися в будь-якому часовому та просторовому масштабах за межами окремих погодних явищ, визначені МГЕЗК як кліматична мінливість (IPCC Working Group 1 et al., 2013). Мінливість клімату трактують як тимчасову зміну кліматичних умов за певний часовий відтинок. Мінливість клімату пов'язують зі змінами стану атмосфери, циркуляції океану і характеристик поверхні суші від сезонного до внутрішньовікового періоду (WMO, 2023).

Мінливість зумовлена природними внутрішніми процесами в межах кліматичної системи (внутрішня мінливість) або варіаціями зовнішніх факторів (зовнішня мінливість). Внутрішня мінливість виникає внаслідок хаотичних процесів у кліматичній системі і нелінійної взаємодії між його компонентами:

атмосферою, гідросферою (включно з кріосферою), біосферою і педосферою. Вона може бути виявлена у короткоперіодичних змінах клімату на регіональних і глобальних просторових рівнях (Hawkins & Sutton, 2011).

Зовнішня мінливість включає зовнішні по відношенню до кліматичної системи чинники. До них відносять природні чинники (сонячна мінливість, коливання орбіти, виверження вулканів), а також антропогенні впливи, такі як викиди парникових газів та аерозолів і природокористування. Кліматична динамічна система може зазнати переходу до більшої мінливості без помітного впливу на часові коливання однієї конкретної реалізації компоненту чи чинника, Ці переходи можуть відображати зміни клімату (Vincze et al., 2017).

Зміну клімату віднесено до систематичних змін у статистичних характеристиках клімату (наприклад, середнє значення і дисперсія) впродовж тривалого періоду часу (наприклад, від десятиліть до століть), що відображені у тенденціях до підвищення чи зниження. Тобто кліматичні зміни – це статистично значущі зміни усередненого стану клімату або його очікуваної мінливості, які зберігаються протягом тривалого періоду (десятиліть або довше) (Myhre et al., 2013). Підбір часових відтинків, протягом яких можна виявити мінливість і зміну клімату ландшафтів виступає визначальним методологічним етапом дослідження.

Розглядаючи ландшафт з ландшафтно-екологічних позицій, кліматичні флуктуації у часовому масштабі сотень – тисяч років виступають збурювальними чинниками змін ландшафту на просторі 10^4 – 10^{12} м² (Delcourt & Delcourt, 1988). На кліматичну мінливість такого часового масштабу біота реагує міграцією видів, вторинною сукцесією та змінами у конфігурації рослинних підтипів та типів (Bailey, 2014). Відповідно, щоб виявити зміну клімату Карпатської гірської країни та її провінцій, автором обраний часовий відтинок тисячі років, що відносить наше дослідження до палеокліматичних.

Палеокліматологія спрямована на вивчення клімату минулого до періоду сучасних інструментальних спостережень, використовуючи палеокліматичні індикатори ландшафту, а також комп'ютерні моделі (моделі загальної циркуляції) для пояснення причин минулих кліматичних змін (Mock, 2013).

Загальною тенденцією палеокліматичних досліджень упродовж останніх трьох десятиліть є аналіз і синтез палеокліматичних індикаторів та моделей. Як емпіричні, так і модельні підходи дають досить узгоджену історію минулих змін (Mann, 2013).

Через велику кількість накопичених даних період голоцену є унікальним в палеокліматології, оскільки дає змогу зрозуміти кліматичну систему в критичні періоди минулого. Визнано, що протягом останнього століть у Європі відбулися значні регіональні зміни клімату, передусім періоди значного потепління як Середньовічний теплий період (СТП) і похолодання – Малий льодовиковий період (МЛП). Окрім того, накопичені за останні 20 років природні архіви, або палеогеографічні індикатори, систематизовані у базах палеоданих NOAA/WDS for Paleoclimatology PANGAEA, PAGES2k та найновіші локальні палеогеографічні дослідження дають змогу здійснити регіональну просторову диференціацію змін клімату.

Означений прогрес у палеогеографічних дослідженнях, зокрема ландшафтів Європи, взаємодоповнюваність накопичених палеокліматичних індикаторів за різними видами природних архівів послуговав передумовою для здійснення синтезу палеокліматичних досліджень у Карпатах та виконання регіональної просторової інтерполяції зміни клімату упродовж останнього тисячоліття. Тому дослідження автора спрямоване на доповнення часової картини зміни клімату, просторовою інтерпретацією на регіональному рівні. Виконання такого завдання слугує проявом доцільного обміну палеогеографічного та ландшафтознавчо-географічного підходів у дослідженнях змін ландшафтів (Гродзинський, 2023).

Період останнього тисячоліття є особливо важливим для характеристики мінливості клімату і, таким чином, для визначення можливих, більш пізніх антропогенних змін клімату. Окрім того, основні зовнішні чинники змін кліматичної системи (конфігурація континентів, розміри континентальних льодовиків і геометрія орбіти Землі) не зазнали помітних змін у тисячолітньому часовому відрізку. З цієї причини дослідження мінливості клімату за період останніх одного–двох тисячоліть, за винятком останніх двох століть, протягом

яких антропогенний вплив, ймовірно, став доміантним, може дати уявлення про межі природної внутрішньої мінливості кліматичної системи.

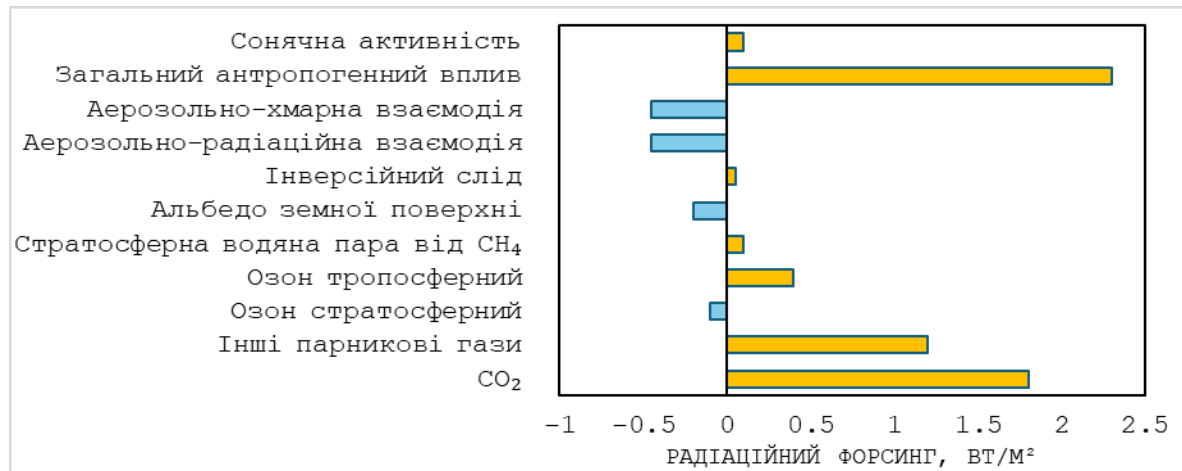


Рис. 1.5. Ефективний радіаційний форсинг глобального клімату впродовж 1750–2011 рр. (на основі даних (Myhre et al., 2013))

Пояснення зміни клімату в голоцені конкретними чинниками вважається дискусійним, оскільки амплітуда змін невелика відносно шуму, і майже всі зміни (за винятком сучасного антропогенного потепління) є регіональними без узгодженого глобального прояву (Fletcher et al., 2024). Деякі із реконструйованих у минулому змін узгоджують зі зміною радіаційного впливу на клімат (радіаційний вплив вибухових вивержень вулканів і передбачувані зміни сонячної активності). Решту пов'язують з внутрішніми автоколиваннями кліматичної системи (Mann, 2013; Mosk, 2013). Силу кліматотвірних чинників кількісно визначають його ефективним радіаційним форсингом (впливом) (ЕРФ), вимірним у $\text{Вт}/\text{м}^2$ (Masson-Delmotte et al., 2021). Додатні значення ЕРФ визначають потепління, а від'ємні призводять до похолодання (рис. 1.5). Величина радіаційного форсингу дорівнює сумарній зміні радіаційного балансу на рівні тропопаузи, яка спричинена конкретним чинником (Степаненко, 2013).

Сонячна активність впливає на кліматичну систему у різних часових масштабах, тому є одним із найвпливовіших чинників у тисячолітньому часовому відтинку (табл. 1.6). Згідно зі сценарієм 100000-річного циклу впливу зміни орбіти Землі, останнє різке потепління відбулось приблизно 11000 радіовуглецевих років

тому, що означають початком голоцену і узгоджується з високим значенням ексцентриситету, нахилу осі і мінімуму прецесії Землі (Kawamura et al., 2007).

Таблиця 1.6

Співвідношення циклів кліматичної мінливості і впливу кліматотвірних чинників на прикладі коливань океанічних хвиль Россбі (GRWs) (Pinault, 2020)

Період (роки)	Період резонансу (роки)	Мода субгармоніки коливань хвиль Россбі у Північноатлантичному океані	Тип впливу кліматотвірних чинників
48–96	64	2^0	Відсутній вплив зовнішнього форсингу
96–192	128	2^1	Радіаційний (цикл Гляйсберга)
192–576	256	2^2	Відсутній вплив зовнішнього форсингу
576–1152	768	3×2^2	Радіаційний
1152–2304	1536	3×2^3	Відсутній вплив зовнішнього форсингу
2304–4608	3072	3×2^4	Відсутній вплив зовнішнього форсингу
4608–9216	6144	3×2^5	Відсутній вплив зовнішнього форсингу
9216–18432	12288	3×2^6	Відсутній вплив зовнішнього форсингу
18432–36864	24576	3×2^7	Орбітальний (прецесія)
36864–73728	49152	3×2^8	Орбітальний (нахил осі)
73728–147456	98304	3×2^9	Орбітальний (ексцентриситет)

Ці температурні переходи добре узгоджуються із орбітальними форсингом, але з ефектами, не пропорційними передбачуваним причинам (табл. 1.5). Після цього максимуму вплив коливань орбіти поступово зменшувався. Зміни орбітального впливу на часових інтервалах до 1000 років стають незначимими. Протягом доіндустріального відтинку останнього тисячоліття коливання випромінювальної потужності Сонця, коливання атмосферних і океанічних циркуляційних паттернів (табл. 1.7), стратосферних вулканічних аерозолів визначали глобальний палеоклімат (Серга, 2021; Schmutz, 2021).

Визначальна роль радіаційного чинника у столітніх і десятилітніх змінах виявляється у циклічності інтенсивності сонячного випромінювання. Магнітна активність сонячної поверхні змінюється циклічно з найменшим періодом

близько 11 років (цикл Швабе) (Biswas et al., 2023) . Водночас електромагнітна активність Сонця зазнає суттєвої довгострокової мінливості на часових інтервалах, довших за цикл Швабе. Сонячні цикли не є ідеально регулярними і змінюються за довжиною, формою та силою/інтенсивністю, або можуть бути періодами майже неактивного стану, які називають великими мінімумами сонячної активності (наприклад, мінімум Маундера, 1645–1715 pp.) (Wu et al., 2018). У записах інтенсивності сонячного випромінювання виразними є і періоди дуже активного Сонця (Сучасний великий максимум, 1940–2009 pp.). Загалом періоди низької сонячної активності, великі мінімуми, пов'язують з холоднішим і вологішим кліматом (Czymzik et al., 2016; Steinhilber et al., 2012).

Таблиця 1.7

Прояв основних чинників змін клімату гірського регіону у межах тисячі років

Кліматотвірний чинник/механізм	Прямі прояви впливу на клімат	Непрямі прояви впливу на клімат
<i>Сонячна радіація</i>	Основна складова теплового балансу	Інтенсифікує кругообіг води Регулювання росту рослинного покриву
<i>Вулканічна діяльність</i>		Додавання в атмосферу аерозолів, які зменшують кількість прямої сонячної радіації
<i>Атмосферна циркуляція</i>	Перерозподіл теплих/холодних повітряних мас Адвективні атмосферні опади	Транспортування аерозолів та парникових газів Енергія гідродинамічних процесів
<i>Вміст парникових газів в атмосфері (CO₂, CH₄, N₂O)</i>	Парниковий ефект	
<i>Вміст аерозолів в атмосфері (NH₃, SO₂, сажа, органічний вуглець, пил, хмарні аерозолі)</i>	Зміна кількості розсіяної радіації	Посилення утворення гідрометеорів – ядра конденсації
<i>Альbedo і фізичні властивості діяльних поверхонь</i>	Модифікація радіаційного балансу через альbedo	Вплив на фізичні властивості повітряних мас Джерела аерозолів та парникових газів Участь у процесах вологообігу Динаміка біокліматичних поясів
<i>Розміри гірської споруди (горизонтальні та вертикальні)</i>	Зниження температури повітря з висотою Орографічні опади	Перешкода для проникнення холодних арктичних повітряних мас до південних та південно-східних схилів Карпат Висотний розподіл заліснених та лучних поверхонь
<i>Експозиція макросхилів</i>	Вищі температури приземного повітря на схилах південної експозиції	Перерозподіл вологи і тепла з повітряних мас з Атлантичного океану та Середземного моря

<i>Діяльність людини</i>	Альbedo антропогенно змінених діяльних поверхонь, лісового покриву зокрема	Викиди парникових газів та аерозолів
--------------------------	--	--------------------------------------

Цикл Гляйсберга є довшим сонячним циклом, який, ймовірно, модулює цикл Швабе. Спочатку вважалося, що його тривалість становить 88 років, але пізніше виявлено, що для нього характерний низькочастотний сигнал з періодом 50–80 років і високочастотний – 90–140 років (Kern et al., 2012). У голоцені виявлені триваліші періоди сонячної активності, згруповані за мінімумами і які корелюють з коливаннями клімату. Йдеться про цикли із періодичністю 576–1152 років (гармоніка постульованого циклу Хальштатта тривалістю ~2000–2400 р.) (Damon & Jirikowic, 1992; Fletcher et al., 2024; Lüdecke et al., 2015; Pinault, 2020).

В українській палеокліматології подібній періодичності відповідають мікрокліматохрони за палеокліматичною схемою голоцену за М. Векlichem (1987) середньою тривалістю 400–600 років і субфази зволоження субатлантичного періоду (100–200 років) за палінологічними даними (Герасименко, 2010). Такі цикли складно переплітаються із періодами відгуків атмосферної і океанічної циркуляції у кліматичній системі. Якщо атмосфера найреактивніша у термічному відгуку на зовнішні чинники (до одного місяця), то термічне пристосування всієї товщі океану (через вдвічі більшу від атмосфери і діяльних поверхонь суші теплоємність) може тривати кілька сторіч (Серга, 2021). Їхній вплив на кліматичну систему нелінійний. Наприклад, вони не слугують прямим відображенням змін температур повітря, зокрема упродовж останніх десятиліть (Kovats et al., 2014; Parding et al., 2016; Urraca et al., 2017). Тому одне із дослідницьких завдань автора передбачає виявлення міри такого зв'язку у регіонах Карпат.

Вулканічна активність спричиняє відносно короткочасні (сезонні і міжрічні порушення радіаційного балансу, за винятком тривалих періодів безперервної активності вулканів (Fuglestedt et al., 2024). Сучасні палеокліматичні дослідження припускають, що регулярні великі виверження, розділені кількома десятиліттями, можуть спричинити столітнє похолодання через взаємодію атмосфери та океану, особливо через збільшення площі

морського льоду у високих широтах Північної півкулі (Fletcher et al., 2024). Вулканічна активність спричиняє збільшення вмісту аерозолів в атмосфері, порушуючи радіаційний баланс і змушуючи систему втрачати енергію, що призводить до похолодання. Сильні вибухові виверження додають велику кількість сірчистого газу (SO_2) в стратосферу, де він окислюється до сірчаної кислоти і згодом утворює сульфатні аерозолі. Ці аерозолі розсіюють і поглинають сонячне випромінювання, а також поглинають і випромінюють теплове довгохвильове випромінювання. Величина цих радіаційних збурень залежить від маси, часу життя і мікрофізичних властивостей вулканічних аерозолів. Випромінювальна потужність цих аерозолів у стратосфері може чинити вплив на кліматичну систему протягом кількох років після виверження вулканів (IPCC Working Group 1 et al., 2013) за умови, що вибухова сила вулкану досягає рівня VEI4 –VEI5 (Volcanic Explosive Index) (Степаненко, 2013).

Водночас атмосферна мінливість і параметри джерела виверження можуть сильно модулювати вміст вулканічних аерозолів і відповідно їхню випромінювальну потужність. Наприклад, у високих широтах Північної півкулі нестабільний полярний вихор асоціюється з посиленою адвекцією сірчистого газу в напрямку екватора, що призводить до його прискореного окислення через збільшення впливу ОН, а також до зменшення росту аерозолів через зменшення конденсації і коагуляції в розрідженій аерозольній хмарі. Навпаки, стабільний початковий полярний вихор, пов'язаний з приуроченістю SO_2 до полярних широт, де низький рівень оксиду вуглецю зберігається протягом зими, сприяє затриманню SO_2 і навіть подальшому швидкому росту аерозолу (Fuglestad et al., 2024).

Для пояснення резонансної природи глобальної кліматичної системи важливим є врахування підсилюючого і фільтруючого ефектів циркуляційних коливань. Бароклінні хвилі Россбі відносять до найбільших і довгоперіодичних. Протягом голоцену резонанси коливань цих хвиль виникали внаслідок варіацій сонячного випромінювання із широким спектром і піком на 935 роках (Pinault, 2020). Широкий спектр періодів ускладнює диференціацію чинників і зв'язок з вищими субгармонічними модами. Еволюція ефективності форсингу значною

мірою залежить від градієнта приземної температури океану у позатропічних широтах, і південної межі поширення льодовиків.

У Північнотлантичному океані спостережувані великомасштабні багаторічні коливання температури поверхні стали основою для виділення багаторічного режиму природної мінливості клімату в масштабах всього з періодом близько 60–80 років (дод. В1) – Атлантичного багаторічного коливання (АБК) (Enfield et al., 2001). АБК відображає мінливість Атлантичної меридіональної перекидної океанічної циркуляції. Позитивна фаза АБК відповідає додатним аномаліям температури поверхні океану над Північною Атлантикою, з більшими аномаліями в субполярному регіоні і меншими – в тропіках та відповідною активністю позатропічних циклонів (Trenberth et al., 2024). Ці особливості враховані автором для пояснення внутрівікових змін клімату досліджуваного регіону. АБК чинить суттєвий вплив на клімат Європи і Північної півкулі. В Європі вплив АБК найбільше проявляється влітку (Ionita et al., 2013, 2015; O'Reilly et al., 2017; Sutton & Hodson, 2005) .

Відгуками на це коливання у сезонному та короткоперіодичному часовому відтинках є стійкі великомасштабні і локалізовані патерни циркуляції атмосфери, що відображають телеконекційними моделями. Їх можна спостерігати, зазвичай, у полях атмосферного тиску від кількох тижнів до кількох місяців. Вони можуть бути також помітними протягом кількох років поспіль, відображаючи як кількарічну, так і багаторічну мінливість атмосферної циркуляції. Системи глобальної атмосферної циркуляції детермінують значною мірою регіональні закономірності сезонного і багаторічного режиму температур повітря і атмосферних опадів. Тому пошук зв'язку між ними – одне із дослідницьких завдань автора.

Карпати розташовані на перетині впливу кількох глобальних систем циркуляції атмосфери. Зокрема, на клімат гірської системи впливають п'ять основних центрів дії атмосфери: Ісландський мінімум, Азорський максимум, Східноєвропейський максимум, Середземноморський мінімум і Скандинавський максимум. Для їх кількісного означення автором використані індекси телеконекційних паттернів циркуляції атмосфери і виявлено зв'язки з основними

характеристиками клімату Карпат. Йдеться про Північноатлантичне коливання (ПАК), Середземноморське (СК), Сибірський антициклон (Longman et al., 2017; Warken et al., 2018), коливання Східна Атлантика – Західна росія (СА/Зр), Арктичне коливання (АО), Східноатлантичне коливання (САК), Скандинавське коливання (СКАНД), і опосередковано Ель-Ніньйо – південне коливання (Alizadeh, 2023; Bădălută et al., 2020; Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2020; Perşoiu et al., 2017; Sušelj & Bergant, 2006). Разом вони пояснюють до 80% кліматичної мінливості території Європи, проте найменшою мірою у першому десятилітті XXI ст. (NOAA/National Weather Service, 2023). Всі ці джерела вологи мають різне ізотопне співвідношення в атмосферних опадах. Отже, їхню відносну частку в сумі опадів можна визначити і у реконструкціях клімату на основі ізотопних палеозаписів відкладів різного генезису (Herzman et al., 2020).

Північноатлантичне коливання (ПАК) – основний великомасштабний механізм циркуляційного чинника на клімат в середньо- і високоширотних регіонах Північної Атлантики, вплив якого у Карпатах є найбільш помітний у режимі атмосферних опадів взимку (Bojariu & Giorgi, 2005; Longman et al., 2019). ПАК модулює міжрічну мінливість атмосфери, але з непередбачуваною періодичністю – від багатоденної до десятирічної (дод. В2), зокрема в Центральній та Східній Європі (Longman et al., 2019; Vystavna et al., 2020).

Система ПАК – меридіонально розташований диполь аномалій атмосферного тиску, один центр якого розташований над Гренландією, а інший центр протилежного знаку – над центральною частиною Північноатлантичного океану між 35–40 пн. ш. Зміщення центрів пов'язані зі змінами в інтенсивності і розташуванні північноатлантичного струменевого потоку і траєкторії позатропічних циклонів, а також з великомасштабними модуляціями типового зонального і меридіонального перенесення тепла і вологи (Hurrell 1995). Це, спричиняє зміни у температурному режимі і характері атмосферних опадів.

Позитивна (додатна за значенням індексу) фаза Північноатлантичного коливання (ПАК+) виникає, коли Ісландський мінімум розташований південніше, ніж зазвичай, тоді як субтропічний Азорський максимум, північніше, ніж зазвичай. Велика різниця тиску між двома центрами спричиняє

сильні західні вітри та зміщення на північ траєкторій циклонів помірних широт. Відповідно у Західних Карпатах спостерігають тепліші і вологіші, ніж зазвичай, умови, що можна пояснити низькорівневою адвекцією з Атлантичного океану (Bartholy et al., 2010). У той же час джерелом зволоження над південно-східною Європою слугують переважно циклонічні утворення з регіону Середземного моря. Ця різниця тиску і широтне положення цих двох центрів контролюють силу і напрямок західних вітрів над Європою, які є основним джерелом опадів в Західній і Центральній Європі, а також м'які і сухі зими в Південній Європі. І навпаки, низька різниця тиску (ПАК-) означає ослаблення західних вітрів, південну вісь струменя, що означає дуже холодну і суху зиму в Західній і Центральній Європі і велику кількість опадів в Південній Європі і Середземноморському басейні

Під час негативної фази Північноатлантичного коливання (ПАК-) меридіональний градієнт атмосферного тиску слабшає, тому послаблення західних вітрів у північноатлантичному регіоні призводить до холодних і сухих умов, особливо взимку, у Західних і Східних Карпатах із посиленням північно-східної циркуляції та вологих умов з більшою повторюваністю адвекції морських повітряних мас із Середземноморського регіону над Південно-Східною Європою. Слабкі західні вітри не перешкоджають руху атлантичних циклонів на схід, що призводить до збільшення кількості зимових опадів над Південними Карпатами (Longman et al., 2017; Perşoiu et al., 2017).

Просторова мінливість центрів дії Північноатлантичного коливання спричиняє у свою чергу розвиток Середземноморського коливання (СК). Середземноморське коливання – коливання аномалій атмосферного тиску на рівні моря на заході – Центральному і Західному Середземномор'ї та сході – Східному (Alizadeh, 2023; Conte et al., 1989; Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2020; “Mediterranean Desertification and Land Use,” 1996; Sušelj & Bergant, 2006). Утворена система атмосферної циркуляції – визначальне джерело регіонального циклогенезу у Південній Європі (Conte et al., 1989). Оскільки поява цих циклонів частково контролюється ПАК, то для ПАК і СК характерна суттєва кореляція (Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2020). Взимку Азорський максимум

(південний центр ПАК) розташований ближче до Середземного моря, а тому найтісніший зв'язок характерний взимку. Оскільки такий диполь атмосферного тиску досить стабільний упродовж року, вплив СК на клімат Південних Карпат помітний в усі сезони (Conte et al., 1989; “Mediterranean Desertification and Land Use,” 1996). Індекс СК також відображає ефекти інших низькочастотних атмосферних режимів у баричному полі регіону.

Через положення значної частини Карпат на сході Європи на клімат гірської країни впливають азіатські центри дії атмосфери. Циркуляційна система Східна Атлантика/Західна Росія (усталений термін у світовій синоптичній метеорології (NOAA/National Weather Service, 2023)) є однією з трьох домінантних циркуляцій, які впливають на Євразію протягом усього року. СА/ЗР складається з чотирьох основних центрів аномалій, які обмежені західною частиною Північної Атлантики (між 45° і 55° пн. ш.) і Східноєвропейською рівниною. Позитивна фаза пов'язана з додатними аномаліями високого атмосферного тиску, розташованими над Європою і негативними аномаліями високого тиску, розташованими над центральною частиною Північної Атлантики і північню Каспійського моря. Вищі за середні температури повітря над Східною Азією та нижчі за середні температури над значною частиною Східних Карпат пов'язані з додатною фазою цього коливання. Окрім того, з додатною фазою пов'язують нижчу за середню кількість атмосферних опадів над північною частиною Карпат (NOAA/National Weather Service, 2023).

Оскільки близько 70% діяльних поверхонь регіонів Карпат покриті лісом, динаміка поширення лісів виступає важливою реакцією, якісним індикатором, і навіть чинником змін клімату у тисячолітньому зрізі. Окрім того, особливо в гірських умовах, біота – функція рельєфу на тлі антропогенної діяльності. Розглядаючи зміни заліснених ландшафтних регіонів Карпат у голоцені, ми врахували, що початкові стадії розвитку лісу, зазвичай, більше залежать від змін клімату, відстані до льодовикових рефугіумів, фізичних бар'єрів та міграційних шляхів (Feurdean et al., 2011). У середньому голоцені ліси стають дедалі густішими, біомаса накопичується, а ґрунти стають багатшими. За цих умов конкуренція, тип ґрунту, інтенсивність і частота дистурбацій (порушень)

визначають розвиток лісових ландшафтів. У випадку пізнього голоцену людина виступила значною рушійною силою змін у складі лісів. Починаючи приблизно з 2000–1200 років до н.е., зміни у складі деревних порід у Карпатах були зумовлені, насамперед антропогенною діяльністю, тоді як клімат, найімовірніше, відігравав другорядну роль (Kholiavchuk et al., 2024). За низького рівня антропогенного впливу ліси відновлюються, хоча первинна чисельність і структура втрачаються.

Окрім змін властивостей діяльних поверхонь гірських ландшафтів в результаті природокористування, супутнім чинником посилення антропогенного впливу упродовж останніх кількох століть послуговували аерозольні викиди та парникові гази (рис. 1.5). Зміни вмісту в атмосфері цих двох груп газів в атмосфері мають протилежний вплив на клімат. Потепління або похолодання, у свою чергу, спричиняє енергетичний дисбаланс через багато позитивних (підсилювальних) або негативний (послаблювальних) кліматичних зв'язків (таблиця 1.8).

Таблиця 1.8

Глобальний палеоклімат за даними доповіді МГЕЗК 2021 р. (температури виражені відхиленнями від середніх значень 1850–1900 рр.)
на основі (Masson-Delmotte et al., 2021)

Референтні періоди	Час, роки*	Вміст CO ₂ , мільйонних часток**	Приземна температура повітря, °C**
Недавнє минуле	1995–2014 AD	360→397	від 0,66 до 1
Доіндустріальний період	1850–1900 AD	від 286 до 296	від -0,15 до 0,11
Останнє тисячоліття	850–1850 AD	від 278 до 285	від -0,14 до 0,24
Середній голоцен	6,5–5,5 ka	260→268	від 0,2 до 1
Останній дегляціальний перехід	18–11 ka	193→271	не оцінений
Останній гляціальний максимум	23–19 ka	від 188 до 194	від -5 до -7
Останній інтергляціал	129–116 ka	від 266 до 282	від 0,5 до 1,5
Середній пліоцен	3,3–3,0 Ma	від 360 до 420	від 2,5 до 4,0

* AD – наша ера, ka – тисяч років, Ma – мільйон років

** у значеннях від...до означає діапазон, → означає значення початку і кінця періоду

Прогрес у якості глобальних і регіональних палеокліматичних реконструкцій у контексті як просторового охоплення, так і часової роздільної

здатності записів температурних палеокліматичних індикаторів дали змогу науковій спільноті ідентифікувати безпрецедентний енергетичний вплив антропогенних змін клімату впродовж останніх двох тисячоліть (Mann, 2002a; Neukom et al., 2019) і навіть, відповідно до деяких досліджень, упродовж періоду голоцену (табл. 1.8) (Kaufman et al., 2020; Marcott et al., 2013; Marsicek et al., 2018). Протягом останніх десятиліть дедалі більша кількість даних про стани атмосфери свідчить про те, що людина та її діяльність становлять важливий компонент і чинник клімату як системи. Отже, зміну клімату вважають результатом багаторівневих природних коливань посиленних антропогенним впливом (IPCC, 2021; Lüdecke et al., 2013; Myhre et al., 2013).

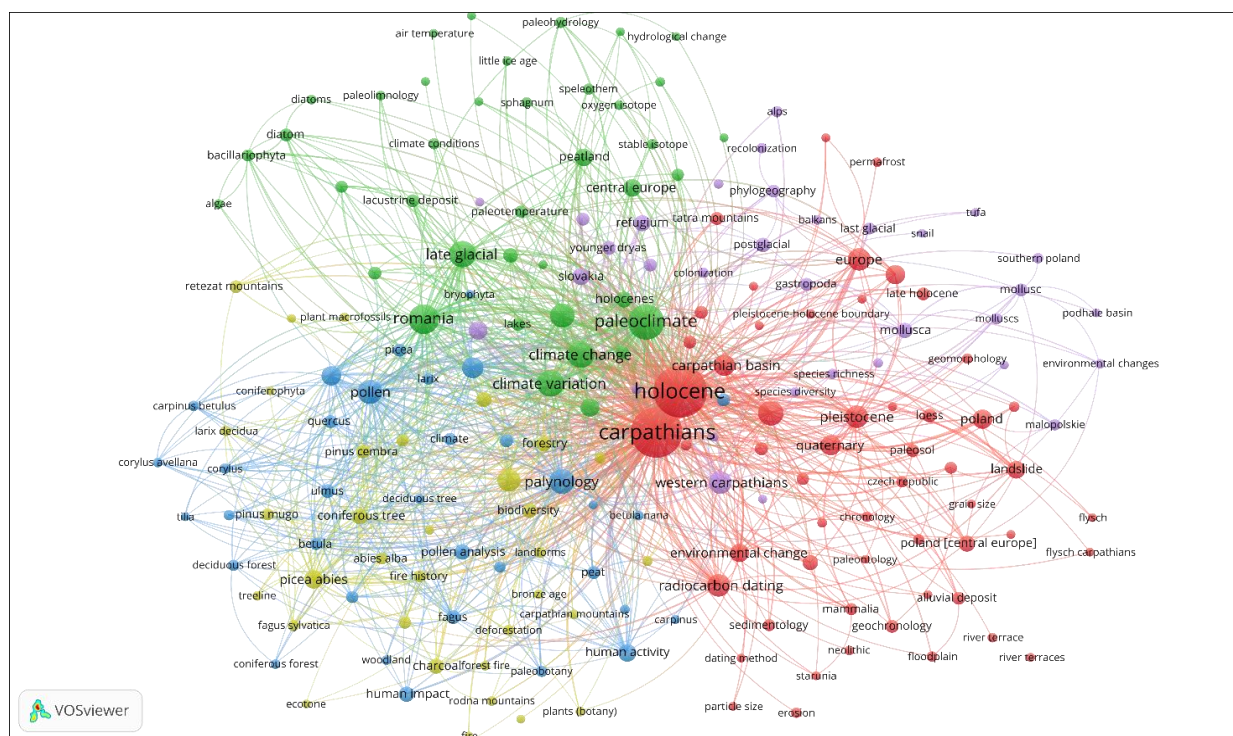


Рис. 1.6. Мережева концептуальна мапа ключових слів у наукових публікаціях за пошуковим запитом у Scopus “(Carpath* AND Climat* AND Holocene)” у заголовках та резюме. Розмір пунсону вказує на повторюваність ключових слів та їхню вагу у всіх знайдених статтях (мінімальна кількість – 5). Лінії показують зв’язки між словами. Кольори вирізняють тематичні кластери на основі цих зв’язків

Тому у нашому дослідженні палеоклімат Карпат інтерпретуємо за останню тисячу років (від початку Середньовічного кліматичного оптимуму) період час, який достатній для з'ясування змін клімату регіонів. Підґрунтям для вибору такого періоду став попередній аналіз усіх доступних даних та опублікованих результатів палеогеографічних досліджень території Карпат. Такий пошук здійснено у наукометричних базах даних Scopus, Web of Science, міжнародних онлайн-базах палеоданих NOAA/WDS for Paleoclimatology PANGAEA, PAGES2k. Зокрема створені мережеві концептуальні мапи у VOS-viewer за даними Scopus, згадані у підрозділі 1.1., дали змогу ідентифікувати найпоширеніші різновиди реконструкцій, здійснених на території Карпат, а також кліматичні індикатори, про які вони можуть свідчити (рис. 1.6). Для виявлення останніх ми проаналізували опубліковані реконструкції минулих умов природи Карпат із використанням ізотопних, дендрохронологічних, палеопедологічних, геохімічних, літологічних, палеобіогеографічних та палеолімнологічних методів. Відібрані дослідження із застосуванням цих методів описані у підрозділі 2.3.

У регіоні дослідження інструментальні метеорологічні спостереження з'являються у другій половині XIX ст. (Холявчук, 2022). Їх результати використані автором як референтні дані для порівняння із палеокліматичними. Їх вважають сучасними змінами клімату у палеокліматичному контексті (Матвіїшина & Передерій, 2010). За результатами бібліографічного аналізу виявлено, що температура повітря, кількість атмосферних опадів, повторюваність атмосферних посух у зв'язку з інтенсивністю сонячного випромінювання, активності вулканів, систем атмосферної циркуляції та антропогенним впливом найчастіше згадуються у дослідженнях, які охоплюють останнє тисячоріччя. Тому згаданим індикаторам та чинникам у роботі присвячена основна увага.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 1

1. Клімат – складна динамічна система, регульована взаємодією і реакціями компонентів ландшафту у різних просторових і часових масштабах.

Накопичений за останні десятиліття масив палеокліматичних індикаторів (проксі-даних) та опорних просторово-часових моделей палеоклімату Європи послугував підґрунтям для дослідження його змін упродовж останнього тисячоліття у Карпатах на регіональному рівні. Інтерпретацію зміни палеоклімату (до часу появи інструментальних метеорологічних спостережень) у межах тисячоліття здійснено шляхом застосування комплексу міждисциплінарних дослідницьких підходів (класичних (порівняльного, еволюційного), некласичних (системного, екологічного), і постнекласичних (фрактального, синергетичного) тощо) до просторово-часового аналізу накопиченого масиву часових рядів кліматичних характеристик та палеокліматичних індикаторів. Виявлення регіонального прояву кліматотвірних чинників є необхідною умовою для просторової інтерполяції клімату мікрокліматохронів у гірських країнах.

2. Ландшафтний регіон – оптимальний просторовий вимір для визначення динаміки клімату і палеоклімату Карпат. Він розглядається із двох позицій: як розмір терену, який включає гірські ландшафти та їх прилегле оточення, і як простір з виразними внутрішніми особливостями конфігурації ландшафту і клімату. Просторове моделювання регіональних змін клімату передбачало абстрагування до провідних чинників – характеристик – індикаторів палеоклімату і реалізовано через побудову кліматичних полів. Непропорційний вплив клімату на зміни пов'язаних компонентів ландшафтів – індикаторів клімату (біоти зокрема) набуває ефекту збурень, а тому може бути детермінованим через екстремальні деформації і пульсації кліматичних полів

3. Цілісно Карпати віднесено до макрорівня диференціації ландшафтів, що передбачає субглобальний рівень прояву клімату у поєднанні його зональних і азональних чинників. Геопросторова протяжність Карпат визначає їхнє зональне положення у помірному кліматичному поясі із розвитком гідротермічної континентальності і широким діапазоном просторових коливань кліматичних характеристик. Ці особливості виявляються у контексті геоекотонних ландшафтних регіонів, які у висотному зрізі інтерпретовані як нуклеарні. Для виявлення просторових коливань кліматичних характеристик

геоекотонів запропоновано дефініцію кліматотону. Регіоналізація клімату Карпат на основі морфологічних ландшафтних регіонів – це виявлення внутрішніх кліматичних особливостей ландшафтних провінцій (Західні, Східні, Південні, Південно-Західні) з набором мезокліматів залежних від морфометричних характеристик та форм ядрових гірських масивів і пасом.

4. Гірським ландшафтним регіонам притаманна швидка просторова зміна метеоелементів і значна кліматична мінливість. Макроклімат гір і кліматичні поля модифікуються орографічними неоднорідностями і різноманіттям властивостей діяльних поверхонь різних масштабів. Орокліматогенні деформації стосуються бар'єрних та депресійних впливів рельєфу на поля температур повітря та атмосферних опадів і вітру, формування місцевих циркуляцій і циклогенезу. За основу для визначення висотної просторово-часової мінливості клімату гірських регіонів правлять межі класів гірських регіонів, визначені за глобальною цифровою класифікацією КЗ, де геометрія ареалу класу високогір'їв спрямовує динаміку кліматичних полів.

5. За величиною радіаційного форсингу впродовж тисячоліття сонячна активність найвпливовіша у змінах температури повітря з періодичністю 11, 100 і 500 років. Вулканічна діяльність через викиди аерозолів здатна спричинити міжрічні зміни температури повітря та атмосферних опадів, а за умов безперервних вивержень багатьох вулканів – триваліші зміни. Зміщення регіональних систем глобальної циркуляції атмосфери (ПАК, САК, АО, СА/Зр, СК) пояснюють переважну частину кліматичної мінливості у межах століття тривалістю десятки років. Цикл АБК (50–60 років) – найвиразніший у регіональній циркуляції атмосфери і режимі атмосферних опадів останнього тисячоліття у Європі. Енергетичний вплив антропогенного чинника упродовж останніх двох століть набув безпрецедентної ваги у змінах клімату. Висотно залежне потепління (різна швидкість потепління у ландшафтних регіонах нуклеарного типу) та його неоднозначні прояви у гірських системах континентального масштабу визначають важливість регіоналізації у дослідженні змін клімату.

РОЗДІЛ 2. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ БАГАТОРІЧНИХ ЗМІН КЛІМАТУ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ

2.1. СТАТИСТИЧНИЙ АНАЛІЗ ЧАСОВИХ РЯДІВ КЛІМАТИЧНИХ ДАНИХ

У часовому вимірі зміну клімату можна відобразити як стохастичний процес за допомогою рядів часово-залежних кліматичних змінних на основі інструментальних метеорологічних спостережень та проксі-даних. У випадку проксі-даних, або палеокліматичних індикаторів, розрахунковий час отримують шляхом прямого, абсолютного датування або опосередковано, порівнюючи серію проксі-даних з датованим часовим рядом. Побудова шкали часу базується на абсолютному датуванні фіксованих точок в архіві та статистичній регресійній моделі для накопичення архіву (Natvani et al., 2022; Warken et al., 2018).

Кліматичний процес (X) можна розкласти на складові і описати статистично у такий спосіб:

$$X(T) = X_{trend}(T) + X_{out}(T) + S(T) \times X_{noise}(T), \quad (2.1.1)$$

де T – безперервний час, X_{trend} – трендовий процес; X_{out} – викиди; $S(T)$ – функція мінливості у межах $X_{noise}(T)$ – шуму (Mudelsee, 2010).

Тренд включає всі систематичні або детерміновані, довгострокові процеси, такі як лінійне зростання, ступінчаста зміна або сезонний сигнал. Тренд описують за параметрами, передовсім, за швидкістю і напрямком приросту. Викиди – це події з екстремальними значеннями і зазвичай рідкісні. Процес шуму можна сприймати слабо стаціонарним з нульовим середнім значенням і автокореляцією. Надаючи X_{noise} одиничного стандартного відхилення, можна інтерпретувати $S(T)$, сприймаючи клімат не лише як усереднений стан, але й мінливість (Mudelsee, 2019).

Для означеного кліматичного стохастичного процесу, враховуючи дискретність часових рядів, які досліджуємо, рівняння 2.1. має такий вигляд:

$$X(T(i)) = X_{trend}(T(i)) + X_{out}(T(i)) + S(T(i)) \times X_{noise}(T(i)), \quad (2.2.)$$

де $X(T(i))$ – дискретний кліматичний процес.

Спостережуваний дискретний часовий ряд з набором n -парних значень $T(i)$ та $X(i)$ можна записати як $\{T(i), X(i)\}_{i=1}^n$. При цьому враховуємо, що часовий інтервал між двома спостереженнями може бути різним, зважаючи на прогалини

у рядах стаціонарних метеорологічних спостережень, нерівномірність у часі накопичення палеогеографічних індикаторів. Цілеспрямоване застосування даних з нерівними часовими інтервалами дає об'єктивнішу статистичну оцінку порівняно з часовою інтерполяцією, яка синтезує штучну автокореляцію та часову стійкість (Mudelsee, 2010). Відповідно у дослідженні використовуються дані з різними часовими інтервалами, коли використання рівних проміжків неможливе, зважаючи на вказані вище причини. Для виявлення складових кліматичного процесу у дослідженні послідовно застосовано блоки методів, відображені на рис. 2.1.

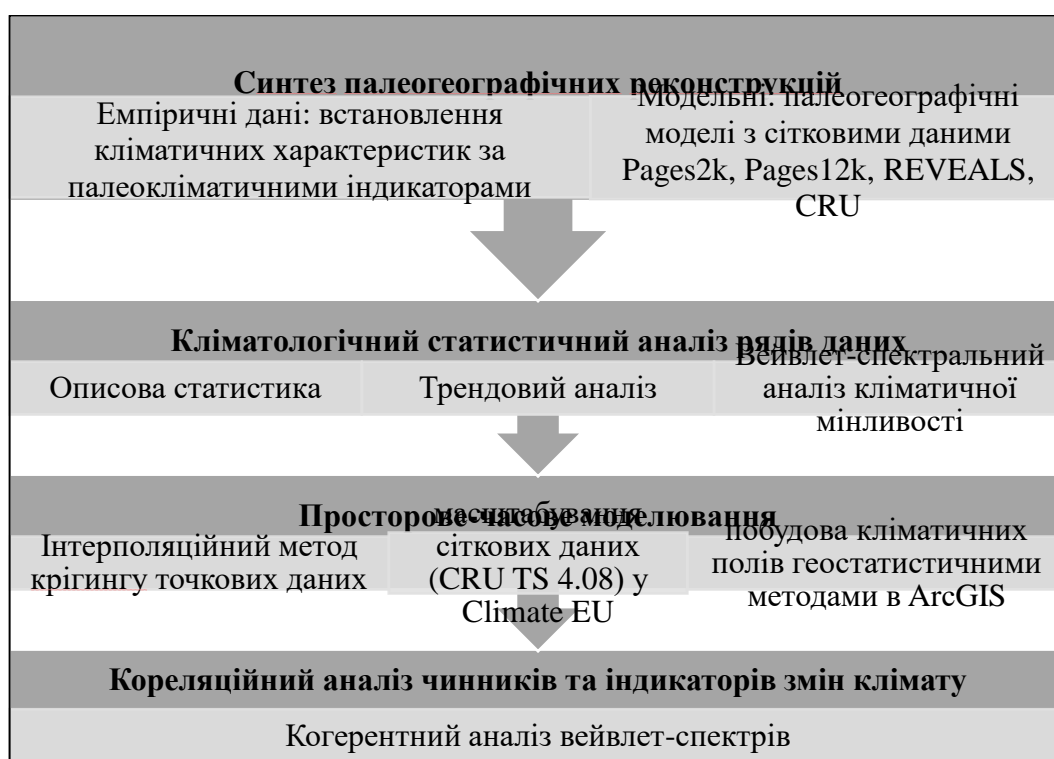


Рис. 2.1. Методи дослідження палеоклімату

Оцінюючи зміну клімату, припускаємо, що спостереження відображає кліматичний процес. Тому шум може вказувати не тільки на кліматичні, але й на вимірювальні шуми. Врахування таких похибок дає змогу вважати кліматичні часові серії однорідними. Використовуючи проксі-дані, застосовують датування. Неточності останнього також додають шуму і передбачають оцінку на предмет похибок.

Для врахування невизначеності під час оцінювання шуму та інших складових кліматичного процесу ми застосували метод бутстрепа (bootstrap) як метод генерації повторюваної вибірки, що дає змогу отримати найменші похибки (Mudelsee, 2010). Ця техніка працює зі штучно створеними (за допомогою випадкового генератора чисел) вибірками процесу шуму, для якого визначена модель розподілу. Повторна вибірка допомагає врахувати послідовну кореляцію даних, забезпечує надійний, керований даними спосіб оцінки рівнів значущості, може застосовуватися як до неперервних, так і до дискретних даних, придатна для «негауссівських» даних, де теоретичні розподіли не застосовують.

Оцінюваний процес є результатом математичної моделі клімату, а тому є лише відображенням природної кліматичної системи. Відповідно елементи кліматичного процесу, інтерпретовані у дослідженні, не претендують на абсолютну об'єктивність, але відображають максимально можливо точні оцінки отриманих спостережуваних метеорологічних і палеокліматичних.

Базовий опис клімату виділених періодів упродовж тисячоліття здійснено із застосування описової статистики. Згідно із ВМО (2023) клімат можна визначити як статистичний опис за допомогою середніх значень і мінливості відповідних величин протягом певного періоду часу (зазвичай, стандартної кліматичної норми – 30 років). У нашому дослідженні клімат періодів стандартних кліматичних норм стосується опису двох періодів: 1961–1990 рр., 1991–2020 рр. Сучасним кліматом у дослідженні вважаємо клімату упродовж останнього референтного періоду 1991–2020 рр. У більшості проаналізованих нами палеорекоконструкціях клімату регіонів Карпат кліматичні характеристики періоду 1961–1990 рр. використаний як референтні. Тому цей період також проаналізований нами. Для презентації кліматичних показників описової статистики побудовано карти розподілу цих величин та їх поля в Arcgis Pro із застосуванням геостатистичного аналізу.

Багато статистичних методів, які описані далі в розділі, базуються на нормальному розподілі величин або припущенні Гауса. Однак у нашому дослідженні таке припущення може бути порушене, а методи є точними, якщо у випадку порушення вони все ж дають результати прийнятної точності.

Відсутність гаусівського розподілу допустима для непараметричних тестів, які застосовуються у нашому дослідженні. Прийнятними у кліматології вважають ряди даних, якщо у межах 95-відсоткового інтервалу надійності відібраний масив даних охоплює принаймні 91% усіх даних через порушення припущення розподілу. Дійсне покриття на рівні 78 % взагалі не прийнятне при будь-яких встановлених інтервалах надійності (Storch & Zwiers, 1999; Wassennan, 2004).

У кліматичному шумі зазвичай міститься стійкість, або ж автокореляція, у часово-залежному ряді даних. Остання вказує на позитивну послідовну залежність, або «пам'ять» у даних. Причина ефекту пам'яті подвійна. По-перше, це характерна риса багатьох типів кліматичних коливань (Wilks, 2019). По-друге, пам'ять може бути пов'язана з вибіркою даних. Для рядів із високою роздільною часовою здатністю притаманна сильніша стійкість, ніж рядів з низькою роздільною здатністю. Така особливість врахована в аналізі палеокліматичних індикаторів із різним часовим рядами.

Оцінка цієї властивості передбачала пошук статистичної моделі шуму із зазначенням часового інтервалу пам'яті та величини автокореляції. У межах нашого дослідження визначено автокореляцію $E[X_{noise}(T1) \times X_{noise}(T2)]$ для $T1 \neq T2$, нехтуючи моментами вищого порядку. Діаграма розсіювання Lag-1 для $x(i-1)$ порівняно з $x(i)$ кліматичного часового ряду, використовуючи ряд даних з вилученим трендом $\{t(i), x(i)\}_{i=1}^n$ як реалізація шумового процесу (Mudelsee, 2010), дала змогу виявити автокореляційну структуру. Для кліматичних часових рядів із дискретним часом і нерівномірним інтервалом, перелік моделей стійкості з однозначною відповідністю безперервному часу досить обмежений. Модель першого порядку авторегресії AR(1) фізично найбільш відповідна до умов дослідження.

Припускаючи зростання часу з постійним інтервалом $d(i) = d > 0$, можна записати модель AR(1) з розподілом Гауса в дискретному часі так:

$$X_{noise}(1) = \varepsilon_{N(0,1)}(1) \quad (2.3)$$

$$X_{noise}(i) = a \times X_{noise}(i-1) + \varepsilon_{N(0,1-a^2)}(i), \quad i = 2, \dots, n. \quad (2.4)$$

Тут $-1 < a < 1$ є константою і $\varepsilon_{N(\mu, \sigma^2)}(\cdot)$ є гаусівським випадковим процесом із середнім μ , дисперсією σ^2 і без послідовної залежності, тобто $E[\varepsilon_{N(\mu, \sigma^2)}(i) \times \varepsilon_{N(\mu, \sigma^2)}(j)] = 0$, де $i \neq j$. Звідси випливає, що $X_{noise}(i)$ має нульове середнє значення та одиничну дисперсію як визначено рівнянням 2.3.

Відповідно автокореляційна функція набуде такого вигляду:

$$\rho(h) = \frac{E[\{X_{noise}(i+h) - E[X_{noise}(i+h)]\} \cdot \{X_{noise}(i) - E[X_{noise}(i)]\}]}{\sqrt{\{VAR[X_{noise}(i+h)] \cdot VAR[X_{noise}(i)]\}^{\frac{1}{2}}}} = E[X_{noise}(i+h) \cdot X_{noise}(i)] \quad (2.1.5) \text{ (Mudelsee, 2010)},$$

де h – часове зміщення (лаг), E оператор очікування, VAR оператор варіації. За Priestley (1981) автокореляцію можна означити у такий спосіб:

$$\rho(h) = a^{|h|}, \text{ де } h = \pm 1, \pm 2 \dots \quad (2.6)$$

Для $a > 0$, поведінку функції можна назвати “експоненціальною спадаючою пам’яттю”.

Оцінка пам’яті для моделі AR(1) означає оцінку параметра автокореляції a . Цей параметр, за умов виключення відхилення та визначення тренду і мінливості, можна оцінити у такий спосіб (Mudelsee, 2010):

$$\hat{a} = \frac{\sum_{i=2}^n x_{noise}(i) \cdot x_{noise}(i-1)}{\sum_{i=2}^n x_{noise}(i)^2} \quad (2.7)$$

Оцінка \hat{a} означає, що ми враховуємо суб’єктивність (bias): якщо $\{X_{noise}(i)\}$ – це AR(1) процес з параметром a , то $E(\hat{a}) \neq a$. Аналогічно і дисперсія є лише оцінкою. Для усунення неточностей та корекції моделі автокореляції використовують апроксимаційні формули. Загалом такі похибки будуть зменшуватися у міру зростання вибірки. Придатність моделі AR1 оцінюють за залишками (residuals):

$$\varepsilon(i) = x_{noise}(i) - \hat{a} \cdot x_{noise}(i-1), \quad i=2, \dots, n \quad (2.8)$$

Як реалізація стандартного нормального випадкового процесу, залишки не повинні проявлятися як певні закономірності на діаграмі розсіювання (лаг 1). Модель AR(1) для рівномірного інтервалу має один параметр, $-1 < a < 1$, який вимірює силу «пам’яті». Компонент шуму для кліматичних даних зазвичай має $a \geq 0$ (Mudelsee, 2014).

Для нерівномірного проміжку процедура оцінки автокореляції складніша. По-перше, оцінка часу стійкості \hat{t} , має бути розрахована як мінімізатор суми найменших квадратів:

$$S(\hat{t}) = \sum_{i=2}^n \left[r(i) - \exp\left\{\frac{-[t(i)-t(i-1)]}{\hat{t}}\right\} \times r(i-1) \right]^2, \quad (2.9)$$

де r – залишки у кліматичному процесі, означення якого буде подане в означенні лінійної регресії. Автокореляція розрахована і врахована автором при подальшому виявленні тренду і структури шуму у програмному середовищі R як вбудована функція інших бібліотек, згаданих далі у цьому підрозділі.

Трендовий аналіз. Оцінка трендів – першочергове завдання аналізу часових рядів клімату у межах цього дослідження. На основі перевірки гіпотези за допомогою тестових технік можуть бути отримані довготривалі тренди основних кліматичних показників. Для цього використовується різноманіття методів залежно від особливостей розподілу величин та призначення тестів (Hennemuth et al., 2013; Mudelsee, 2019; Storch & Zwiers, 1999; Wassennan, 2004). З-поміж них, найпридатнішими тестами для визначення трендів річних і місячних часових рядів для потреб нашого дослідження вважаємо лінійну та нелінійну регресії (Mudelsee, 2010), тест Манна–Кендала (Kholiavchuk & Sebulska, 2019).

Найпростішим і першопочатковим тестом у наших дослідженнях є лінійна регресія, де розподіл базується на простій параметричній моделі. *Параметричний тест* передбачає нормальний розподіл змінних з постійною варіацією похибок. Рівняння лінійної регресії описують за двома параметрами перетину, β_0 , і нахилу, β_1 (von Storch & Zwiers, 1984):

$$X(i) = \beta_0 + \beta_1 \times T(i) + S(i) \times X_{noise}(i), \quad (2.10)$$

де $T(i)$ – змінна часу, що відповідає $X(i)$.

Звичайна оцінка за методом найменших квадратів (OLS) мінімізує суму квадратів відмінностей між даними та лінійною моделлю (Mudelsee, 2010):

$$SSB(\beta_0, \beta_1) = \sum_{i=1}^n [x(i) - \beta_0 - \beta_1 \times t(i)]^2. \quad (2.11)$$

Невизначеності вимірювання оцінок $\hat{\beta}_0$ та $\hat{\beta}_1$ найреалістичніше (через можливі відхилення від нормального розподілу) виконувати методом повторної

вибірки рухливих блоків (MBV) із застосуванням статистичного бутстрепу (Mudelsee, 2019). Достовірність MBV перевіряємо за допомогою експериментів з моделюванням Монте-Карло, які генерують штучні дані зі стохастичних процесів із відомими властивостями та визначають інтервали достовірності. У дослідженні застосовуємо достовірність більше 95%.

Прості лінійні моделі часто не повністю описують кліматичний процес. Придатність моделі можна оцінити графічно за допомогою різних типів графіків регресійних залишків. Ці реалізації шумового процесу не повинні демонструвати більше структури, ніж передбачувана модель автокореляції AR(1) (Montgomery et al., 2013). У негативному випадку придатнішими стають непараметричні моделі. Попередній аналіз палеокліматичних індикаторів вказує, що для періоду нашого дослідження придатнішими є непараметричні методи, тоді як параметричні методи використані як додаткові для коротших проміжків часу в межах століття, зокрема для XX–XXI ст.

Непараметричні методи регресії не містять обмежень нормального розподілу та автокореляції. Придатними для оцінки кліматичного тренду є нелінійні функції точок зміни, оскільки вони дають змогу кількісно оцінити зміни. Непараметричні методи застосовані автором для виявлення у часових рядах років, між якими відбувалось зміщення у характері мінливості кліматичних індикаторів. З метою максимально об'єктивної оцінки автором застосовані і порівняні три види технік: точок розриву, рампи, вирівнювання.

Техніки точок розриву та рампи, окрім визначення трендів у часових рядах з прогалинами у даних, дають змогу визначити точки змін у ході кліматичних індикаторів вікової та багатовікової тривалості. Модель регресії з розривами описується чотирма параметрами: t_2 , x_2 , β_1 і β_2 (Mudelsee, 2010). Модель розриву можна підлаштувати під часовий ряд $\{t(i), x(i)\}_{i=1}^n$, а параметри оцінити за допомогою WLS. Процедура для моделі рампи схожа. Рампа описується чотирма параметрами, t_1 , x_1 , t_2 і x_2 . Модель рампи може бути підігнана до часового ряду за допомогою WLS. Однак, оскільки функція наростання не диференційована за часом у t_1 і t_2 , оцінки WLS для t_1 і t_2 не можна отримати, беручи похідні у техніці рампи. Відповідно для цього рекомендують

цілеспрямовано шукати та підганяти часові інтервали (Mudelsee, 2019). Повторна вибірка MBV із експериментом Монте-Карло підходить для визначення стандартних похибок, залишків і подальшого коригування моделей. У нашому дослідженні проведено 1000 симуляцій для зменшення стандартної похибки та точніших величин довірчих інтервалів.

Для порівняння ми також використали непараметричну регресію вирівнювання, що часто використовується у палеокліматичних дослідженнях. Цей метод дає змогу усунути високочастотну мінливість (шум) за допомогою плаваючого вікна. Засобами вибору низькочастотних трендів виступає цифрове частотне фільтрування або ж порівняння різних часових зрізів. Замість ідентифікації компонента тренду, $X_{\text{trend}}(i)$, за допомогою лінійної або певної нелінійної функції з параметрами, які потрібно оцінити, метод згладжування оцінює тренд у момент часу, T' , шляхом усереднення точок даних $X(i)$ навколо T' . Для згладжування використовуємо метод ядрового гаусівського згладжування (Shumway & Stoffer, 2016; Wilcox, 2022) і кубічного сплайну (Pollock, 1999). Описані вище елементи статистичного аналізу точкових даних виконані у програмному середовищі *R* із використання бібліотек *stats*, *changepoint*, *boot*, *segmented*, *changepoint.np*, *strucchange*.

У межах визначених коротших проміжків часу за добіркою методів (розривів, рампи, вирівнювання) для визначення трендів і їх просторового моделювання використовуємо непараметричний метод Манна–Кендала із визначенням величини тренду за технікою Sen's slope. Він визнаний придатним для оцінки вікових рядів річних та місячних температур повітря у гірських регіонах і детальніше описаний у попередніх дослідженнях автора (Kholiavchuk & Sebulska, 2019). Багатовимірні растрові дані проаналізовані у ArcGIS Pro із використання пакету *Spatial Analyst* та інструментарію багатовимірного аналізу.

Спектральний аналіз спрямований на виявлення структури шуму в рівнянні 2.1. За допомогою нього можна домінуючі моди мінливості, і як ці моди змінюються у часі. Тому у нашому дослідженні його застосовано дослідженні для виявлення періодів у мінливості клімату, їх змін у часі на основі рядів даних палеокліматичних індикаторів та кліматичних характеристик за

інструментальними метеоданими. Вейвлет розкладання спектру, як і періодограми Ломба–Скаргла і REDFIT, широко використовуються у циклостатиграфічному аналізі проксі-даних (Weedon, 2003a, 2003b).

Найчастіше часовий ряд кліматичних характеристик є нестационарним, що складається з різноманітних частотних режимів, які можуть бути локалізовані в часі (відносно всього періоду) або можуть охоплювати велику частину запису даних. Виникнення кліматичної події представлено, частково, набором локальних параметрів, що характеризують його частоту, інтенсивність, часове положення і тривалість. Інтегральні за часом характеристики цих локалізованих сигналів забезпечують інформацію про середні часові стани за деякий період усереднення. Часто два абсолютно різні часові ряди з різною місцевою інформацією можуть бути виражені дуже схожими середніми станами, що відображатимуть циклічні сигнали кліматотвірних чинників (Lau & Hengyi Weng, 1995).

Спектральний аналіз за допомогою вейвлет-перетворень спрямований на розуміння фізики клімату. Безперервні вейвлет-перетворення, які містять нестационарну потужність на декількох різних частотах, можуть ідентифікувати цикли як у часовій, так і в частотній областях. Це основна перевага вейвлет аналізу порівняно з класичними методами швидкого перетворення Фур'є, які локалізовані в частотній, але не в часовій області (Gałka et al., 2016). Спектральний аналіз та побудова спектрограм здійснювалась у програмному середовищі *R* із застосуванням бібліотеки *biwavelet* (Gouhier et al., 2021).

Основна ідея вейвлет-аналізу полягає в застосуванні смугового фільтра (вейвлету) до часового ряду. Особливістю цього фільтра є те, що він має змінну часову і частотну ширину. У цьому дослідженні використано вейвлет розкладання типу Морле. Воно забезпечує вищу роздільну здатність за періодичністю і успішно застосоване до подібних досліджень (Juez et al., 2022; Perşoiu et al., 2017; Shumway & Stoffer, 2016). Цей тип вейвлету можна описати як:

$$\varphi_0(\eta) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0\eta} e^{-\frac{\eta^2}{2}}, \quad (2.12)$$

де $\varphi_0(\eta)$ – вейвлет функція, η – безрозмірний параметр часу, i – уявна одиниця, ω_0 – безрозмірна кутова частота (дорівнює b), що забезпечує правильну відповідність між часовою і частотною локалізацією .

Тоді для часового ряду x_n для кожного масштабу s при всіх n - рядах довжиною N вейвлет-функція математично може бути представлена:

$$W_n^x(s) = \sum_{n'=1}^{N-1} x_{n'} \psi^* \left[\frac{(n-n')\Delta t}{s} \right], \quad (2.13)$$

де $W_n^x(s)$ – коефіцієнт вейвлет-перетворення для часового ряду x , ψ – нормалізований вейвлет, $(*)$ – комплексна спряжена, s – масштаб вейвлету, n – локалізований часовий індекс і n' – трансльований часовий індекс часової ординати x (Shumway & Stoffer, 2016).

Оцінка функції та перевірка гармоніки (циклічних) сигналів стає можливою за допомогою спектрального згладжування як оптимальний варіант між дисперсією оцінки і частотною роздільною здатністю. Окрім того, в дослідженні застосовано багатоконусний аналіз, щоб зменшити шум присутній у рядах даних. Метод багатоконусного згладжування є оптимальним для рівномірних рядів даних, тоді як метод Ломба – Скаргла, підходить для рядів з нерівномірно розташованими даними. У таких рядах, якими часто є ряди палеокліматичних індикаторів, лінійна інтерполяція може підсилити низькочастотні компоненти і применшити кількість високочастотних (Lüdecke et al., 2013). У наших дослідженнях не виявлено суттєвих відмінностей при застосуванні цих двох методів: ні у пікових частотах, ні в інтенсивності піків.

Крім того, для вивчення взаємодії між двома часовими рядами ми застосували вейвлет-когерентність. За допомогою неї ми порівняли два вейвлет-спектри, які відповідають двом часовим рядам X та Y , наприклад кліматичного індикатора і чинника. Кореляція між ними визначається у такий спосіб:

$$R_n^2(s) = \frac{|S[s^{-1}W^{xy}(s)]|^2}{S|s^{-1}W^x(s)|S|s^{-1}W^y(s)|}, \quad (2.15)$$

де S – емпіричний оператор згладжування (Shumway & Stoffer, 2016).

Для пошуку спільної потужності та фаз між двома рядами даних нами застосоване перехресне вейвлет-перетворення (XWT) двох часових рядів $\{x_n\}$ і $\{y_n\}$. Воно визначається як $W^{xy} = W^x W^{y*}$, де $*$ позначає комплексне сполучення

(Grinsted et al., 2004). Перехресну вейвлетну потужність (XWT) $|W^x W^{y*}|$ можна інтерпретувати як загальну потужність, тоді як комплексний аргумент $\arg(W^{xy})$ можна інтерпретувати як локальну відносну фазу між $\{x_n\}$ і $\{y_n\}$ у частотно-часовому просторі – коливання (цикли) між двома часовими рядами. Фази у згенерованих нами спектрограмах відображено у вигляді стрілок. Спрямування стрілок вгору вказує на нульовий фазовий кут. Він означає, що ряди даних синфазні (піки збігаються), тоді як кут $\pm\pi/2$ вказує на різницю фаз у 90° (один ряд відстає або випереджає інший на чверть циклу). У цьому аналізі ми також застосували метод бутстреп для корекції упередженості та визначення довірчих інтервалів. Він також забезпечує тест виявлення спектрального піку проти реалістичних альтернатив шуму у формі процесу AR(1).

Узагальнюючи, алгоритм спектрального аналізу включав:

1) генерування вейвлет-спектр потужності на основі безперервного вейвлет-перетворення кліматичних індикаторів;

2) визначення статистично значущих періодів, порівнюючи значення потужності з фоновим спектром червоного шуму;

3) виявлення зміщень – перехідних подій, такі як зміна режиму, визначаючи локальні зміни потужності в часі;

4) виконання багатоконічного аналізу зі згладжуванням для збільшення спектральної роздільної здатності з метою оцінки спектру потужності;

5) перевірка наявності статистично значущих гармонік за допомогою гармонічного F-тесту, порівнюючи із розподілом χ^2 -квадрат;

6) визначення піків у вейвлет-спектрі або згладженому мультиконічному спектрі, щоб виявити домінуючі цикли.

7) оцінка статистичної значущості проти нульової гіпотези червоного шуму.

8) виявлення зміщень – переходів у циклах (пошук локальних змін потужності у вейвлет-спектрі), щоб виявити зміни режиму або стрибкоподібні події з оцінкою значущості.

2.2. АЛГОРИТМ ЗАСТОСУВАННЯ РЕЗУЛЬТАТІВ ДАНИХ МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО МОНІТОРИНГУ В ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ

У нашому дослідженні використана низка точкових і просторових даних: 1) багаторічні величини температур повітря та атмосферних опадів за даними наземних метеостанцій; 2) просторові дані регулярної сітки за супутниковою інформацією, реаналізу (температури повітря, кількість атмосферних опадів) і палеокліматичних моделей; 3) індекси і величини радіаційного форсингу сонячної активності, вулканічної активності, циркуляційні індекси. Зважаючи на просторовий фокус в аналізі змін клімату, у дослідженні застосовуємо просторові інтерполяції точкових даних та масштабування даних з координатною прив'язкою.

2.2.1. ДАНІ СПОСТЕРЕЖЕНЬ НАЗЕМНИХ МЕТЕОСТАНЦІЙ

Якісні часові ряди метеоспостережень відіграють подвійну роль у дослідженнях. Вони слугують референтним періодом для аналізу минулого клімату, а також корекції кліматичної інформації, отриманої за допомогою кліматичних моделей і палеокліматичних індикаторів. Аналіз зміни клімату на основі інструментальних даних залежить від довжини і просторової щільності наявних часових рядів, кількості кліматичних індикаторів і якості даних. Більшість існуючих історичних масивів метеоданих мають певні недоліки щодо однієї або декількох з цих основних вимог.

Гірська система Карпат простягається через територію семи держав із різною історією стаціонарних метеорологічних спостережень. Перші постійні метеостанції з'являються у XIX ст. на території Австро-Угорської монархії. У 1848 р. Австрійська академія наук затвердила першу мережу метеорологічних спостережень, яка надалі підпорядковувалась Центральному інституту метеорології та геодинаміки (*Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik, ZAMG*) (Hammerl, 2018). Результати метеоспостережень з 1851 р. публікувались у щорічнику. У першому з них містяться дані двох метеостанцій території дослідження: Станіслава (Івано-Франківська) (1839–1850 pp.) і Кракова (1820–1850 pp.) (*Jahrbücher Der K. K. Central - Anstalt Für Meteorologie Und*

Erdmagnetismus von Karl Kreil. II Band. Jahrgang, 1848-1849, 1854). Результати ранніх спостережень узагальнені автором за період 1850–1870 рр. для 13 метеостанцій (Chavanne, 1871), які розташованих у передгір'ях і рівнинах, суміжних з ними (див. дод. Г).

Починаючи з 1871 року, після заснування Королівського угорського центрального інституту метеорології та земного магнетизму (RHCIMEM), матеріали спостережень, у межах території Угорщини, Закарпаття, північно-західної Румунії опубліковані у щорічниках RHCIMEM (Ilona et al., 2022). Наприкінці XIX ст. загальна кількість метеостанцій становила понад 60 метеостанцій, але до Першої світової війни тільки 40 працювали стабільно. Майже половина з них розташовувалась на теренах сучасної Західної України. Більшість метеостанцій облаштовували в долинах, тому про хід метеовеличин середньогірних ділянок гір обмежена кількість даних.

Через різні часові проміжки спостережень, порівняння та аналіз інструментальних даних здійснено автором з 1880-х рр. Тільки 15 метеостанцій з мережі мають найдовші ряди спостережень, з меншими, ніж десятилітні прогалини у рядах даних. Спостереження опадомірних станцій, що підпорядковувались імперському Гідрографічному центральному бюро Австро-Угорської монархії (наприклад, Болахів, Яблунів, Косів, Кіцмань, Кути), використані у дослідженні як допоміжні.

Контроль якості історичних часових рядів складався з перевірки однорідності та гомогенізації, перевірки викидів, усунення відповідних помилок та заповнення пропусків даних. Для гомогенізації було використано низку тестів (Петтіта, тесту відношення фон Неймана, тесту Буйшанда та SNHT). На основі їх результатів (ідентифікованих точок змін) проведено коригування рядів даних. Розрахунки проведено у програмному середовищі R із застосуванням бібліотек *trend*, *lawstat* та *snht*. Ряди спостережень карпатських метеостанцій не містять прогалин на більшості станцій з 1960-х рр. (252 метеостанції відповідно до даних проєкту CARPATCLIM). Тому вони використовуються як референтні дані та періоди кліматичних норм (1961–1990 рр., 1991–2020 рр.) при аналізі палеокліматичних індикаторів.

2.2.2. ІНДЕКСИ КЛІМАТОТВІРНИХ ЧИННИКІВ

Для виявлення зв'язку змін кліматичних індикаторів із основними кліматотвірними чинниками застосовано індекси сонячної та вулканічної активності, індекси регіональних паттернів атмосферних циркуляцій. Стандартний індекс, що вимірює інтенсивність сонячного випромінювання, пов'язаний з кількістю сонячних плям. Архіви безпосередніх вимірювань з'являються з 1610 р. Чим давніші дані, тим якість погіршується в зворотному напрямку в часі (Biswas et al., 2023).

Масив даних про сонячну активність за останні 10–12 тисячоліть використано із реконструкцій за непрямими природними проксі-даними (космогенними радіоізотопами). Для періодів тривалістю до 10000 років сонячну активність простежують за допомогою потенціалу сонячної модуляції, який обчислюють за кількістю космогенних радіонуклідів ^{10}Be і ^{14}C у кернах льоду з Антарктиди і Арктики (Abreu et al., 2013). У роботі використані дані послідовної мультипроксі-реконструкції сонячної активності за останні 9000 років (Wu et al., 2018). Такі дані відібрані із часовою роздільною здатністю не менше 20 років і придатні для виявлення циклів сонячної активності (Delgado & Bard, 2011). Вони застосовані автором для виявлення зв'язку сонячної активності із середньорічними температурами повітря та палеокліматичними індикаторами. Враховано, що в еволюції сонячної активності виражені 6–7-тисячолітня мінливість з мінімумами приблизно 5500 р. до н.е. і 1500 р. н.е. і найтриваліший великий максимум сонячної активності 3170 до н.е. (Usoskin et al., 2016).

Реконструкція параметра сонячної модуляції ϕ і сумарного сонячного випромінювання річної роздільної здатності доступна за останні ~1300 років (Delgado & Bard, 2011). Ці дані використані для спектрального вейвлет-аналізу. Упродовж останнього тисячоліття найнижча сонячна активність характерна під час мінімуму Шпюрера (приблизно 1450 р.) і найвища сонячна активність у VIII ст. та протягом останніх десятиліть.

Кількісні дані вулканічної активності, що використовуються в палеокліматичних дослідженнях, отримують також з кернів льоду. Часові ряди

відкладів сульфатів у кернах льоду перетворюють у величини інтенсивності радіаційного впливу (Sigl, McConnell, et al., 2015). Масив даних про вулканічний вплив упродовж 500/800–2000 рр. н.е. зазвичай використовують в сучасних палеокліматичних моделюваннях (Crowley & Unterman, 2013; Sigl, Winstrup, et al., 2015). У нашому дослідженні застосовані дані активності вулканів упродовж останнього тисячоліття за значеннями радіаційного форсингу у Вт/м² (Sigl, Winstrup, et al., 2015).

Індекси паттернів атмосферної циркуляції дають змогу кількісно оцінити мінливість прояву циркуляційних систем та їхній вплив на регіональну кліматичну систему. За допомогою них можна визначати зв'язок фізичної природи мінливості клімату з кліматичними параметрами. Базовим у нашому дослідженні є індекс ПАК. Його реконструкція річної роздільної здатності за останнє тисячоліття на основі вибірки 48 щорічних палеокліматичних індикаторів Північної півкулі (Ortega et al., 2015) застосована нами для виявлення зв'язку з кліматичними індикаторами. Інші індекси використовуються як допоміжні для референтного періоду інструментальних спостережень (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Регіональні моделі атмосферної циркуляції, індекси яких застосовані у дослідженні

Назва	Умовне скорочення, яка застосовується у дослідженні	Англійська аббревіатура	Період часу з доступними інструментальними даними, рр.
Атлантичне багаторічне колювання	АБК	АМО	1851–2022
Північноатлантичне колювання	ПАК	NAO	1865–2023
Арктичне колювання	АК	АО	1899–2022
Середземноморське колювання	СК	МО	1948–2022
Східна Атлантика / Західна росія	СА/Зр	EA/WR	1950–2022
Скандинавський паттерн	СКА	SCA	1950–2022
Східна Атлантика	СА	EA	1950–2022

Просторова структура великомасштабних циркуляційних систем може бути описана багатьма способами. Найбільш використовувані два підходи:

різниця між аномаліями атмосферного тиску на рівні моря, виміряного на різних станціях у області впливу цієї системи або з часових рядів головних компонент першої емпіричної ортогональної функції атмосферного тиску на рівні моря або іншої кліматичної змінної (рис. 2.2). Останній точніший, оскільки презентує мінливість протягом усього часу, не піддаючись впливу шуму, який вносять у вимірювання атмосферного тиску короточасні метеорологічні події (Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2020).

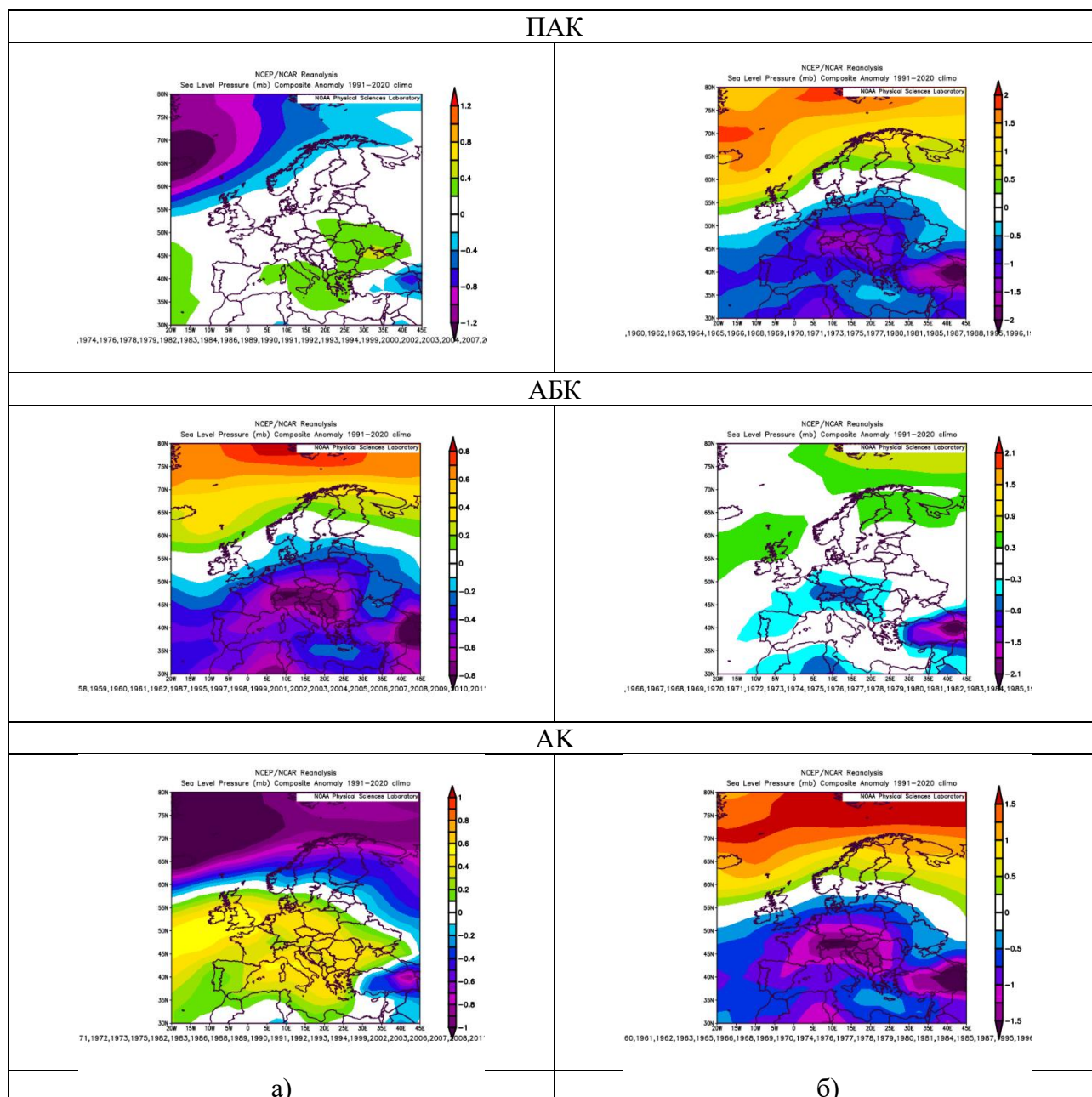


Рис. 2.2. Композитні карти аномалій приземного атмосферного тиску під час а) позитивної і б) негативної фаз панівних циркуляційних систем над Європою упродовж 1991–2020 рр. (Рисунки згенеровані на офіційному сайті the NOAA Physical Sciences Laboratory, Boulder Colorado, <https://psl.noaa.gov/>)

Індекс ПАК є фундаментальною модою кліматичної мінливості в північній півкулі з одним центром високого тиску над Азорськими островами та другим низького тиску над південно-західною Ісландією (Seip et al., 2019). Індекс Північноатлантичного коливання – нормалізована різниця значень приземного атмосферного тиску у цих двох центрах. Високі додатні та від’ємні значення індексу зазвичай відокремлюються за допомогою стандартного відхилення всього часового ряду або кліматичних норм (рис. 2.2). Наприклад, у дослідженнях періоду 1901–2000 рр. в угорській частині Карпат нормальними умовами вважаються значення індексу ПАК між $-1,71$ та $1,71$ (Bartholy & Pongrácz, 2010). Відповідно позитивна (ПАК+) і негативна (ПАК-) фази настають, коли індекс перевищує $1,71$ і нижчий від $-1,71$ (182 місяці). Індекс СК – нормалізована різниця атмосферного тиску між Алжиром ($36,4^\circ$ пн. ш., $3,1^\circ$ сх. д.) і Каїром ($30,1^\circ$ пн. ш., $31,4^\circ$ сх. д.) або між Гібралтаром ($36,1^\circ$ пн. ш., $5,3^\circ$ зх. д.) та аеропортом Лод в Ізраїлі ($32,0^\circ$ пн. ш., $34,5^\circ$ сх. д.) (Palutikof, 2003).

Індекс АБК – середнє у просторі значення відфільтрованих низькочастотних аномалій приповерхневих температур вод океану для відображення низькочастотної мінливості Атлантики на часових масштабах більше десяти років (Ruiz-Barradas et al., 2013). Індекс АБК на основі температур не охоплює прямо аспекти, пов’язані з когерентними коливаннями солоності, турбулентних теплових потоків, зумовлених океаном (Trenberth et al., 2024).

2.3. ОСОБЛИВОСТІ ЗАСТОСУВАННЯ КІЛЬКІСНИХ ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИХ ІНДИКАТОРІВ

2.3.1. Виявлення і ВІДБІР ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИХ ІНДИКАТОРІВ

Переважає більшість комплексних палеогеографічних реконструкцій містить інформацію про клімат. Такі кліматично чутливі природні архіви можуть містити дані якісного та кількісного характеру. Компліментарно вони забезпечують об’єктивну інтерпретацію палеоклімату і його просторово-часової організації. Для цього автором розроблено алгоритм застосування палеогеографічних індикаторів для дослідження короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів і реалізовано на прикладі Карпат (рис. 2.3). Така

методика може бути застосована до інших гірських систем субглобального рівня, які розташовані у помірному кліматичному поясі.

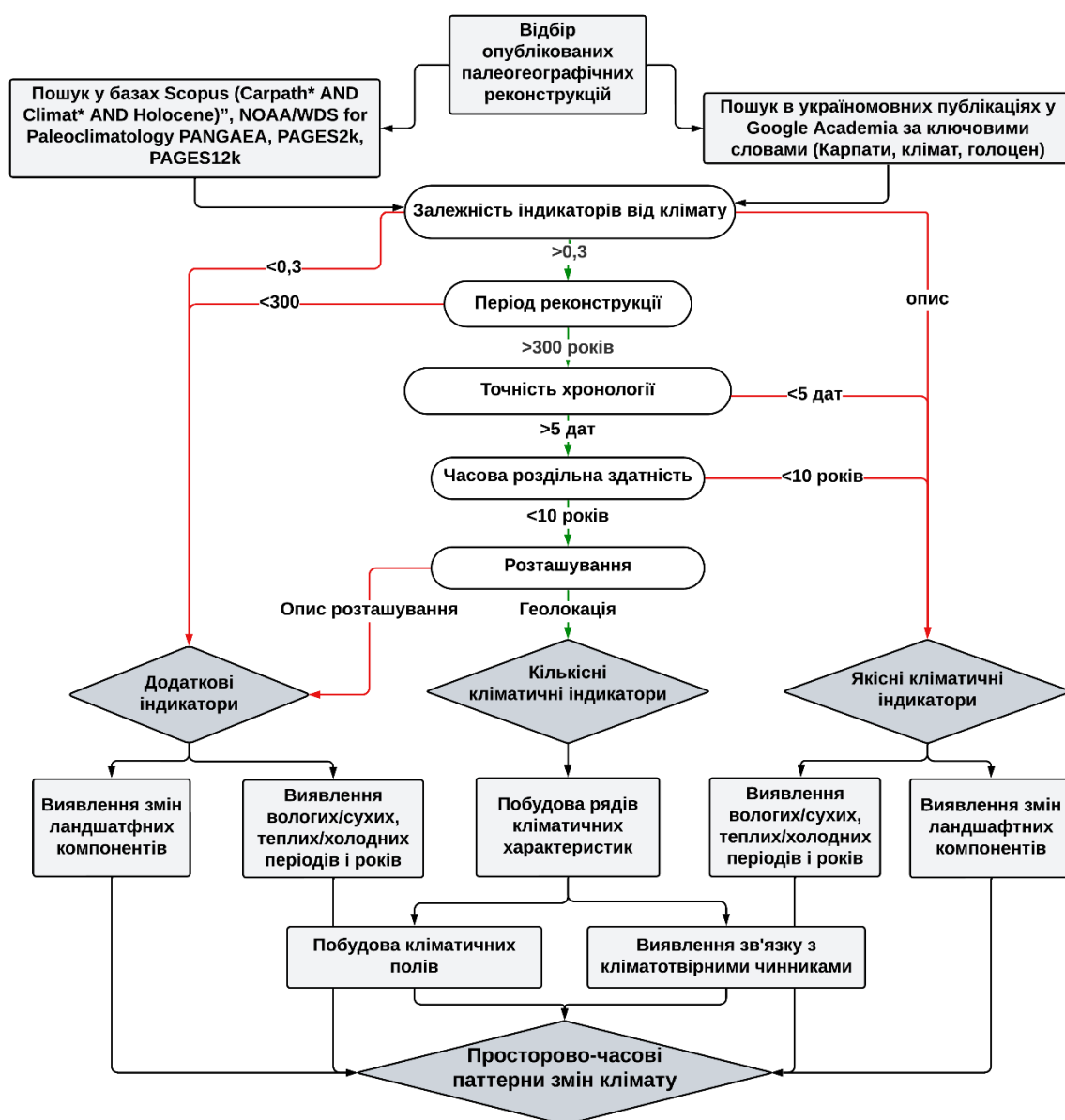


Рис. 2.3. Алгоритм дослідження короткоперіодичних змін палеоклімату гір

Для відбору таких даних автором виконано аналіз опублікованих досліджень за пошуковим запитом у Scopus “(Carpath* AND Climat* AND Holocene)” у заголовках і резюме. Включення у пошуковий запит поняття «голоцен» пояснюється невеликою кількістю опублікованих досліджень (156), які стосуються подій тільки останнього тисячоліття чи його окремих періодів: СТП або МЛП. У геопросторовому відношенні такі дослідження стосувались не тільки гірських ландшафтів, але й ландшафтів передгір’їв і суміжних з ними рівнинних просторів. Вони включені до синтезу для виявлення специфіки

клімату екотонних регіонів. Окрім того, автором здійснено пошук досліджень, які опубліковані українською мовою, у Google Academia, у міжнародних онлайн-базах NOAA/WDS for Paleoclimatology PANGAEA, PAGES2k, PAGES12k.

Палеогеографічні індикатори розділені на дві категорії: з кількісними індикаторами і ті, які свідчать якісно про зміну клімату. До перших віднесено: 1) палеокліматичні індикатори за кільцями дерев; 2) документальні дані; 3) ізотопний склад кернів льоду і спелеотем, відкладів боліт і озер. Дані геохімічного, літологічного, ліхенометричного аналізу, вмісту органіки, палінологічні діаграми послуговували якісними індикаторами клімату і реакції ландшафтів на зміну клімату. Методики обробки цих індикаторів викладені у підрозділі 2.4.

Таблиця 2.2

Палеокліматичні індикатори для тисячолітньої реконструкції

Палеокліматичні індикатори	Часова роздільна здатність (роки)		
	10 ⁰	10 ¹	10 ²
Озерні та болотні відклади			
Спелеотеми і льодовикові керни			
Кільця дерев			
Документальні дані			

	не застосовується		зрідка застосовується		часто застосовується
--	-------------------	--	-----------------------	--	----------------------

Завдяки чутливості до кліматичних характеристик (приземна температура повітря, атмосферні опади) палеокліматичні індикатори виступають кількісними індикаторами клімату з річною роздільною здатністю, сезонною (зима, літо). Пізня весна та рання осінь віднесені до метеорологічного літа. У випадках, коли немає чіткої інформації про сезонність, ці дані вважаються річними. Відбір палеокліматичних індикаторів передбачав врахування низки критеріїв: 1) чутливості даних до температури повітря чи атмосферних опадів, 2) тривалості реконструйованого періоду, 3) точності хронології, 4) часової роздільної здатності. Перелік палеокліматичних індикаторів, використаних у дослідженні та їх часова роздільна здатність подані у таблиці 2.2. Ці докази можуть бути статистичними (наприклад, кореляція з сусіднім інструментальним записом) або механістичними (наприклад, опис авторами механізмів, за допомогою яких ці індикатори реагують на зміну температури). Такі реконструкції повинні

сягати часу безперервних інструментальних метеорологічних спостережень у регіоні, які загалом доступні з другої половини XIX ст.

PAGES2k – одна з найбільших баз даних чутливих до температури проксі-записів з кілець дерев, кернів льоду, спелеотем, документальних свідчень та інших архівів. Тривалість реконструйованого періоду коливається від 50 до 2000 років із середнім значенням періоду – 547 років, а часова роздільна здатність коливається від двох тижнів до сторіччя (Kaufman et al., 2020). Майже половина часових рядів цих даних корелює з приземною температурою повітря CRU TS за період 1850–2014. База даних підходить для досліджень регіональної мінливості приземної річної та сезонної температури повітря та кількості атмосферних опадів (відхилення від норми 1960–1990 pp.) протягом останнього тисячоліття і застосовується у дослідженні (Ljungqvist et al., 2016). Зокрема для території Карпат із бази вибрано дві дендрокліматичні реконструкції (Büntgen et al., 2013; Pora & Kern, 2009) та одна за документальними даними (Dobrovolný et al., 2010).

З метою порівняння даних Карпат з іншими європейськими регіонами, ми застосували методику узагальнення, валідації проксі-даних, запропоновану в дослідженні Ljungqvist et al. (2016). Кліматично чутливі індикатори, отримані з реконструкцій переведені у стандартизовані аномалії. Детальніше методика їх розрахунку на прикладі індексів посух SPI описана у попередніх дослідженнях автора (Sebulska & Kholiavchuk, 2022). Стандартизовані аномалії кількості атмосферних опадів у такий спосіб відображають ще й періоди атмосферних посух. Реконструйовані дані порівнювались з інструментальними даними та сітковими даними з координатною прив'язкою. Середня величина кореляції становить $r=0,61$ ($p<0,05$). Для з'ясування просторових та часових змін клімату у регіонах Карпат використано абсолютні величини індикаторів і виявлено зв'язок індексами кліматотвірних чинників.

Підґрунтям для палеокліматичної кореляції у нашому дослідженні є застосування реконструкцій з абсолютним датуванням. Відібрані нами дані, отримано авторами цих реконструкцій за допомогою радіовуглецевого (C^{14}) датування у випадку розрізів голоцену та ^{210}Pb для датування відкладів останніх століть. При синтезі даних враховано, що палеокліматичні індикатори одного

походження демонструють подібніший хід, ніж ті, що розташовані близько одне від одного, але різних типів (Kern et al., 2016a). Менша узгодженість спостерігається між реконструкціями зволоження. Тобто діапазон просторової репрезентативності реконструкцій зволоження, зазвичай, менший, ніж температур повітря.

Найбільше палеокліматичних індикаторів, зафіксованих на території Карпат, охоплюють голоцен, або навіть триваліший період. Інформацію про зміну клімату понад тисячолітньої тривалості, найчастіше знайдено автором у реконструкціях за нашаруваннями осадових відкладів, які не мають річної роздільної здатності. Останні, проте, слугують основою для виявлення короткоперіодичних змін клімату у голоцені в Карпатах та виявлення місця у них клімату останнього тисячоліття. Мінімальна тривалість цих записів 500 років служить приблизним початковим тлом для датування (Emile-Geay et al., 2017).

Основою для виявлення просторово-часових змін клімату послуговували записи річних кілець дерев, відкладів печер із роздільною здатністю до 10 років. Відносно короткі записи (менше 300–400 років) також аналізувались автором, оскільки реконструкцій, які охоплюють Середньовічний кліматичний оптимум, значно менше, ніж тих, що стосуються Малого льодовикового періоду. Важливими для дослідження виступили і ті реконструкції, які охоплюють місця і період, коли у цьому регіоні вже проводились інструментальні спостереження. Вони необхідні для калібрування та валідації і для зв'язку між записами з тривалішим періодом та записами з нижчою роздільною здатністю.

Дані реконструкцій, які охоплюють інтервали менше 500 років, зазвичай, визначаються найбільш точно: похибка датування складає кілька відсотків (Kaufman et al., 2020). У нашому дослідженні використано також записи усього голоцену із середньою роздільною здатністю вибірки не менше 50 років, які, проте, дають уявлення про основні кліматичні періоди останнього тисячоліття. Невизначеність їхньої вікової моделі можна оцінювати кількісно за допомогою статистичних процедур інтерполяції і кліматів-аналогів. Так, коли річні прошарки неможливо підрахувати, часові рамки забезпечуються, принаймні однією хронологічною контрольною точкою поблизу найновішого прошарку (або 1 AD) та іншою поблизу найстарішої частини запису, залежно від того, який

з них молодший (Emile-Geay et al., 2017). Записи, які триваліші за 1000 років, повинні містити принаймні один додатковий часовий відлік приблизно посередині між двома іншими.

2.3.2. ДОКУМЕНТАЛЬНІ ДАНІ

Документальні архіви містять різноманітну інформацію та мають різну якість (дод. Д4). До них ми віднесли: щоденники, які, мають перевагу однорідності (єдиний спостерігач, який живе в певному місці і датує з достатньою точністю); записи конкретних подій (затемнення, комети, полярні сьйва, повені, посухи, сильні морози – часто зустрічаються в монастирських документах; податкові записи; фольклорні дані (неточні за хронологією, але часто корисні матеріали, якщо використовувати їх у поєднанні з польовими даними) (“Recent Developments of Historical Climatology in Central, Eastern, and Southern Europe,” 2020). Щоденники можуть містити фактичні спостереження за погодою (температура, вітер, опади) або слугувати проксі-індикаторами (календар сільськогосподарських культур, фенофази рослин, час збору врожаю, врожайність і витрати) (Fairbridge, 2005a; Lehoczky et al., 2016).

Документальні дані мають значні переваги над природними проксі-даними, які не відтворюють різні сезони в межах одного року. Проте для документальних даних характерна значна просторова неоднорідність джерел. Зазвичай, вони не зустрічаються у вигляді послідовних і відносно довгих часових рядів, записаних для однієї визначеної місцевості. Окрім того, зважаючи на силу впливу на людську життєдіяльність, записів, пов’язаних із режимом зволоження, майже втричі більше, ніж записів, які відображають температурний режим (Bartholy et al., 2004).

Перехід від описової документальної інформації до індексної шкали температур повітря чи опадів ґрунтується на контент-аналізі набору термінів, які використовувались для опису температурних умов (наприклад, «холодні», «спекотні»). Різні терміни, використані окремими авторами, інтерпретуються як єдине індексне значення, де індекси порядкової шкали виражають екстремальність температури в певному місяці (Dobrovolný et al., 2010).

Відповідно значення температурного індексу -3 означає екстремально холодні умови, -2 – дуже холодно, -1 – холодно, 0 – нормально, +1 – теплі, +2 – дуже теплі, +3 – надзвичайно теплі (Brázdil et al., 2005). Далі проводиться кореляція індексів з інструментальними даними або іншими проксі-даними подібно до процедури опрацювання дендрокліматичних даних. Виявлені автором подібні дослідження стосуються реконструкцій клімату Центральної Європи загалом, тому будуть репрезентативними для умов передгір'їв та рівнинних просторів суміжних з ними. Такі кількісні реконструкції, як і записи літописів, використовуються у дисертаційній роботі для доповнення та верифікації аномально теплих чи холодних років.

2.3.3. РІЧНІ КІЛЬЦЯ ДЕРЕВ

Дендрокліматичні реконструкції виступають основним джерелом кількісних палеокліматичних даних для тисячолітнього періоду в регіоні дослідження (рис. 2.4). Найбільше реконструкцій термічного режиму та зволоження для Карпатського регіону доступно за дендрохронологічними даними із використанням деревних кілець сосни кедрової (*Pinus cembra*), ялини звичайної (*Picea abies*), бука європейського (*Fagus sylvatica*), сосни звичайної (*Pinus silvestris*), ялиці звичайної (*Abies alba*), модрина звичайної (*Larix decidua*), дуба звичайного (*Quercus robur*) із річною роздільною здатністю, і навіть сезонною (див. додаток Д). У ході аналізу опублікованих досліджень за цією тематикою нами виявлено, що з-поміж них найбільше дендрокліматичних даних (10 досліджень) отримано із верхньої межі лісу у Західних Карпатах. У Південних Карпатах здійснена лише одна реконструкція. У Південно-Західних Карпатах такі реконструкції взагалі не проводились. У висотному зрізі найкраще представлені Східні Карпати із найдовшою реконструкцією середніх літніх температур повітря (Pora & Kern, 2009) (рис. 2.4, дод. Д2). Ці дослідження не повною мірою охоплюють час Середньовічного кліматичного періоду. Тому можливість виявлення регіональних просторових закономірностей кліматичної мінливості на початку минулого тисячоліття у Карпатах обмежена.

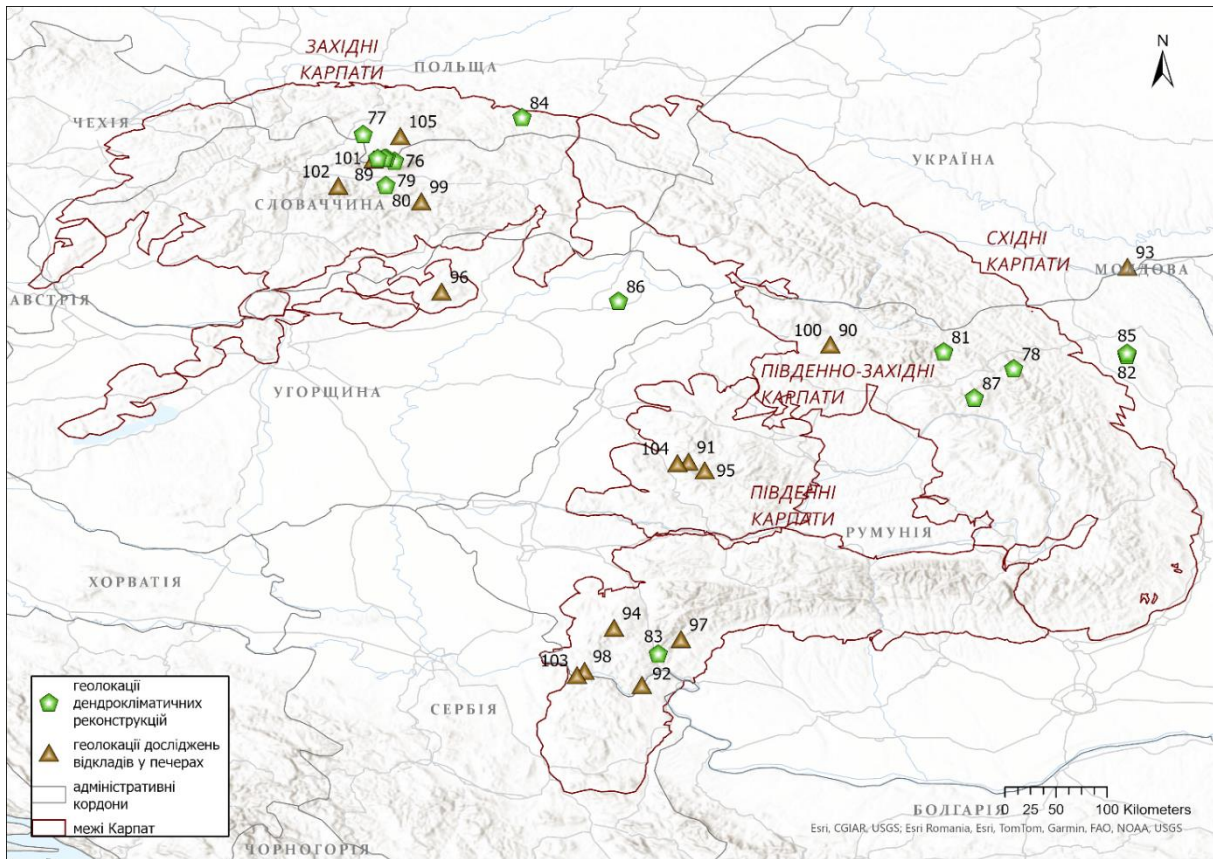


Рис. 2.4. Геолокації дендрокліматичних досліджень та палеореконструкцій за печерними відкладами. Номери відповідають номеру публікації у додатку Д2

Найчастіше використовуваним видом у дендрокліматичних реконструкціях регіону є сосна кедрова. Причинами цього є значне довголіття виду, обмежена еконіша (поблизу верхньої межі лісу), виражений температурно-регульований ріст, велика кількість добре збережених пнів і реліктового матеріалу (Kern et al., 2023). Зразки сосни кедрової краще зберігають кліматичний сигнал у низькочастотному діапазоні (3–10 років) (Kern et al., 2016).

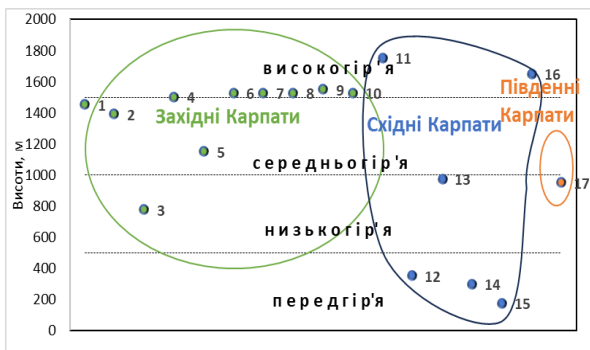


Рис. 2.5. Розподіл геолокацій дендрокліматичних реконструкцій у ландшафтних регіонах Карпат

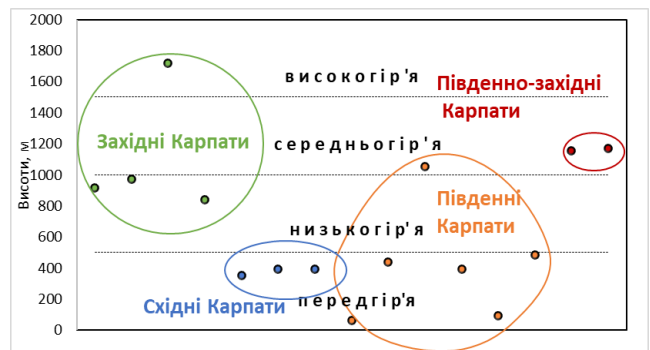


Рис. 2.6. Розподіл локацій палеореконструкцій за печерними відкладами у ландшафтних регіонах Карпат

Залежність росту основних деревних порід Карпат від клімату

Породи дерева	Кліматичний параметр	Параметр росту кілець дерева	Середня величина тісноти зв'язку	Регіони дослідження в Карпатах та джерела досліджень
Ялина звичайна	Температура повітря червня – липня	ширина кільця (TRW)	$r = 0,5$	Західні Карпати, Татри (Kaczka, 2004; Niedźwiedz, 2004b)
Модрина	Температура повітря травня – червня у високогір'їв Кількість атмосферних опадів липня у низькогір'ї	пізній приріст деревини (MXD)	$r = 0,68$ $r = 0,44$	Західні Карпати, Татри (Klippel et al., 2020)
Сосна кедрова	Температура повітря червня–липня	ширина кільця (TRW)	$r = 0,43$	Східні Карпати: Калімань, (Pora & Kern, 2009)
Модрина	Температура повітря травня – червня	ширина кільця (TRW)	$r = 0,5$	Західні Карпати, Татри (Büntgen et al., 2013)
Сосна звичайна	Температури весняних місяців, максимальна температура березня	ширина кільця (TRW)	$r = 0,51$	Східні Карпати (Nagavciuc, Roibu, et al., 2019)
Ялиця звичайна	Температури грудня листопада – березня	приріст прикореневої площі (BAI) ширина кільця (TRW)	$r = 0,38$ $r = 0,69$	Східні Карпати (Bouriaud & Pora, 2009) Південні (Pora & Cheval, 2007)
Сосна чорна	SPI-3 серпня	ширина кільця (TRW)	$r = 0,58$	Південні Карпати, Банат (Levanič et al., 2013)
Сосна чорна	Кількість атмосферних опадів липня	ширина кільця (TRW)	$r = 0,54$	Південні Карпати, Банат (Levanič et al., 2013)
Бук звичайний	Кількість атмосферних опадів у квітні та травні	ширина кільця (TRW)	$r = 0,33$ $r = 0,34$	Східні Карпати, передгір'я (Roibu et al., 2022)
Дуб звичайний	Кількість атмосферних опадів червня Індекс посух SPEI-3 (квітень-вересень)	ширина кільця (TRW)	$r = 0,395$ $r = 0,394$	Східні Карпати, передгір'я, Закарпаття (Sochová et al., 2024)
Дуб звичайний	Кількість атмосферних опадів від листопада до серпня	Пізній приріст деревини (LW) Вміст $\delta^{13}\text{C}$	$r = 0,49$ $r = -0,69$	Східні Карпати, передгір'я (Z. Kern et al., 2013; Nechita et al., 2017)

Радіальний річний приріст дерев є комбінацією мінливості клімату, впливу дистурбацій (інвазій шкідників, пожеж, пошкоджень тваринами), віку і розміру, а також інших випадкових факторів (Jiang et al., 2022). Для визначення кліматичних реакцій використовують такі параметри: 1) ширину річних деревних кілець (TRW), 2) максимальну щільність пізнього приросту деревини

(MXD) та інтенсивність синього забарвлення (BI). Стабільні ізотопи кисню ($\delta^{18}\text{O}$) та карбону ($\delta^{13}\text{C}$) в целюлозі деревних кілець також використовуються у найновіших дослідженнях для реконструкції температури повітря, атмосферних опадів, посух (Kern et al., 2023; Nagavcius et al., 2020, 2022).

TRW є легко вимірюваним і широко використовуваним параметром у дендрокліматичних дослідженнях. Ширину деревних кілець часто використовують для вивчення біогеографічних зв'язків між рослинами та кліматом (Nechita et al., 2017). Взаємозв'язок між шириною деревних кілець і кліматичними характеристиками традиційно вважається лінійним, однак сила кліматичного сигналу часто відносно слабка, а сезонне вікно досить вузьке порівняно з іншими параметрами (Jiang et al., 2022) (див. табл. 2.2).

Зокрема, ширина кілець сосни звичайної у середньогірних умовах найбільше залежить від температур повітря квітня–серпня, температур осені та зими попереднього року, найбільше – від максимальної температури березня (Nagavcius, Ionita, et al., 2019; Wilczyński & Skrzyszewski, 2003; Nagavcius, Ionita, et al., 2019; Wilczyński & Skrzyszewski, 2003). Натомість у передгірних умовах виявлена пряма значуща кореляція із літніми атмосферними опадами, а також обернений зв'язок з літньою температурою повітря (Büntgen et al., 2007; Misi & Náfrádi, 2016; Sochová et al., 2024).

Ріст сосни кедрової (Kern et al., 2016) та модрина (Büntgen et al., 2007) найбільше залежить від температур червня – липня. Приріст кілець ялиці звичайної найбільше пов'язаний з температурами повітря грудня у Східних Карпатах (Bouriaud & Pora, 2009), листопада – січня у Південних Карпатах ($r=0,69$ (Pora & Cheval, 2007)). Ріст ялини звичайної позитивно корелює: з літніми температурами повітря і весняним зволоженням та вологістю в усьому регіоні; на півночі – найбільше із зимовими опадами та жовтневими температурами року, що передував формуванню кільця; на півдні Карпат – негативно з теплими та сухими умовами осені того року, що передував формуванню кільця (Kaczka et al., 2015; Schurman et al., 2019).

Окрім того, інші впливи, такі як збурення (наприклад, збільшення популяції короїдів, буревії, забруднення), можуть видозмінювати взаємозв'язок

між ростом дерев і кліматом, ускладнюючи виявлення кліматичних сигналів за деревними кільцями. Хронологічні ряди, які складаються з відносно невеликої кількості зразків, є найбільш чутливими до впливу збурень. В останніх дослідженнях почали застосовувати низку методів для виокремлення кліматичного сигналу, зокрема “виявлення втручання кривої” для визначення хронології збурень та кількісного визначення впливу тенденцій збурень на окремі часові ряди RW (Altman, 2020; Björklund et al., 2019a; Rydval et al., 2016; Trotsiuk et al., 2014). Окрім того, існує певне обмеження в хронологіях ширини кільця для фіксації різких кліматичних збурень з підвищеною інерційністю кліматичної системи. Тому в новітніх дендрокліматологічних дослідженнях альтернативними дендрохронологічними та анатомічними параметрами деревини для оцінки частоти та інтенсивності кліматичних екстремумів вважають вміст стабільних ізотопів та максимальної щільності (Büntgen et al., 2015).

Величини MXD найкраще корелюють з максимальною температурою повітря липня – вересня ($r = 0,64$, сосна звичайна у Східних Карпатах; (Nagavciuc et al., 2019), $r=0,69$, ялина звичайна у Західних Карпатах (Büntgen et al., 2007)), опадами листопада – серпня (дуб звичайний у Східних Карпатах (Kern et al., 2013)). Рівень $\delta^{13}\text{C}$ у пізньому прирості дуба є ще більш чутливим до опадів (коефіцієнти кореляції становлять від $-0,68$ до $-0,87$ (Kern et al., 2013)). Найновіші реконструкції у Східних Карпатах свідчать про те, що значення $\delta^{18}\text{O}$ в кільцях дерев забезпечує прямі проксі-дані для виявлених минулих тривалих посух, оскільки відображають процеси транспірації (Nagavciuc et al., 2024).

Основна особливість аналізу деревних кілець для палеокліматичних реконструкцій полягає в тому, що, хоча одне конкретне дерево відображає риси топоклімату, регіональні особливості клімату можна виявити завдяки поєднанню значної кількості зразків та їхньому спряженому аналізу (Fairbridge, 2005). Автором встановлено, що на основі зразків з високогір'їв та висотного лісового геокотону більш точно можна реконструювати літні температури повітря під час холодних фаз. Водночас літні температури повітря під час теплих періодів на основі деревних кілець з цих регіонів будуть завищеними. У випадку реконструкції зволоження, проксі-дані будуть менш точними у холодні і вологі

періоди, зважаючи на меншу чутливість. Після виверження вулканів, значення TRW можуть бути також заниженими через посилення фотосинтезу розсіяною радіацією, зменшення тривалості вегетаційного періоду (Büntgen et al., 2015). Дендрокліматичні дані, які реконструйовані на території Карпат, представлені відхиленнями сезонних температур від температур референтного періоду 1960–1990 рр. масиву сіткових даних CRUTEM версії 4.08. Така специфіка враховується автором при порівнянні з інструментальними даними ХХ–ХХІ ст.

2.3.4. БОЛОТНІ ТА ОЗЕРНІ ВІДКЛАДИ

Відклади озер і боліт та органічні рештки, що збереглися у них, є також використовуваними архівами минулих кліматичних подій. У роботі використано 75 реконструкцій із застосуванням таких досліджень (рис. 2.7). Реконструюючи палеоклімат, припускають, що поверхнєве зволоження боліт є безпосередньо пов'язаним із мінливістю клімату, оскільки болота не мають поверхневого стоку і водний баланс контролюється лише атмосферними опадами і випаровуванням (Schnitgen et al., 2006).

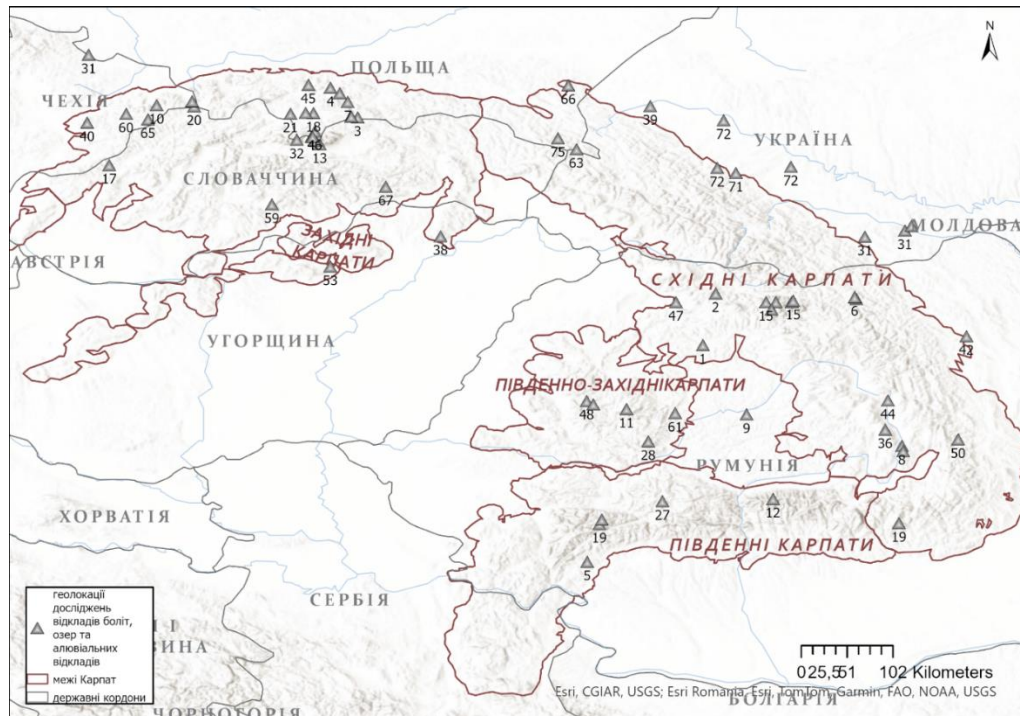


Рис. 2.7. Геолокації палеореконокструкцій за розрізами болотних, озерних та річкових відкладів. Номери відповідають номеру публікації у додатку Д1

Ізотопні індикатори палеоклімату

Ізотоп	Значення вмісту ізотопу у сучасних умовах, ‰	Тип відкладів	Кліматичний показник <i>Зв'язок із вмістом ізотопу</i>	Регіон Карпат	Джерело досліджень
$\delta^{13}\text{C}_{\text{cellulose}}$	15,2	целюлоза сфагнуму озерних відкладів	Річна кількість атмосферних опадів <i>прямий</i>	середньогір'я Східних Карпат	(Túri et al., 2021)
$\delta^{13}\text{C}$	-25,5 (2012)	відклади гуано	Кількість атмосферних опадів влітку, <i>зворотний</i>	передгір'я Південних Карпат, передгір'я Східних Карпат	Cleary et. al (2018), Onac et al. (2014)
$\delta^{13}\text{C}$	-25,5 (2012)	відклади гуано	Річна температура повітря <i>Прямий</i> Річна кількість атмосферних опадів <i>зворотний</i>	передгір'я Південних Карпат, передгір'я Східних Карпат	Cleary et. al (2018), Onac et al. (2014)
$\delta^{13}\text{C}$	-10,1 (2002 р.)	сталагміт	Річна кількість атмосферних опадів <i>зворотний</i>	передгір'я Південно-Західні середньогір'я Південні	Onac et al. (2002) Drăgușin et al. (2014)
$\delta^{18}\text{O}_{\text{cellulose}}$	18,3 –20,1	целюлоза сфагнуму озерних відкладів	Річна температура повітря Річна кількість атмосферних опадів <i>прямий</i>	середньогір'я Східних Карпат	(Túri et al., 2021)
$\delta^{18}\text{O}$	-9,8 (2016 р.)	льодові відклади	Температура повітря літа Індекс АБК <i>прямий</i>	середньогір'я Південно-Західні	Bădălută et al. (2020)
$\delta^{18}\text{O}$		відклади гуано	Температура повітря літа <i>прямий</i>	передгір'я Південні	Cleary et al. (2019)
$\delta^{18}\text{O}$	-7,8 (2002 р.)	сталагміт	Річна кількість атмосферних опадів <i>прямий</i>	низькогір'я Західні передгір'я Південні передгір'я Південно-Західні	Siklósy et al. (2009) Warken et al. (2018) Onac et al. (2002)
$\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, d-надлишок	-9,8 (2016 р.)	льодові відклади	Температура зими <i>Прямий</i> Кількість зимових атмосферних опадів <i>прямий</i>	середньогір'я Південно-Західні високогір'я Західні низькогір'я Західні	Perșoiu et al. (2017) Hercman et al. (2010) Gradziński et al. (2016)
$\delta^{15}\text{N}$	9	відклад гуано	Кількість річних атмосферних опадів <i>прямий</i>	передгір'я Східних Карпат	Cleary et. al (2018)

Кількість стабільних ізотопів ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{15}\text{N}$) у відкладах боліт та озер (як і печерних відкладах) використовують як палеокліматичних індикаторів змін клімату (температури повітря, вологості та/або атмосферних опадів) (табл. 2.3) голоцену на різних часових рівнях (McClymont et al., 2010). Холодний клімат, кисле середовище, забезпечують збереження вихідного ізотопного

складу у торфі. Омбротрофний генезис боліт дає змогу виокремити сигнал атмосферних опадів у коливаннях вмісту ізотопів $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^2\text{H}$.

Вміст ізотопу карбону $\delta^{13}\text{C}$ у рештках сфагнуму та загалом торфових відкладів використовують для індикації вологих/сухих умов, які відповідають високим/низьким значенням вмісту ізотопу (Cristea et al., 2014; Feurdean et al., 2015). Ізотопний склад кисню озерних діатомових водоростей (*Bacillariophyceae*) ($\delta^{18}\text{O}_{\text{DIAT}}$) також використовують для реконструкції сезонного розподілу опадів та виявлення джерел атмосферної циркуляції (Magyari et al., 2013). Вищі значення очікуються за переважання пізніх весняних/ранніх літніх опадів середземноморського походження, тоді як нижчі значення переважатимуть при великій кількості зимових атмосферних опадів (сильне танення снігу) або домінуванні зволоження північноатлантичного походження. Такі закономірності узгоджуються із реконструкціями ізотопів кисню у печерних натічних відкладах (Magyari et al., 2013; Veres & Mîndrescu, 2013).

Зміни угруповань капсул головок личинок комарів-дзвінців, хірономід (*Chironomidae*) у відкладах використовують як індикатори температур повітря, особливо літніх (Tóth et al., 2015b, 2022). Швидкість зміни їх угруповань через їхній короткий життєвий цикл високо чутлива до змін температур у високогірних регіонах (Szabó et al., 2024).

2.3.5. ПЕЧЕРНІ ВІДКЛАДИ

У дослідженні використано проксі-дані печерних відкладів, опублікованих у 16 дослідженнях (див рис. 2.4). Таких досліджень найбільше у передгір'ях і низькогір'ях, а у регіональному плані – їх найменше у Східних Карпатах (рис. 2.4). До печерних відкладів ми віднесли: алювій підземних водотоків, натічні утворення (сталактити, сталагміти, кірки на стінах печер), гуано тварин, які живуть у печерах, та льодові відклади (див. дод. Д3). Спелеотеми та льодові керни – найпоширеніші джерела палеокліматичних індикаторів. Проксі-записи нашарувань сталагмітів найкраще підходять для калібрування з інструментальними даними, коли хронології, підраховані за прошарками, перехрещуються з абсолютними методами датування.

У нашому дослідженні ми проаналізували такі кліматичними проксі за печерними відкладами: $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, $\delta^{13}\text{C}$, d-надлишок = $\delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$, магнію, стронцію, рубідію (табл. 2.3). Подібно до дендрокліматичних даних, їх подають у вигляді відхилень температури та кількості атмосферних опадів до даних референтного періоду, переважно 1961–1990 рр. Це дає змогу порівнювати їх між собою.

Вміст ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ у натічних відкладах використовують для реконструкції річних температур повітря, оскільки температура печери відображає середньорічну температуру повітря на поверхні. Ізотопи $\delta^{18}\text{O}$, які проникають в печеру і з яких випадає в осад карбонат, відображають регіональні кліматичні умови (річних температур і атмосферних опадів (Siklósy et al., 2009). Методика визначення річних температур за цим ізотопом, яка використовується автором, детальніше описана у (Mangini et al., 2005). Вищі значення цього ізотопу зазвичай вказують на тепліші умови та/або сухіші. Для інтерпретації умов зволоження вміст ізотопів $\delta^{18}\text{O}$ оцінюють разом з ізотопом $\delta^{13}\text{C}$.

У регіонах із помірним кліматом повітря у печері має високу відносну вологість (95–99 %), що мінімізує випаровування і дає змогу співвідносити зміни вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ із кількістю атмосферних опадів. Водночас здійснення реконструкції ускладнюється необхідністю виявлення місцевих варіацій впливу температури та опадів, особливо при зміні сезонності опадів. Крім того, джерела вологи і траєкторії транспортування, які загалом впливають на ізотопний склад води, на відміну від місцевих можуть не реагувати на регіональні зміни клімату, як, наприклад, холодна і суха подія 8,2 ка (тис. кал. р. т.). Такі недоліки контролюються шляхом кореляції із температурами, реконструйованими за іншими палеокліматичними індикаторами із найближчої локації (Drăgușin et al., 2014).

Запис $\delta^{18}\text{O}$ в печерному кальциті можна інтерпретувати як реакцію зміни фракціонування на зміну клімату. Ефекти фракціонування при низьких температурах стають вираженішими. Вплив цього температурного контролю змінюється залежно від того, яка частина системи океан – випаровування – атмосферні опади – крапельна вода – кристалізація є домінантною (Opac et al., 2002). У цьому контексті Карпати є чутливим регіоном Європи, що лежить на межі проникнення атлантичних повітряних мас на європейський

континент. У напрямку на схід атмосферні опади над Карпатами стають ізотопно збідненими, що може бути підсилено зниженням температур повітря, або/та зміщенням джерела випаровування з від'ємним індексом ПАК.

Отже, у палеописах, чутливих до кількості атмосферних опадів ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$), можна вирізнити вплив різних циркуляцій на клімат регіонів Карпат. Такі спроби аналізу виконані у Карпатах (Bădălută et al., 2020; Hercman et al., 2020; Nagavciuc et al., 2022; Persoiu et al., 2019; Warken et al., 2018). Зокрема, низькі значення $\delta^{18}\text{O}$ в сталактиті взимку у Карпатському регіоні пов'язані з системою низького приземного атмосферного тиску над Європою і системою високого атмосферного тиску над Атлантичним океаном, що сприяє адвекції холодних і вологих повітряних мас з Атлантичного океану над Європою. Навпаки, високі значення $\delta^{18}\text{O}$ влітку пов'язані з сильними додатними аномаліями температури повітря, з екстремальними хвилями спеки та посушливими періодами. Такі умови встановлюються через переважання системи високого тиску з центром над Південно-Східною Європою і системи низького тиску над Атлантичним океаном, що зазвичай сприяє адвекції теплого і сухого повітря (Nagavciuc et al., 2022).

Подібно ізотопний склад кисню і гідрогену (значення $\delta^{18}\text{O}$ і $\delta^2\text{H}$) печерного льоду відображає зміни термічного режиму та умов зволоження під час формування льоду (вересень–грудень), а надлишок дейтерію (d-надлишок = $\delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$) може слугувати наземним записом про зміни в джерелах опадів і пов'язані з ними зрушення в положенні центрів дії атмосфери. Хід вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ добре корелює з ходом літніх температур повітря (Bădălută et al., 2020). За динамікою надлишку дейтерію інтерпретована зміна впливу північноатлантичного та середземноморського центрів дії атмосфери на режим опадів в голоцені у Південно-Західних Карпатах (Persoiu et al., 2017). Зокрема, вищі значення вказують на адвекції відносно теплого повітря із Східного Середземномор'я або Чорного моря, а нижчі значення – на домінуючу адвекцію атлантичних холодних і вологих повітряних мас.

Ізотопний склад карбону ($\delta^{13}\text{C}$) у сталактиті застосовується у палеогеографічних дослідженнях для реконструкції розвитку надземної рослинності, виявлення швидкості розкладання органіки при карстоутворенні

(Siklósy et al., 2009) та кількості атмосферних опадів. Окрім того, вміст цього ізотопу у гуано кажанів та деревного вугілля у печерах може свідчити про палеорослинність а також палеокліматичні умови за комахами, які збереглись у цих відкладах. Вищі/нижчі значення вмісту ізотопу $\delta^{13}\text{C}$ в гуано чи сталактиті відображають сухіші/вологіші періоди (Onac et al., 2014; Siklósy et al., 2009). Окрім того, Onac et al. (2014) виявлено, що хід значень $\delta^{13}\text{C}$ гуано та мікроскопічного вугілля паралельні один одному, і подібні до тенденцій значень $\delta^{18}\text{O}$ в сталагміті. Методика визначення річної кількості опадів на основі вмісту цього ізотопу, яка використовується автором, детальніше описана у (Onac et al., 2014).

2.4. Визначення якісних індикаторів змін клімату за ПАЛЕОКЛІМАТИЧНИМИ ІНДИКАТОРАМИ

Окрім кількісних палеокліматичних даних, описаних у попередньому підрозділі, для реконструкції змін клімату і ландшафту у Карпатах використовуємо низку пов'язаних проксі-даних (табл. 2.4). Вони, передусім, якісно описують зміни у тепловому режимі та зволоженні ландшафтів, вказують на зміни рослинного покриву, інтенсивність геоморфологічних та гідрологічних процесів, вплив людини.

Найпоширеніші з них стосуються палеогеографічних індикаторів із болотних та озерних відкладів. Таких досліджень найбільше у регіоні (77), і вони охоплюють усі висотні біокліматичні пояси (див. додаток Д1). Комплексні палеогеографічні дослідження зразків болотних та донних відкладів озер включають визначення стратиграфії радіовуглецевим датуванням, вмісту органічних і мінеральних речовин в озері шляхом методу втрати при спалюванні (Naliuc et al., 2017), вмісту кременистих водоростей за допомогою стандартних процедур розкладання (LOI) (Tóth et al., 2015, 2022). Співвідношення $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ у торф'яних покладах вказує на зміни у складі рослинності під впливом змін клімату, місцевих гідроумов і внутрішньої динаміки болотної рослинності; фотосинтетичні властивості рослинності, що продукує органічну речовину і зміни біохімічного складу в процесі утворення торфу в гіпоксичних умовах.

Якісні індикатори змін ландшафту і клімату

(за проаналізованими дослідженнями) та їхнє застосування у дослідженні

Індикатори	Застосування
Вміст неорганічних (пісок) та органічних матеріалів (залишки деревини) у руслозаповнюючих осадових відкладах	Визначення вологих/сухих фаз
Геохімічний склад неорганіки: співвідношення Na ⁺ , K ⁺ , Mg/Ca, Ti	Швидкість ерозії, інтенсивність атмосферних опадів
Геохімічний склад відкладів: відношення Rb/Sr	Визначення часу інтенсифікації схилових процесів
Вміст мікроскопічного вугілля у відкладах боліт та озер	Визначення часу та кількості пожеж
Вміст органіки у відкладах боліт, делювіальних відкладів (TOC, LOI)	Визначення вологих/сухих, теплих/холодних фаз
Гранулометричний склад відкладів	Визначення вологих/сухих фаз
Вміст орібатид, раковинних амеб, кладоцеркарій у нашаруваннях озерних та болотних відкладів	Виявлення теплих/холодних, вологих/сухих фаз
Спорово-пилкові спектри у відкладах боліт, делювіальних та алювіальних відкладах, відклади гуано кажанів	Виявлення змін локальної та регіональної рослинності
Вміст малакофауни у алювіальних та зсувних відкладах	Визначення вологих/сухих фаз, динаміка лісових ландшафтів
Вміст рослин антропогенного походження у пилкових спектрах відкладів боліт, делювіальних відкладів	Виявлення антропогенних сигналів змін клімату

Вміст решток водних дрібних рачків кладоцеркарій (*Cladocera*) у відкладах дає змогу реконструювати екоумови коливання рівнів гірських озер та температурні умови гірських регіонів (Gaşiorowski et al., 2023; Gaşiorowski & Sienkiewicz, 2010). Зміна кількості угруповань хіронімід та їх комбінацій також віддзеркалює рівень води в озері та доступність поживних речовин у період їхнього цвітіння (кінець весни, початок літа) (Buczko et al., 2013).

За допомогою складу рослинних угруповань можна якісно (теплі/холодні та вологі/сухі фази) оцінити зміну клімату, детермінувавши їх за гідрологічним режимом та вмістом органіки. Зокрема евтрофікація озер і поступове обміління – виразні ознаки сухого клімату Малого льодовикового періоду (Mîndrescu et al., 2017; Schnitchen et al., 2003, 2006). Окрім того, комплексні палеогеографічні дані за такими відкладами містять багато інформації про ландшафтотвірні процеси. Записи макроскопічних решток рослин з високою роздільною здатністю,

доповнені пилковими сукцесіями з омбротрофних торфовищ, дають змогу реконструювати ритміку змін клімату.

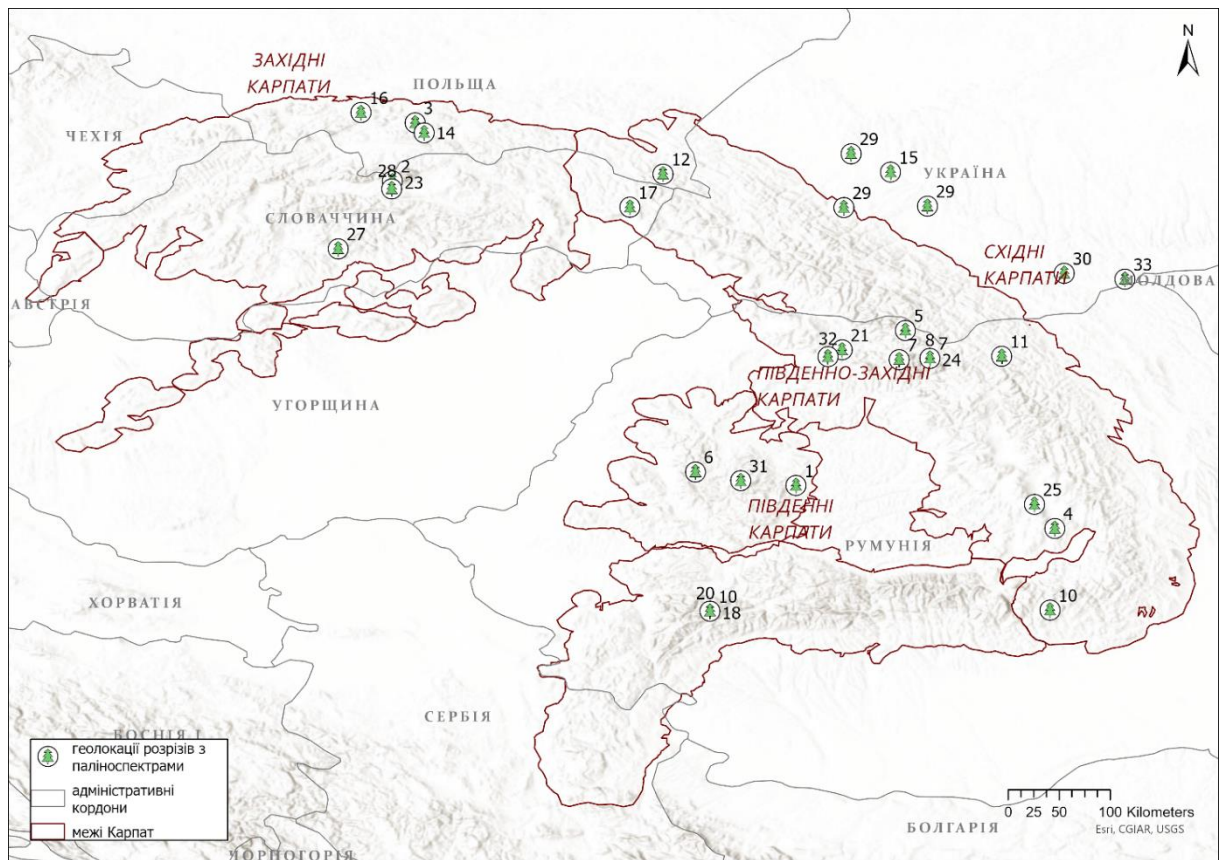


Рис. 2.8. Геолокації розрізів, для яких складені і опубліковані спорово-пилкові діаграми з абсолютною хронологією (номери відповідають публікації у переліку Додатку Е)

Панівними рослинами верхового торфовища у зоні помірного клімату є мохи роду *Sphagnum*, які забезпечують більшу частину органічної речовини, тоді як домінантні рослини на болотах (живляться багатими на мінерали поверхневими або підземними водами) представлені осокою (*Carex*) та пухівкою (*Eriophorum*) (Cristea et al., 2014; Feurdean et al., 2015). Так, циклічні сукцесії *S. magellanicum* та *E. vaginatum* є результатом змін клімату, причому *E. vaginatum* розвивається переважно під час сухих фаз, а *S. magellanicum* – під час вологіших періодів (Gałka et al., 2016). Взято до уваги, що сфагнум, як і раковинні амеби (*Testate amoebae*), відображають умови довкілля в точці відбору, тоді як вміст пилку і спор свідчить про регіональні умови (Feurdean et al., 2015).

Отже, палінологічні діаграми (33 реконструкції з абсолютною хронологією (див. рис. 2.8, дод. Е)), модель-реконструкція рослинного покриву Європи в голоцені (Fyfe et al., 2021) та їх просторове порівняння у регіонах Карпат використано для простеження зміни регіональної рослинності. У нашому дослідженні за палеокліматичні індикатори правлять співвідношення деревних рослин. Нами зосереджено увагу на деревних рослинах відповідно до біокліматичних поясів у Карпатах. Через «малолетючість», вміст паліноморф лісотвірних порід (широколистих, ялини звичайної, меншою мірою ялиці (*Picea abies*) і вільхи) відображає регіональні умови розвитку лісових ландшафтів.

Базовою для порівняння з палеорекоконструкціями з різних регіонів Карпат, взято карпатську типову спорово-пилкову діаграму голоцену. Вона означена як сосново-смереково-ялицево-букова із появою бука європейського та ялиці білої у пізньому голоцені (Carter et al., 2020; Feurdean et al., 2011; Lestienne et al., 2023; Безусько & Безусько, 2014). В аналізі реконструкцій умов пізнього середньовіччя автором враховано інтенсивне зведення лісів при освоєнні передгір'їв та низькогір'їв, що призвело до зменшення частки як листяних (бука, граба (*Carpinus betulus*), ясена (*Fraxinus*)), так і хвойних (ялиці білої та ялини звичайної) дерев, в той час як площі дубових лісів зросли (Bałazy, 2020; Gałka et al., 2016; Vrška et al., 2009).

Для отримання інформації про вплив людської діяльності на рослинність автором взято до уваги пилок культурних рослин, або так звані первинні антропогенні індикатори; пилок трав'янистих рослин, які пов'язані з пасовищами/луками або рудералами, тобто вторинні антропогенні індикатори. До них у палеопалінологічних матеріалах віднесено: зернові (*Cerealia undifferentiated*), жито (*Secale*), подорожник ланцетолистий (*Plantago lanceolata*), конопля (*Cannabis*), полин (*Artemisia*), кропива (*Urtica*) та лободові (*Amaranthaceae*) (Чумак, 2013; Geantă et al., 2012;).

У геохімічному аналізі неорганічних елементів донних відкладів відношення Rb/Sr і Mg/Ca, вміст Ti, Si та Al є індикаторами для реконструкції седиментогенезу у гірських болотах і озерах. Вони також слугують опосередкованим індикатором вологіших умов і екстремальних атмосферних

опадів. Різкі зміни зволоження були поштовхом для схилових процесів і знесення колюв'яльного матеріалу у долини (Longman et al., 2017; Рогозін, 2020). Мінливість співвідношення Mg/Sr у натічних відкладах печер пов'язана з гідрокліматичними процесами через взаємодію води і гірських порід, наприклад, з відкладенням кальциту або мінливістю швидкості крапельного стоку. Warken et al. (2018) на основі тривалого моніторингу печер і моделювання мінливості елементів краплинної води виявили, що співвідношення Mg/Ca у спелеотемі сильно ($r = -0,61$, $p < 0,01$) пов'язане з кількістю атмосферних опадів з жовтня по березень. Такі характеристики використовуються нами як додаткове джерело інтерпретації умов зволоження минулих століть.

У нашому дослідженні також проаналізовано дані опублікованих палеорекоконструкцій за алювіальними відкладами терас річкових долин. Такі дослідження узагальнені з метою виявлення регіональних особливостей режиму річок та ландшафтів передгірських частин долин Західних і Східних Карпат (10 досліджень). Швидкість та інтенсивність накопичення алювіальних відкладів гірських річок в передгір'ях – ще один індикатор, які проаналізований для підтвердження змін у зволоженні або змін інтенсивності антропопресії.

У голоцені експансія лісової рослинності співпала з ерозійним зрізанням відкладів холодного етапу та поступовим заповненням долини новими відкладами під час фаз із більшою частотою повеней та посиленням поверхневого змиву внаслідок людської діяльності (Gębica et al., 2016). За рівнями гравійних відкладів у таких дослідженнях визначені періоди підвищеної флювіальної активності, що корелюють з фазами вологого клімату. Такі дані також засвідчують екстремальні гідрометеорологічні явища. Водночас враховуємо, що, починаючи з середньовічних часів, зведення лісів і землеробство стають доміантними факторами інтенсифікації гідрологічних процесів і накопичення алювіальних відкладів. Аналізу підлягають також викопні стовбури дерев, фрагменти деревини та органічні елементи в алювіальних відкладах, датовані радіовуглецевим та оцінені дендрохронологічним та палінологічним методами (Gebica et al., 2013; Rădoane et al., 2015).

Пожежі низької інтенсивності також були регулярним явищем у лісах Карпат, тому, ймовірно, відіграли важливу роль у динаміці лісів, зокрема, у зникненні ліщини і появі бука (Kořaczek et al., 2021; Vrška et al., 2009). Натомість антропогенні пожежі упродовж останнього тисячоліття відіграли важливу роль у підтримці структури та різноманіття пасовищ, але, ймовірно, завдали шкоди ялиці, в'язу (*Ulmus*), липи (*Tilia*), буку, і сприяли поширенню берези (*Betula*), ялини, сосни, ліщини (*Corylus*) (Feurdean et al., 2017; Florescu et al., 2018; Haliuc et al., 2016).

Реконструкція схилових процесів – ще один важливий елемент відтворення природних подій минулого, який свідчить про ландшафтотвірні процеси та про екстремуми клімату. Пусковим механізмом для схилових процесів у гірських ландшафтах (зсуви, осипи, селі) часто виступають інтенсивні атмосферні опади. Кореляційний аналіз інтенсивності, повторюваності зсувів та показників атмосферних опадів у Карпатах вказує на найтісніший зв'язок з великою кількістю атмосферних опадів літа (більше 100 мм за місяць, більше 20 мм за день), осені і попереднього холодного півріччя, частіше адвективного походження (Bednarczyk, 2018; Šilhán et al., 2018; Wistuba et al., 2021). «Пусковим гачком» для селевих потоків виступають атмосферні опади з інтенсивністю >1 мм/хв тривалістю мінімум 20 хвилин (Kędzia et al., 2023). Тому їх реконструкція слугує індикатором екстремальних атмосферних подій і використана у дослідженні для підтвердження регіональної специфіки екстремумів клімату.

У результаті пошуку опублікованих результатів досліджень схилових процесів у Карпатах виявлено, що їх реконструкції здійснені методами дендрогеморфологічних досліджень, досліджень з використанням геохімічного аналізу болотних і делювіальних відкладів. Ліхенометричний аналіз уламкового матеріалу схилів, на відміну від дендрогеморфологічних досліджень у регіоні Карпат, дає змогу реконструювати події до 500 років (дод. Д5). Він стосується визначення віку і розміру різних видів кіркових лишайників (різокарпон (*Rhizocarpon*)), щоб оцінити екоумови їх формування і вік знесення матеріалу, тобто активність схилових процесів (Бортник та ін., 2015; Kędzia et al., 2023). Лишайники з найбільшим діаметром вказують на вік поверхні, яку вони покривають першими і на якій вони росли з найбільшою швидкістю.

Такі дослідження виконані тільки у Західних Карпатах (дод. Д5). Для цих територій побудовані ліхенометричні моделі – криві розвитку лишайника і визначені коефіцієнти розвитку талому. У Польських Карпатах, наприклад у Татрах, у дуже прохолодному біокліматичному поясі коефіцієнт складає 38,1 мм/100 р. і помірно холодному поясі – 32,5 мм/100 р.; в Бескидах у помірно прохолодному – 42,8 мм/100 р. і дуже прохолодному поясі – 39,6 мм/100 р. (Bajgier-Kowalska, 2002).

Фауна молюсків – ще один якісний індикатор, який використано для реконструкції умов зволоження. Зокрема, індикаторами різних умов виступають гідрофільні, мезофільні, тінелюбні види та види відкритих просторів. Такі дослідження голоцену здійснено тільки у Західних Карпатах (4) (дод. Д4). У цих дослідженнях набори молюсків у прошарках свідчили про фази змін довкілля. Наприклад, поява значної кількості видів відкритих просторів, датованих середньовіччям, пов'язані з інтенсивним заселенням території. До них відносять вирубку лісів, що вплинула на угруповання молюсків, а також заміну лісових угруповань на види, що ростуть на відкритій місцевості (Alexandrowicz, 2020).

2.5. ПРОСТОРОВЕ МОДЕЛЮВАННЯ ЗМІНИ ПАЛЕОКЛІМАТУ

Для просторового моделювання змін клімату останнього тисячоліття у дослідженні здійснено побудову даних регулярної сітки. За основу побудови просторового розподілу температур повітря та опадів у період МЛП у Карпатах використано змодельований масив даних створених на основі узагальнених реконструйованих сезонних температур повітря і атмосферних опадів за період 1500–2007 рр. для Європи з просторовою роздільністю $0,5 \times 0,5^\circ$ (Luterbacher et al., 2004; Pauling et al., 2006). Масив даних перетворено у точкові і доповнено палеокліматичними індикаторами за дендрокліматичними реконструкціями і вмістом ізотопів у відкладах печер Карпат і суміжних з ними теренів (перелік подано у додатку Д). Порівняння реконструйованих даних з інструментальними даними метеостанцій вказує на високе значення кореляції ($r=0,81-0,96$).

Для порівняння клімату ХХ–ХХІ ст. із реконструйованими кліматичними даними використано сіткові дані з 1901 р. по 2020 рр. масиву CRU TS v. 4.08,

зважаючи на найтриваліший ряд метеорологічних даних (Harris et al., 2020; Osborn et al., 2021). Його найчастіше використовують у палеокліматичних реконструкціях Карпат. Цей масив уточнено на основі даних метеостанцій на теренах Карпат, отриманих від національних метеорологічних і гідрологічних служб. Контролю якості підлягали середньомісячні температури повітря зі станцій, перераховані на відхилення від їхніх середніх значень за 1991–2020 рр., а потім усереднені у комірках регулярної сітки.

Просторову інтерполяційну модель точкових даних інструментальних спостережень і палеокліматичних індикаторів здійснено за допомогою Geostatistical Analyst і Geostatistical Wizard в середовищі ArcGIS Pro. Для цього ми застосовували метод звичайного крігінгу. Підбір оптимальних параметрів у Geostatistical Wizard дає змогу автоматизувати складні аспекти побудови дійсної моделі крігінгу і підходить для обробки помірно нестационарних вхідних даних. Метод обрано для цього дослідження через точніші стандартні похибки передбачення, ніж в інших методах крігінгу та інтерполяції. Окрім того, цей метод дає змогу моделювати просторову автокореляцію та основні тенденції моделі та придатність для обробки складних просторових моделей, зокрема гірських систем (Krivoruchko & Gribov, 2019; Pellicone et al., 2018). Водночас, через недостатню кількість палеорекострукцій результати підбору інтерполяційних моделей вказують на найбільші похибки у регіонах високогір'їв.

Описані вище дані регулярної сітки виступають основою для побудови просторових моделей зміни клімату. Їх відображено у вигляді кліматичних полів. Кліматичне поле описує режими сукупності можливих індивідуальних реалізацій полів (геопросторових розподілів) гідрометеорологічних величин (Волощук et al., 2002). Статистично будь-яка точка досліджуваного приповерхневого повітряного простору над Карпатами може бути співставлена з деяким значенням параметрів кліматичного поля. Звідси похідна математична інтерпретація передбачає виділення певних статистичних поверхонь.

Поле розглядається як конструкція, над якою можна здійснювати математичні маніпуляції з трьохвимірними даними (Гродзинський, 2005). Значення поверхні можна усереднити для будь-якого довільного заданого

контуру – меж ландшафтних регіонів, розрахувавши для них дисперсію, амплітуду значень. Для кожного із показників зміни клімату відповідно до пунктів статистичного аналізу часових рядів, поданих у підрозділі 2.1., складено відповідні статистичні поверхні (ізолінійні карти), що і виступають відображенням кліматичних полів. У дослідженні враховано статистичні вимоги до інтервалу між ізолініями, який має дорівнювати подвоєному значенню середнього квадратичного відхилення і бути не меншим, ніж середня похибка інтерполяції (Осадчий та ін., 2013). Просторові зміни цих полів у часі виступають основою для виділення просторово-часових закономірностей – паттернів. Візуалізацію таких паттернів в динаміці як пульсації можна здійснювати здійснено шляхом побудови серії анімаційних карт в ArcGIS Pro із заданим часовим кроком (рік і періодів за вейвлет-аналізом).

Окрім того, у дослідженні проаналізовано просторове взаєморозташування полів основних кліматичних індикаторів, поля рельєфу та поширення типів рослинності як визначального індикатора змін клімату упродовж тисячоліття. Кліматичні поля розглядаються на канві просторового розподілу цих компонент. На увагу заслуговують щільність ізоліній, їх деформації, особливо на межах між ландшафтними регіонами. Їх значні варіації можуть свідчити про умовність цих меж. Величини цих варіацій, на наш погляд, слугують градієнтними характеристиками зміни клімату та кліматичних індикаторів у просторі і часі і є об'єктивнішими, ніж абсолютні. Їх взято за основу для систематизації регіональних просторово-часових конфігурацій кліматичних полів.

При накладанні меж і полів до уваги взяті відомі глобальні класифікації природних регіонів, у контексті гір зокрема. У підрозділі 1.2 обґрунтована доцільність застосування меж класів гірських регіонів за глобальною цифровою класифікацією КЗ як каркасу для означення центрів висотної просторово-часової мінливості клімату. Окрім того, природні регіони, що розглядаються у нашому дослідженні, у міжнародній спільноті дослідників палеокліматичних змін відомі як екорегіони (Sato et al., 2019). Найбільша з них – екозона (ЕЗ, фізико-географічна зона у ландшафтознавчій термінології) – є територією з відносно

однорідними природними рослинними угрупованнями, фізіономічно подібними, але не обов'язково ідентичними (FAO, 2012).

У нашому дослідженні при аналізі динаміки геоекотонів до уваги взято межі двох глобальних екозон (ЕЗ): помірної котинентальної лісової і степової екозон. У межах першої в євразійському контексті вважаємо доцільним вирізнити ще й зону широколистих лісів, а також лісостепу як екотонної за своєю сутністю. Екотонний підхід до розрізнення ландшафтних зон стає дедалі використовуванишим у прикладних природничих дослідженнях (Денисик та ін., 2023). Межі ЕЗ приблизно збігаються з картою кліматичних типів Кеппена-Гейгера (Kottek et al., 2006). Виняток якраз становлять гірські системи, поділені на окремі зони у кожному типі ландшафту. Великий діапазон висот та форм рельєфу визначає внутрішню мозаїку кліматичних підтипів (Sayre et al., 2020), які узгоджуються із нашим розумінням регіональних відмінностей клімату Карпат.

Накопичений досвід глобальної кліматичної регіоналізації передбачає багато підходів до картографування кліматичних регіонів (Belda et al., 2014; Kottek et al., 2006; Strachan, 2003). Критерії, викладені в настановах МГЕЗК (Sato et al., 2019), базуються на модифікованому підході Кеппена з фокусом на температурних режимах як визначальному індикаторі. Цей індикатор врахований у розмежуванні глобальних екосистем (Sayre et al., 2020). Тому автором проаналізовано додатково динаміку ареалів поширення кліматичних типів за класифікацією Кеппена-Гейгера як один із варіантів для моделювання зв'язку клімату і ландшафтів. Ця глобальна класифікація є найвикористовуванішою у прикладних геоекологічних дослідженнях. Вирішальною ознакою при виділенні типів клімату виступала наявність чи відсутність зміни пір року (а не середня річна температура повітря), кліматичні характеристики яких визначальні у розвитку органічного світу. В сучасному варіанті класифікації виділено, окрім основних п'яти зональних типів клімату, 30 підтипів, які вказують на просторові кліматичні особливості ландшафтних регіонів (Beck et al., 2018; Kottek et al., 2006; Peel et al., 2007). Можливість простежити зміну кліматичних типів і підтипів у більш як столітньому часовому

вимірі на основі змодельованих даних (Beck et al., 2018, 2023) сприяє розумінню зміни клімату з позицій геоєкології, зокрема гірських ландшафтів Карпат.

Висновки до розділу 2

1. Автором розроблено алгоритм відбору і застосування палеогеографічних індикаторів для дослідження зміни палеоклімату останнього тисячоліття у гірських регіонах і реалізовано на прикладі Карпат. Він передбачає послідовне застосування кількісних критеріїв відбору палеогеографічних реконструкцій для встановлення основних характеристик палеоклімату гір та побудови кліматичних полів. Така методика може бути застосована до інших гірських систем субглобального рівня, які розташовані у помірному кліматичному поясі.

2. Відображення змін клімату останнього тисячоліття отримано шляхом статистичного аналізу стохастичного кліматичного процесу за допомогою рядів часово-залежних кліматичних змінних та палеокліматичних індикаторів. Цей процес означено трьома основними компонентами – трендами, екстремумами і мінливістю. Нелінійність динаміки основних кліматичних елементів, прогалин у рядах спостережень і нерівномірного часового наповнення палеокліматичних індикаторів визначила потребу поєднання параметричних і непараметричних тестів і бутстреп-вибірки для оцінки зміни клімату. Оскільки визначальною рисою просторово-часової структури палеоклімату тисячолітнього відтинку є мінливість, для її аналізу застосовано спектральний розклад рядів даних. Методика вейвлет-когерентного аналізу використана і для встановлення зв'язку між кліматичними характеристиками, індикаторами та кліматотвірними чинниками.

3. Для виявлення просторово-часових змін клімату використано низку точкових і просторових даних: 1) багаторічні дані температур повітря та атмосферних опадів за даними наземних метеостанцій з 1880 р.; 2) палеогеографічні індикатори; 3) просторові дані регулярної сітки за супутниковою інформацією, результатами реаналізу і палеокліматичних моделей (температури повітря, опади, індекси посух); 4) кількісні індекси

кліматотвірних чинників та радіаційний форсинг сонячної активності, вулканічної активності, регіональної атмосферної циркуляції.

4. Для дослідження палеоклімату минулих сторіч Карпат автором проаналізовано опубліковані палеорекоконструкції пізнього голоцену у Карпатах і відібрано 119 досліджень із палеокліматичними індикаторами за відкладами боліт і озер, алювіальних та печерних відкладів. Реконструкції температур повітря і атмосферних опадів у Карпатах річної роздільної здатності базуються на дендрокліматичних індикаторах (16 досліджень), які, обмежені вегетаційним періодом і останніми кількома століттями. Ізотопні реконструкції печерних відкладів ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^2\text{H}$) – кліматично найчутливіші індикатори багаторічної, річної та сезонної часової роздільної здатності, які дають змогу виявити особливості термічного режиму і зволоження різних регіонів Карпат.

5. Комплексні реконструкції ландшафтів минулого на основі застосування літологічних, мінералогічних, геохімічних, ізотопних, палеопедологічних, палеобіогеографічних, палеолімнологічних методів до вивчення болотних, озерних, алювіальних відкладів і ліхенометричного аналізу послуговували якісними індикаторами змін клімату в минулому у Карпатах, зокрема зволоження. Вони також застосовані для відтворення динаміки рослинності, деревних порід зокрема, як найвиразнішого ландшафтного індикатора короткоперіодичних кліматичних змін, зміни антропопресії у гірських регіонах. Екстремальні події виявлені за вказівними роками у дендрокліматичних реконструкціях, роками змін періодичності за спектральним вейвлет-аналізом, підтвержені за допомогою реконструкцій за документальними даними, алювіальними відкладами, ліхенометричним і дендрогноморфологічного аналізу схилових процесів та співставлені з даними за інструментальними спостереженнями.

6. Просторове моделювання змін клімату упродовж останнього тисячоліття здійснене у формі побудови кліматичних полів в ГІС-середовищі на основі даних регулярної сітки та інтерпольованих точкових даних (методом звичайного крігінгу) інструментальних даних і палеокліматичних індикаторів, зібраних для регіону. Просторові зміни цих полів у часі виступили основою для

виділення просторово-часових паттернів палеоклімату останнього тисячоліття. Їхня динаміка може бути інтерпретована як пульсації кліматичних полів у анімаційних ГС-картах. Кліматичні поля розглядаються на канві поля рельєфу і поширення типів рослинності як визначального індикатора зміни клімату у межах тисячоліття. Щільність ізоліній, їх деформації, особливо на межах між різними ландшафтними регіонами, послуговували індикаторами просторово-часових переходів до різних варіантів змін клімату.

РОЗДІЛ 3. РЕГІОНАЛЬНІ РИСИ КЛІМАТУ КАРПАТ

3.1. ОСОБЛИВОСТІ ПРОЯВУ КЛІМАТОТВІРНИХ ЧИННИКІВ

Клімат Карпат є результатом динамічної взаємодії і трансформації паттернів широтного розподілу сонячної радіації і особливостей прояву глобальних атмосферних циркуляцій над регіонами з розчленованою поверхнею. Тому одне із завдань нашого дослідження – проаналізувати визначальні чинники багаторічних змін клімату Карпат – радіаційний та циркуляційний – з огляду на особливості просторового розподілу у межах Карпат. Усі проаналізовані характеристики сонячної радіації та атмосферної циркуляції стосуються періоду часу 1991–2020 рр. (як і далі у цьому розділі), який визначений ВМО як сучасна стандартна кліматична норма.

3.1.1. СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ

У доповідях МГЕЗК 2013 і 2021, 2023 р. (Masson-Delmotte et al., 2021; Myhre et al., 2013; Romero, 2023) йдеться, що у сучасній зміні клімату основну роль відграють два чинники: природний радіаційний чинник (радіаційний форсинг – $0,1 \text{ Вт/м}^2$ потужності) та антропогенний (2 Вт/м^2). Ключовим поняттям у поясненні та кількісному оцінюванні кліматотвірних чинників і змін, спричинених ними виступає випромінювальна потужність (Kovats et al., 2014). Тому, у нашому дослідженні для виявлення просторового розподілу радіаційного чинника до уваги взята інтенсивність сумарної сонячної радіації (ССР).

Упродовж останніх 30 років характерне статистично неістотне зростання інтенсивності глобальної сонячної радіації (Masson-Delmotte et al., 2021; Myhre et al., 2013). На теренах Центральної та Східної Європи також виявлено зростання інтенсивності приземної сумарної сонячної радіації ($1,9\text{--}2,4 \text{ Вт/м}^2$ за десятиліття) (Pfeifroth, Kothe, Trentmann, & Hollmann, 2019; Spinoni et al., 2015). У Карпатах, зокрема у південно-західній частині, зростання ще значніше (до 8 Вт/м^2 за десятиліття), хоча в останньому десятиріччі такі зміни дещо сповільнились (до 5 Вт/м^2 за десятиліття) (Холявчук, 2019).

Багаторічну мінливість радіаційних характеристик клімату у цей час пов'язують із «глобальним проясненням» (з 1980-х рр. до нашого часу).

Зростання кількості короткохвильової радіації пояснюють зменшенням атмосферного забруднення і хмарності (Power, 2003; Ruckstuhl & Norris, 2009; Wang et al., 2012). Водночас для клімату помірною поясу характерна значна мінливість розподілу радіаційних характеристик (Pfeifroth, Kothe, Trentmann, Hollmann, et al., 2019; Urraca et al., 2017). Просторово-часовий розподіл радіаційних характеристик ускладнюється гіпсометрією та геометрією гірських масивів, різноманіттям їх діяльних поверхонь, що здатні трансформувати до 60% прихідної сонячної радіації.

З висотою інтенсивність сумарної сонячної радіації у Карпатах зростає. Така закономірність спостерігається приблизно до висоти 1500 м н. р. м. Кількість розсіяної радіації на висотах 1000–1200 м зазвичай на 15–20 % більше, ніж у передгір'ях (Misu et al., 2015a). У висотного розподілі ССР помітні сезонні відмінності. Взимку переважно абсолютна висота визначає розподіл сонячної радіації через малий кут падіння сонячний променів і підвищену повторюваність умов стійкої приземної атмосфери (для якої характерні інверсійні стани холодного повітря з низьким вмістом водяної пари). Влітку висотна залежність кількості сонячної радіації слабшає через інтенсивну теплову конвекцію та випаровування.

Широтна закономірність розподілу ССР у Карпатах найбільше проявляється взимку (рис. 3.1). Нами виявлено, що за ходом розподілу приземної сонячної радіації місяць березень подібний до зимових місяців а також, що така закономірність характерна і для суміжних рівнинних просторів. Наприклад, різниця величини інтенсивності сумарної сонячної радіації складає 60 % між північними і південними регіонами України (Рибченко & Ревера, 2011). Misu et al. (2015) оцінено, що горизонтальний градієнт просторового розподілу ССР взимку у Східних Карпатах на половину співпадає з широтно зумовленим градієнтом. У Західних Карпатах такий збіг ще більший (80%). Трансформаційний вплив гірської споруди на розподіл сумарної сонячної радіації виявлено у такій особливості: величина зміни сумарної сонячної радіації від високогір'їв до передгір'їв відповідає широтно величині зміни сонячної

радіації від геоекотону «широколисті ліси – лісостеп» до геоекотону «лісостеп – степ».

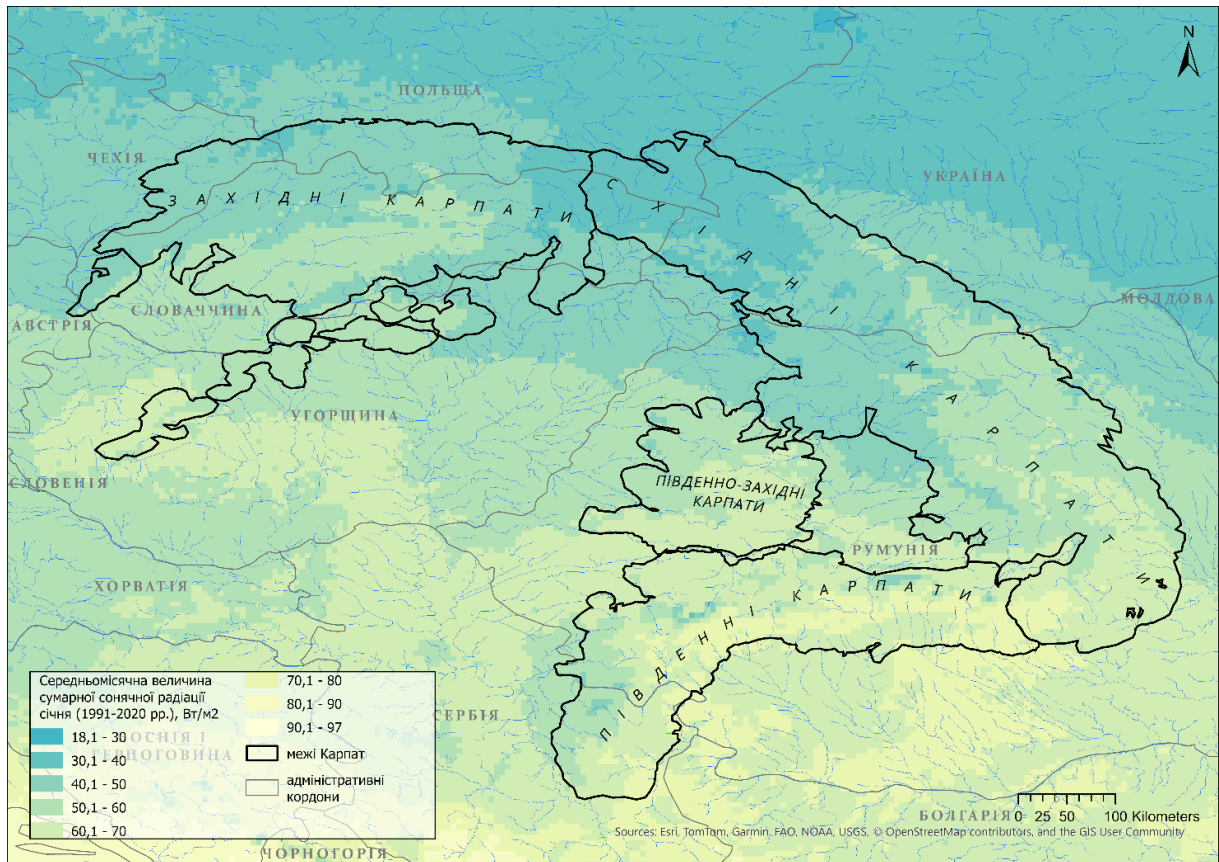


Рис. 3.1. Сумарна сонячна радіація у січні у Карпатах (1991–2020 рр., побудовано автором на основі даних (Pfeifroth, Kothe, Trentmann, & Hollmann, 2019)

Найнижчі значення сумарної сонячної радіації (30–40 Вт/м²) виявлені нами у центральній частині Карпат (які надалі називатимемо Серединними) – у перехідній частині між Західними та Східними Карпатами (рис. 3.1). Невисокі розкидані низькогір'я (згідно з класифікацією гір КЗ, рис. 1.4) Бещад і Східних Бескидів не перешкоджають меридіональному руху холодних повітряних мас проникати південніше – у Внутрішні Карпати, Середньодунайську низовину. При цьому завдяки розвитку анабатичних потоків у відносно холодній товщі приземного повітря уже в низькогірному поясі відбувається активна конденсація, хмароутворення і розсіювання сонячної радіації.

На північно-східному низькогірному макросхилі Східних Карпат та суміжних просторах аж до долини Дністра спостерігаються вищі значення сумарної сонячної радіації порівняно з зональними значеннями навколишніх просторів. Такі особливості радіаційного впливу ми пов'язуємо з впливом стійких холодних континентальних повітряних мас зі сходу. Про це детальніше піде мова при аналізі атмосферної циркуляції.

Взимку найбільше сонячної радіації надходить на південні похилі схили середньогір'я смуги Південних Карпат, розташованої вище рівня конденсації. У той же час, над західними низькогірними схилами Південних і Південно-Західних Карпат (як і Західних Карпат) встановлюються однаково низькі значення ССР (40–50 Вт/м²). Ми вважаємо, що причиною цього є адвекція вологого і відносного теплого повітря, що надходить із середземноморських циклонів.

Навесні відбувається швидке зростання інтенсивності сумарної сонячної радіації, досягаючи найвищих середніх значень за місяць – 190 Вт/м² на південних і південно-західних макросхилах. У травні зафіксовані максимальні значення весняного періоду (230–235 Вт/м²), які характерні для схилів низькогір'їв усіх експозицій, окрім північних. Водночас у цей період у середньогір'ї інтенсивність ССР значно нижча. Тут активізуються процеси погодотворення: потужнішою стає конденсація і хмароутворення. Отже, така особливість дає підстави нам вважати, що прояв посилення західноатлантичної циркуляції є наслідком зростання бар'єрного впливу Карпатської гірської споруди.

У ході дослідження ми виявили, що місяць травень за інтенсивністю сонячної радіації та просторовим розподілом у межах регіону найбільше схожий до розподілу величин ССР літніх місяців. У цей час мінімальні значення ССР спостерігаються у середньо- та високогір'ях Карпат (рис. 3. 2). Найвищі річні значення ССР в році астрономічно зумовлені і зафіксовані в червні–липні (280–300 Вт/м²) у найбільш континентальній області Курбурських (Curvature за (Bălteanu et al., 2012)) Карпат (ними надалі називатимемо перехід від Східних до Південних Карпат) і південному макросхилі Південних Карпат (аж до високогір'їв).

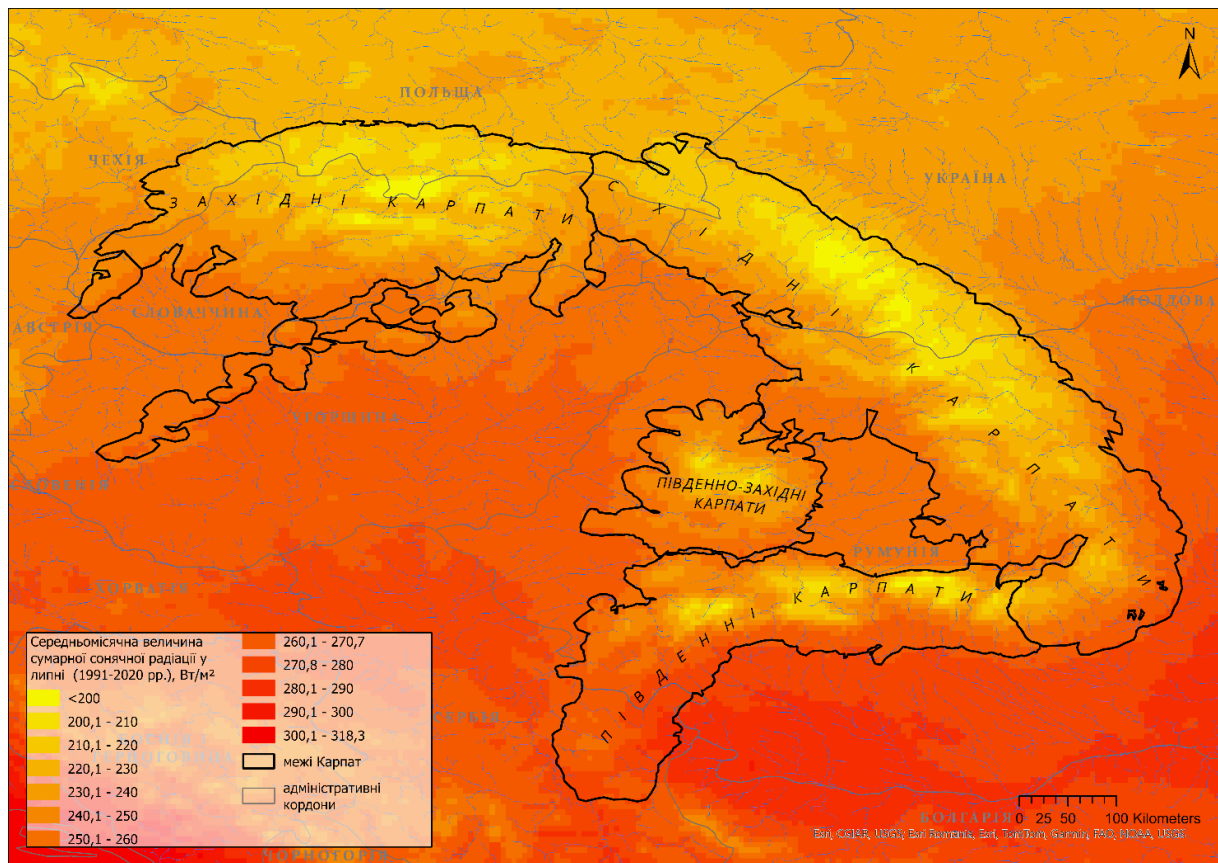


Рис. 3.2. Сумарна сонячна радіація у липні у Карпатах (1991-2020 рр., побудовано автором на основі даних (Pfeifroth et al., 2019))

Влітку просторовий розподіл сонячної радіації найбільше відхиляється від широтного: на 56% у Західних Карпатах і на 85 % у Східних Карпатах (Misu et al., 2015). У літній час слабо вираженими є відмінності у надходженні сумарної сонячної радіації між західними і східними схилами Південних і Південно-західних Карпат. У Південно-Західних Карпатах добре виражена кільцева нуклеарна конфігурація поля розподілу сонячної радіації. На відміну від зими, влітку у Серединних Карпатах відбувається проникнення сухих і теплих повітряних мас з півдня. Це відображено у деформації поля розподілу величини сумарної радіації: вигини ізоліній розподілу величин ССР охоплюють північний макросхил. Подібні паттерни просторового розподілу цієї величини виявлені нами також у розподілі цих характеристик упродовж відносно сухих вересня та жовтня місяців. З листопада місяця просторовий розподіл приземної сонячної радіації набуває рис зимових місяців.

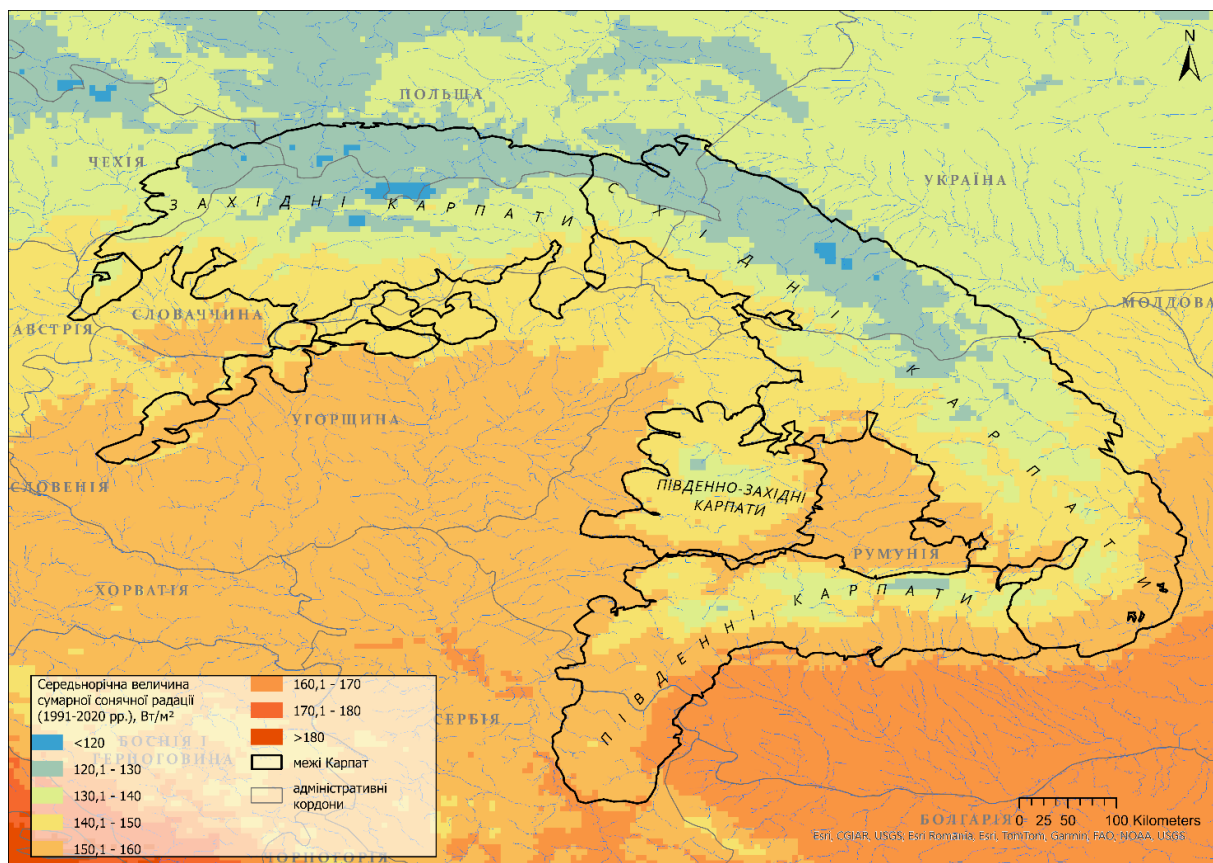


Рис. 3.3. Середньорічна сумарна сонячна радіація у Карпатах (1991–2020 рр., побудовано автором на основі даних (Pfeifroth, Kothe, Trentmann, & Hollmann, 2019)

Середньорічні величини сумарної сонячної радіації у Карпатах коливаються у діапазоні 100–187 Вт/м² (рис. 3.3). Просторове поле розподілу річних значень менше азонально виразне, ніж поля значень ССР у розрізі окремих місяців. Однак помітною залишається деформація поля широтних значень карпатською спорудою. Так, за рисунком розподілу річних значень ССР нами виявлено, що найбільша деформація гірською спорудою відображена у вигині ізолінії значень ССР 120–140 Вт/м² на 100–200 км на південь у Східних Карпатах. У Західних та Східних Карпатах значно більші ареали, які приурочені до північно і північно-східного макросхилів, отримують низьку (на 20 Вт/м², ніж в середньому по регіону загалом) кількість сумарної сонячної радіації. У Південно-Західних і Південних Карпатах таку низьку кількість ССР отримують найвисокогірніші ділянки, які складають приблизно 1 і 3% території країв відповідно.

Отже, за просторовим розподілом кількості сумарної сонячної радіації можна значною мірою пояснити конфігурації висотних біокліматичних поясів. Водночас у результаті регіонального прояву глобальних атмосферних циркуляцій їх висотний діапазон і навіть порядок (інверсійні термічні пояси) видозмінюється. Такі видозміни відрізняються у ландшафтних провінціях Карпат.

3.1.2. АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ

Карпатський регіон – кліматично особливий через його серединноконтинентальне субмеридіональне положення у Європі. Саме тут переплітається вплив повітряних мас (ПС) північноатлантичного, північно-східного континентального і середземноморського походження (Cheval et al., 2014; Kholiavchuk, 2022; Kholiavchuk & Cebulska, 2019; Micu, Dumitrescu, et al., 2021). Трансформація цих ПС у регіоні – це прояви макро- і мезомасштабних впливів рельєфу на клімат. Ці прояви визначають основні кліматичні відмінності ландшафтних провінцій Карпат.

Бар'єрна роль Карпатської споруди проявляється у низці кліматичних особливостей. По-перше, ми виявили два відмінних кліматичних регіони: тепліший і вологіший клімат західних передгір'їв, які суміжні із Середньодунайською низовиною (Карпатський басейн), а також прохолодніший і сухіший клімат передгір'їв, як-от Молдовського Передкарпаття. По-друге, північні частини Західних, Східних і широтно витягнуті Південні Карпати із значними відносними висотами і незначним різноманіттям форм рельєфу стають перешкодами для впливу арктичних повітряних мас на клімат взимку, а також тропічних повітряних мас влітку. По-третє, над низькогір'ям і передгір'ям Східних Карпат уповільнюється рух північно-східних і східних повітряних потоків взимку, що зумовлює утворення стійких станів холодного повітря. За таких умов стійкості приземна атмосфера набуває виражених рис інверсійності: це спричиняє тривалі періоди з низькими температурами повітря (заморозками) і туманами, тоді як вище у середньогір'ях сонячніше і тепліше (Apostol & Sfiică, 2013; Micu, 2009; Sfiică et al., 2019; Холявчук & Лазурка, 2017).

Упродовж року морські помірні повітряні маси, динаміка яких пов'язана з Північноатлантичним колюванням, чинять суттєвий вплив на клімат Карпат. Північноатлантичні морські повітряні маси, рухаючись углиб континенту, найбільше звожують навітряні макросхили Західних і Східних Карпат, меншою мірою західні схили Південно-Західних Карпат і найменшою – північні схили Південних Карпат. За такого впливу, вираженого у позитивній фазі ПАК+, для цих гірських регіонів характерні мінливі погодні ситуації з переважанням дощових влітку.

Під час фази ПАК- атмосферні опади у Карпати (Східні і Південні) надходять також з інших центрів джерел вологи: Середземноморського регіону (колювання СК) і північно-східної частини Європи між Баренцевим і Карським морями (колювання СКАНД, СА/ЗР). Теплі і вологі повітряні маси, які походять із західної і центральної частини Середземноморського басейну, спричиняють формування нестійкої атмосфери, наслідком чого є часті зливи та короткий холодний період року. Цей вплив найпомітніший у Банатських горах а також на південному макросхилі Південних Карпат і меншою мірою – на південних і південно-західних макросхилах інших регіонів Карпат.

На основі аналізу синоптичних карт автором встановлено, що під час негативної фази Північноатлантичного колювання (на ізобаричних поверхнях АТ500) і Арктичного колювання (на ізобаричних поверхнях АТ1000) спостерігається часте надходження циклонів із Західного Середземномор'я на північний схід. Окрім того, нами виявлено, що за умов північно-східної адвекції у холодний період року в регіон надходять відносно сухі повітряні маси, зокрема на східні схили Східних Карпат. Такі особливості засвідчені у кліматичних дослідженнях Східних (Українських та Румунських) Карпат (Ionita et al., 2014; Логвинов и др., 1973). Водночас згідно новішими дослідженнями тенденцій циркуляційних типів (Саһуновá & Нuth, 2016) на території дослідження упродовж 1961–2000 рр. повторюваність таких адвекцій суттєво знизилась (на 6–10 днів) взимку.

У теплу пору року перенос сухого континентального повітря зі Східносибірського антициклону сприяє розвитку тривалих посушливих періодів

на навітряних (східних) схилах Східних Карпат. Місу et al. (2015), виявлено, що адвекція континентального теплого і сухого повітря з Північної Африки та Південно-Західної Азії спричиняє спекотні і посушливі умови на південному схилі Південних Карпат, зокрема в Банатських горах, і меншою мірою на південних схилах Курбурських Карпат (Східні Карпати).

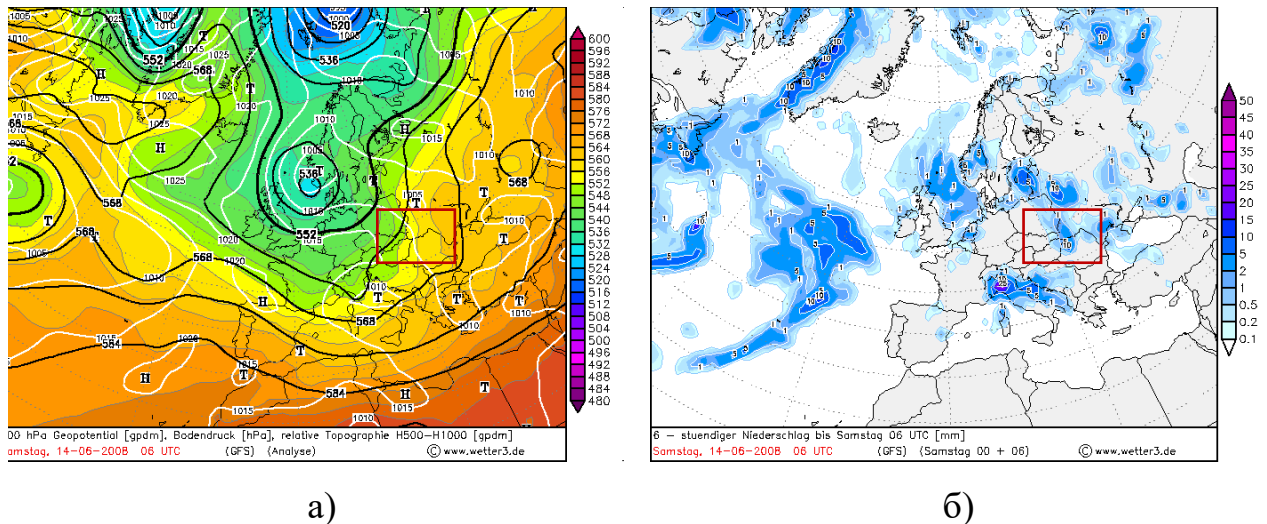


Рис. 3.4. Прояв західної циркуляції у Карпатах 14 червня 2008 р.: а) поле розподілу ізобаричної поверхні 500 гПа; б) поле атмосферних опадів. Червоним виділено регіон дослідження (взято з <https://www.wetter3.de/>)

Отже, до основних циркуляційних паттернів і погод на тлі глобальних великомасштабних атмосферних циркуляцій, які зазнають орографічного впливу Карпат, ми віднесли:

1) західну (зональну) циркуляцію за позитивної фази ПАК. Для неї властиві: домінування у Карпатах впродовж всього року; помітно м'якші зими і нестійкі літні погоди; прохолодне літо, взимку частіші дощі і мокрий сніг, тривалі дощові періоди влітку (Kholiavchuk & Sebulska, 2019), стійка хмарність і тумани, особливо у високогірних районах; прояв фену на підвітряних схилах; на південних макросхилах теплі та сухі зими (Bartholy et al., 2010) (рис. 3.4). Її повторюваність зростає у середньогір'ї Західних і Східних Карпат, особливо взимку (Kholiavchuk, 2022; Skrunyk & Włazejczyk, 2021);

2) полярну (меридіональну) циркуляцію (з північного заходу – СКАНД, півночі – СА/ЗР та північного сходу – АК). Вона впливає на клімат Карпат

переважно протягом жовтня–березня. Тоді у гірські регіони проникає холодне повітря (переважно у Східні Карпати) (Vojaru & Paliu, 2001; Longman et al., 2019; Rimbu et al., 2015), що сприяє туманній і хмарній погоді у передгірній смузі; дуже часто спостерігається температурний контраст між навітряними і підвітряними схилами, виразні температурні інверсії у міжгірних і передгірних улоговинах Східних Карпат (Холявчук & Лазурка, 2017), холодні зими і стійкий сніговий покрив у середньогірних і високогірних поясах (рис. 3.5);

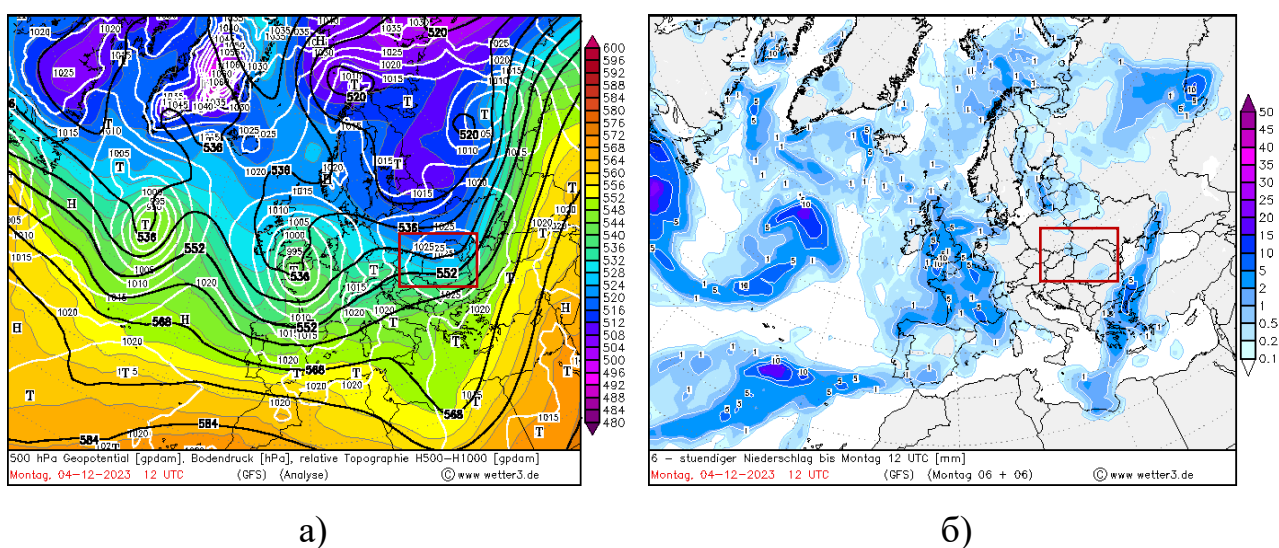
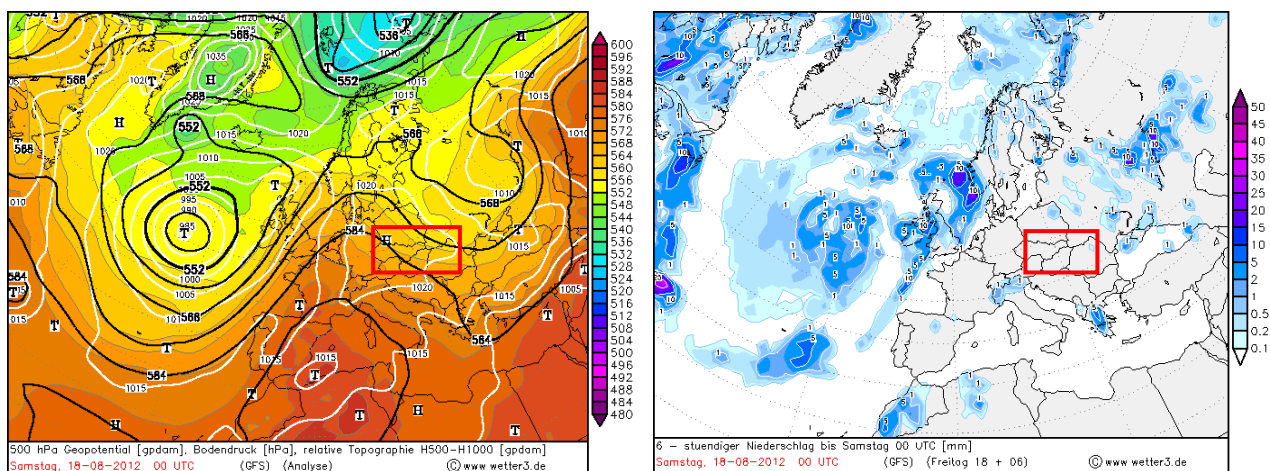


Рис. 3.5. Прояв вторгнення полярної циркуляції у Карпатах 4 грудня 2023 р.: а) поле розподілу ізобаричної поверхні 500 гПа; б) поле атмосферних опадів.

Червоним виділено регіон дослідження (взято з <https://www.wetter3.de/>)

1) тропічну циркуляцію – південно-західну (СК) і південну (ПАК+). Вона забезпечує перенесення надлишкового тепла між тропічними і полярними широтами. Надходження континентальних тропічних повітряних мас спричиняє високі температури повітря в Південних Карпатах, особливо Банатських горах. У середньогір'ях і високогір'ях переважають м'які зими з частими атмосферними опадами, швидким таненням снігу (Longman et al., 2019; Warken et al., 2018); тривалими сухими і теплими періодами (рис. 3. 6.). У низькогірних улоговинах навколо Трансільванського плоскогір'я у зимовий період розвиваються потужні інверсії (Sfîcă et al., 2019). За таких умов у Західних Карпатах досить часто випадають дощі влітку (Cebulska & Twardosz, 2014;

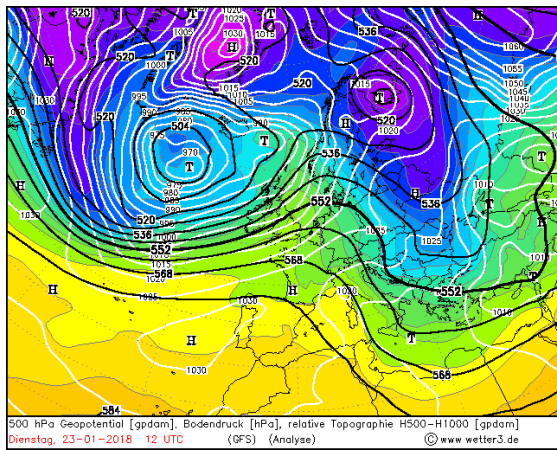
Kholiavchuk & Sebulska, 2019), які здебільшого пов'язані з тепловою конвекцією. Проникнення морських тропічних повітряних мас спричиняє високу кількість атмосферних опадів у червні та грудні, принесених серією середземноморських циклонів;



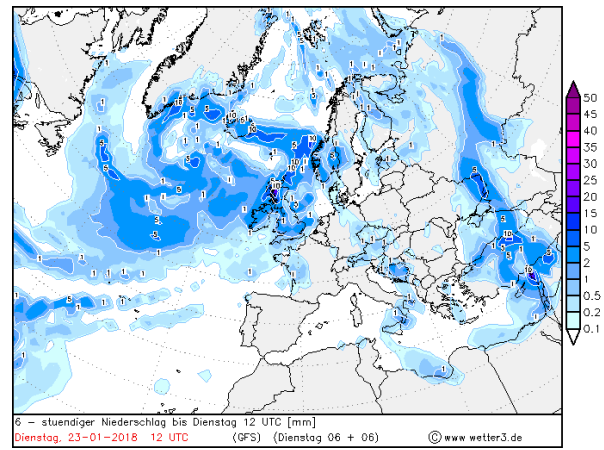
а) б)
Рис. 3.6. Прояв вторгнення тропічних повітряних мас у Карпатах 4 грудня 2012 року: а) поле розподілу ізобаричної поверхні 500 гПа; б) поле атмосферних опадів.

Червоним виділено регіон дослідження (взято з <https://www.wetter3.de/>)

4) блокувальні антициклони (блокування зональної циркуляції стійким антициклоном (Oliver, 2005)) пов'язані з додатною фазою СА/ЗР та зміщенням на захід Сибірського антициклоні. Такі ситуації впливають на клімат Карпат найрідше. Вони спричиняють ясну погоду, влітку та восени без істотних опадів з посушливими періодами (Cherenkova et al., 2015; Киналь & Холявчук, 2018; Сакали и др., 1985), але хмарну погоду з невеликими дощами взимку; характерні для передгір'я Східних Карпат (рис. 3. 7). Тривале переважання такої синоптичної ситуації, ймовірно, спричинило подію 4,2 ка. Так, на основі комплексної палеокліматичної реконструкції (Persoiu et al., 2019) встановлено, що швидке похолодання 4,2 ка спричинене активізацією і експансією на захід Сибірського антициклоні, який заблокував вологоносні західні потоки. Водночас автори дослідження вважають, що за таких умов у Південних і Південно-Західних Карпатах можуть випадати значні кількості атмосферних опадів. Такі особливості, на нашу думку, пов'язані з супутнім розвитком попередньо означеного циркуляційного паттерну СК.



a)



б)

Рис. 3.7. Прояв блокувальних антициклонів у Карпатах 23 січня 2018 р.: а) поле розподілу ізобаричної поверхні 500 гПа; б) поле атмосферних опадів

Геопросторове розташування, висота, розміри і дугоподібна форма гірської споруди сприяють розвитку місцевого циклогенезу, який зазвичай призводить до швидких змін погоди. Карпатські орографічні цикли формуються у холодний період року (найбільше випадків у грудні – березні) на південно-західному маскросхилі і влітку над північно-східним макросхилом.

Взимку циклогенез відбувається на тлі впливу Скандинавського антициклону (СКАНД) або його гребенів, руху східноєвропейського антициклону у бік Центральної Європи та системи низького тиску в басейні Середземного моря. Такі впливи і зростання їх повторюваності виявлені у дослідженнях прояву впливу циркуляційної діяльності на клімат Румунських та Українських Карпат (Kholiavchuk, 2022; Mîscu et al., 2015b; Бучинський та ін., 1971).

За таких синоптичних ситуацій бар'єр гірської споруди змушує холодну повітряну масу (в її нижніх шарах) рухатися на північний схід, огинати чи/та деформуватися над гірськими масивами. При цьому формуються місцеві антициклони над Східними Бескидами та Молдавським плато (Холявчук & Лазурка, 2017). Холодні повітряні маси зустрічаються з теплим повітрям мас напівстаціонарного фронту чорноморського циклону, який формується на південний схід від Східних і Південних Карпат. У результаті у передгір'ї цих Карпат і навіть у Трансільванській височинній області можливе випадання інтенсивних атмосферних опадів мокрий сніг і снігопади.

Влітку орокліматогенно спричинений циклогенез на північно-східних схилах Карпат виникає на тлі термічної циркуляції гірсько-долинного типу і вертикального руху середнього масштабу, термодинамічної (схилової) інтенсифікації конвекції (Киналь & Крогулець, 2009; Логвинов и др., 1973; Сакали и др., 1985). Розвитку місцевих циклонів як вторинних утворень регіональних систем низького тиску сприяє регіональний циклон з південного заходу, серія циклонів уздовж хребтів із зовнішньої сторони Карпатської гірської дуги і холодний фронт, який рухається з північного заходу на південний схід (Холявчук, 2019а). За таких умов відбуваються інтенсивні висхідні рухи повітря перпендикулярні до хребтів і максимальна кількість атмосферних опадів випадає над передовими низько- і середньогірними хребтами Горган, Покутсько-Буковинських Карпат.

Виявлені регіональні особливості прояву радіаційного і циркуляційного чинників на клімат Карпат вказують на суттєву трансформаційну функцію морфометричних характеристик гірської споруди. Тому прояв впливу рельєфу на кліматотворення розглянуто в окремих підрозділах дисертаційної роботи у контексті аналізу клімату нуклеарних (3.2) та морфологічних регіонів (3.4).

3.2. КЛІМАТ КАРПАТ НА ТЛІ ЕКОТОННИХ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ

Широтні природні зони, які перетинають Карпати, накладають відбиток на формування висотної диференціації ландшафтних регіонів. Зональне положення регіону в межах широколистих лісів, лісостепу і степу пов'язане із широким діапазоном кліматичних флуктуацій. У природних рисах Карпат найбільше відображена природа зон широколистих лісів, лісостепу, хоча вплив лісостепової зони не виходить за межі передгір'я. Передгір'я Карпат суміжне зі степовою зоною тільки на південному сході (у регіоні Курбурських Карпат).

З огляду на симбіотичний характер впливу змін клімату і антропогенного перетворення (наявність відкритих і розріджених лісів та переважання різнотравно-лучних угруповань) межі означених вище природних зон визначити важко. Тому вважаємо за доцільне розглядати особливості широтних закономірностей природи Карпат на тлі геоекотонних регіонів зон широколистих

лісів і лісостепу, лісостепу і степу. Перший з цих регіонів сягає передгір'я Східних Карпат, які зазнають впливу з Подільської і Прут-Дністерської височин (згідно з фізико-географічним районуванням території України (Маринич та ін., 2003) і досліджень геоекотонів (Денисик та ін., 2020, 2023)) (рис. 3.8). Геоекотон «лісостеп – степ» оконтурює Південні Карпати на півдні. Цей контур нами окреслено згідно з проведеними межами природних зон у регіоналізаціях глобальних екосистем, які застосовуються світовою спільнотою у дослідженнях змін клімату (Dinnerstein et al., 2017; Sayre et al., 2020).

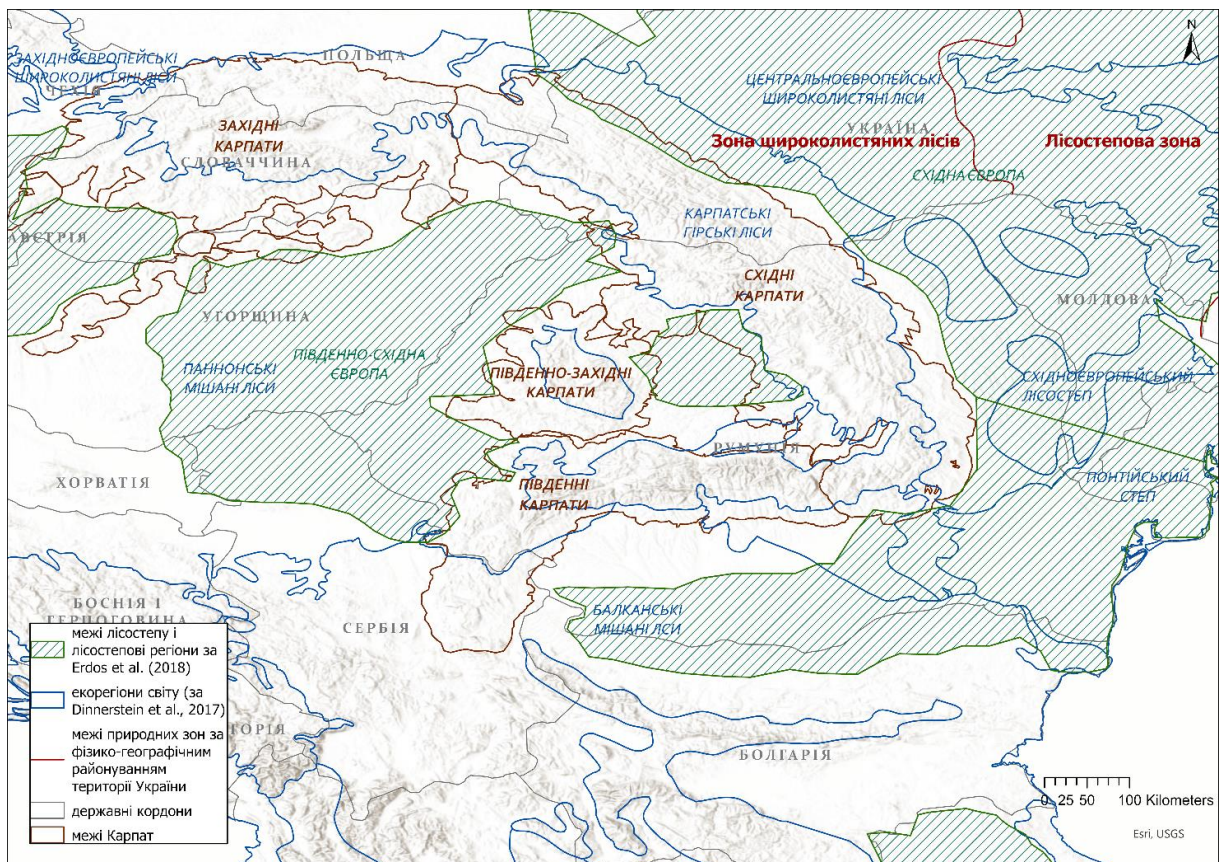


Рис. 3.8. Геопросторове положення Карпат по відношенню до широтних природних зон і екорегіонів

У згаданих класифікаціях ми виявили розбіжності стосовно трактування і просторового розрізненні природних зон (екозон за (Sayre, 2014)) на основі співвідношення і розмірів лісових і різнотравно-лучних угруповань та поширення визначальних ґрунтових типів (сірих лісових, чорноземів звичайних). Однак у всіх згаданих попередніх дослідженнях автори вважають

гідрокліматичні характеристики (сезонний розподіл атмосферних опадів і температур повітря, коефіцієнти зволоження) визначальними при виявленні відмінностей між зональними регіонами широколистяних лісів, лісостепу і степу.

Значна протяжність Карпат із заходу на схід дає змогу простежити секторну трансформацію зони широколистяних лісів у лісостеп, лісостепу в степ та розвиток континентальності клімату. Трансформація зон по всьому ареалу пов'язана із кліматичною стійкістю зонального ландшафту. Індикаторами цієї стійкості і змін клімату цих зон можуть слугувати крайні кліматичні межі (північні і південні ареали), у межах яких можливе функціонування відповідної природної зони. У нашому дослідженні виявлення таких меж стосувалось лісостепової зони. Динаміка кліматичних характеристик таких меж дає змогу простежити міграцію геоекотонних смуг у минулому.

Макрокліматичні індикатори, згідно з найновішим моделюванням просторового поширення лісостепу (Bede-Fazekas et al., 2023), найбільшою мірою визначають межі лісостепу. Щоб вирізнити межі зон використовують показники кількості атмосферних опадів найтеплішого сезону і випаровування. Щоб вирізнити регіональні відмінності, доцільно використовувати показники середньорічної температури повітря та кількості атмосферних опадів найсухішого сезону. На нашу думку, кліматичні типи за класифікацією Кеппена – Гейгера добре відображають ці сезонні характеристики клімату (рис. 3.9). Тому надалі просторове означення типів і підтипів за Кеппеном – Гейгером використовуємо для узгодження кліматичних меж поширення природних широтних зон і висотних поясів.

Найбільшою кліматичною стійкістю відзначається широколистянолісова зона, що є частиною широкої смуги бореального або снігового помірного клімату згідно з оновленою схемою кліматичної класифікації Кеппена (Kottek et al., 2006). Цей прохолодний тип клімату D вирізняють за середньою температурою повітря найхолоднішого місяця (нижче 0°C) і найтеплішого місяця (вище +10°C) (Beck et al., 2023). Упродовж останніх десятиліть такі температурні умови є панівними на північних і північно-східних рівнинних просторах суміжних з Карпатами (рис. 3.10, рис. 3.11).

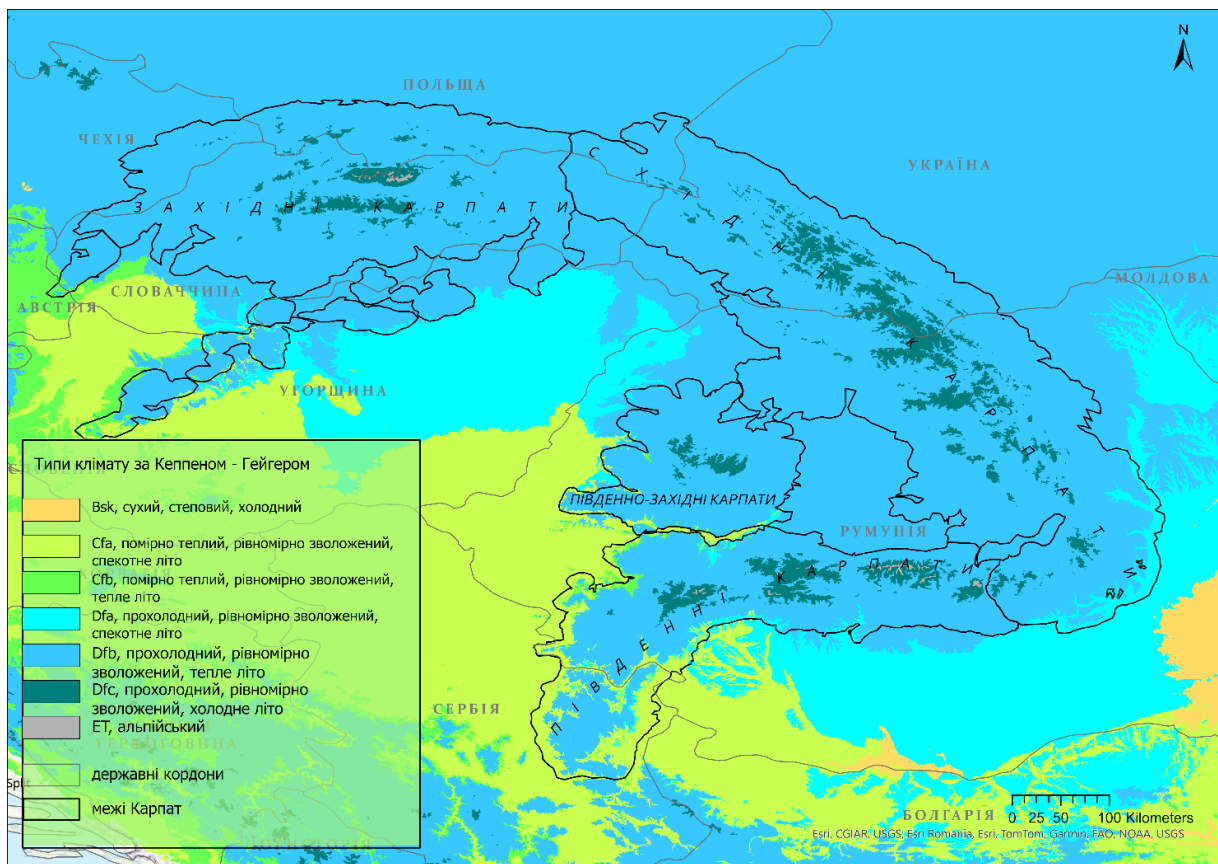


Рис. 3.9. Типи клімату Карпат за класифікацією Кеппена – Гейгера (складено автором за даними 1991–2020 рр. (Beck et al., 2023)

Клімат типу D оптимальний для проростання лісових формацій. Цьому сприяє і те, що всі його підтипи у межах регіону є рівномірно зволженими (означені літерою f) (рис. 3.9). Така характеристика означає, що кожного місяця випадає принаймні 30 мм атмосферних опадів. У передгір'ях Карпат переважаючим є підтип клімату Dfb. Він сприятливий для проростання широколистяних лісів. У такому типі клімату температура повітря найтеплішого місяця не перевищує +22°C, а середня температура повітря хоча б чотирьох місяців перевищує +10 °С. Середня річна температура повітря сягає +9 °С (дод. Ж1). Ці термічні умови переважають у передгір'ї Карпат. Для прояву висотної зональності на тлі такого клімату необхідні більші амплітуди коливань температур повітря, ніж на тлі широтно-просторових кліматичних умов лісостепу чи степу.

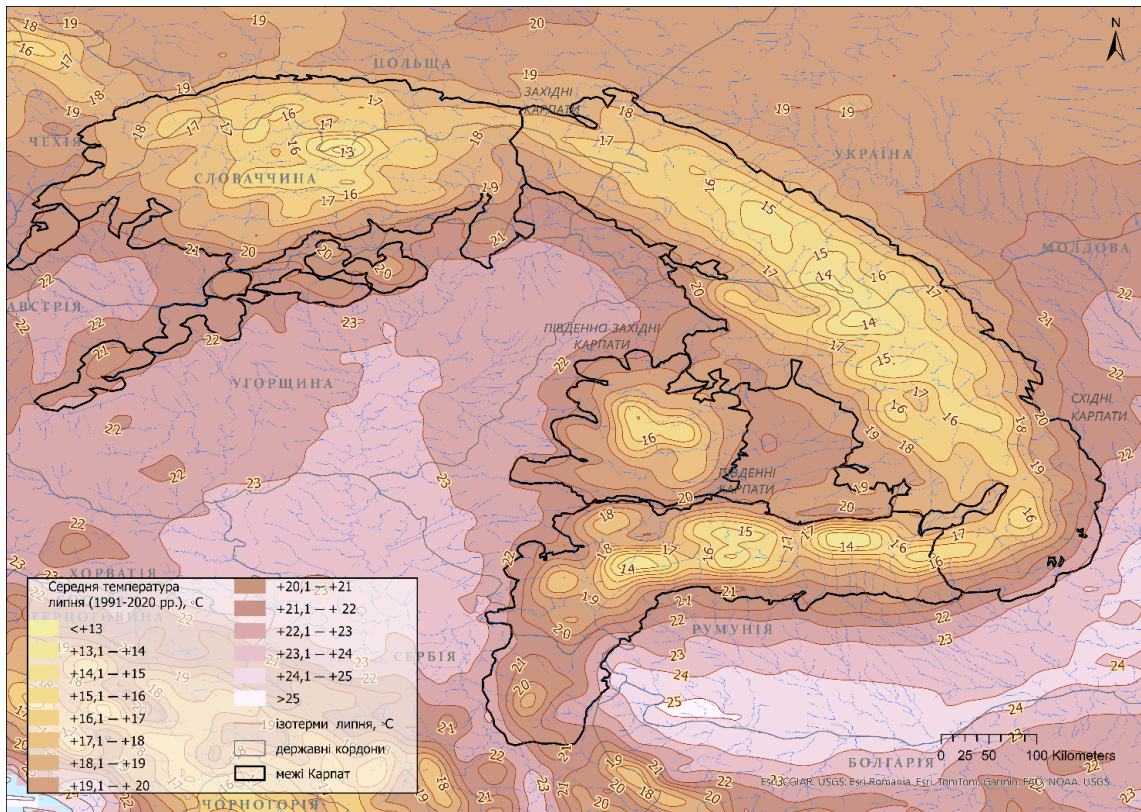


Рис. 3.10. Середні температури повітря липня у Карпатах упродовж 1991–2020 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

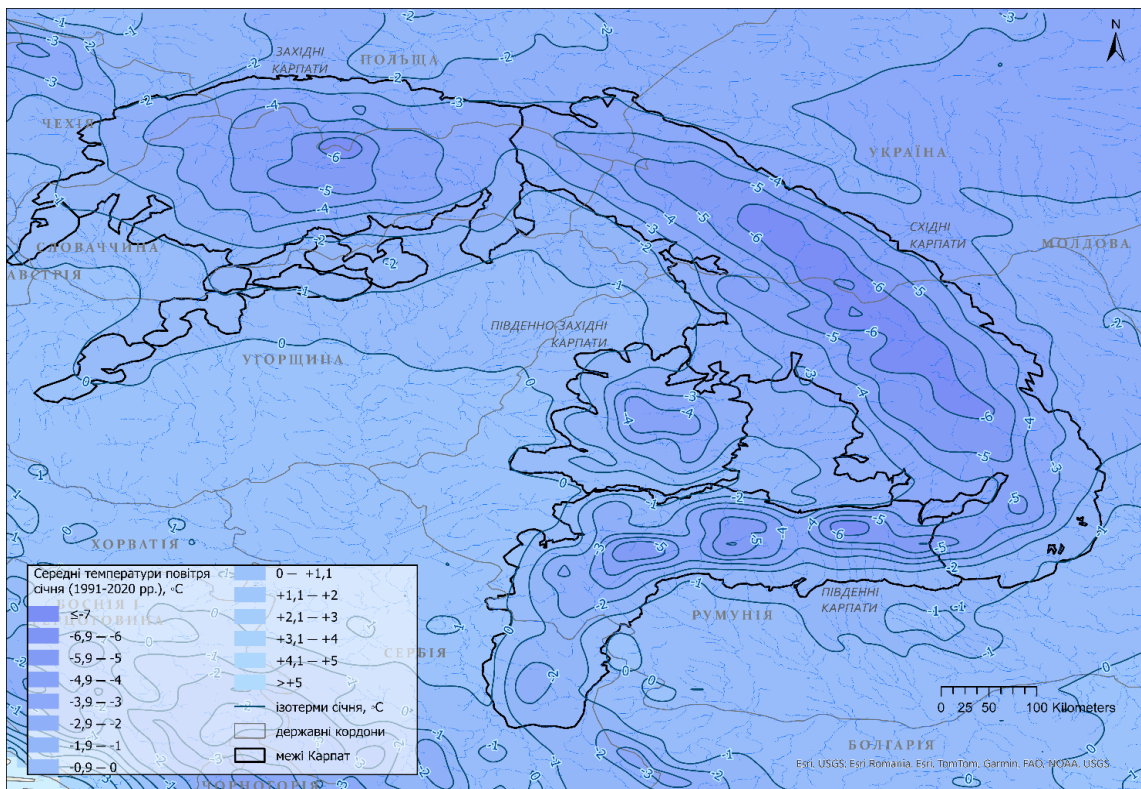


Рис. 3.11. Середні температури повітря січня у Карпатах упродовж 1991–2020 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

Підтип клімату Dfa характерний для територій з температурою повітря найтеплішого місяця понад +22 °С і поширений у лісостепових передгір'ях Південних Карпат (рис. 3.9). Ця ізотерма, на думку Ф. Мількова (1950), визначала південну межу лісостепу (табл. 3.1). Згідно з новітніми дослідженнями (Erdős et al., 2018; Magyari et al., 2010) ця територія є південним лісостепом. Тому, на нашу думку, ізотерма липня +22 °С може виступати кліматичною віссю кліматотону «лісостеп – степ», а межі багаторічного просторового коливання ізотерми +20 °С – вказувати на геоекотон «широколисті ліси – лісостеп».

Таблиця 3.1

Кліматичні межі природних зон помірного поясу (за Мильков (1950))

Назва зони	Середня липнева температура повітря			Величина коефіцієнта зволоження за Н. Івановим		
	Північна межа	Південна межа	Різниця	Північна межа	Південна межа	Різниця
Лісова	10	20	10	1,49	1,00	0,49
Лісостеп	20	22	2	0,99	0,60	0,39
Степ	22	23,5	1,5	0,59	0,30	0,20

Такі температурні межі дещо відрізняються від кліматичного означення геоекотону «лісостеп – степ» території України на основі даних минулого століття (Денисик та ін., 2020). Це підтверджує важливість досліджень просторової конфігурації ландшафтних зон та їх меж через зміни клімату у багатовіковому вимірі. Надалі ареал міграцій означених ізотерм та ізогіет називатимемо кліматотонами і розглядатимемо у різних часових зрізах.

Отже, ми вважаємо, що нинішня термічна вісь геоекотону «широколисті ліси – лісостеп» пролягає по лінії через Сучаву – Чернівці – Чортків (рис. 3.12). Кліматодіаграми результатів спостережень метеостанцій на цій лінії дуже схожі не тільки за річним ходом температур повітря, але й атмосферних опадів. Така термічна вісь співпадає з «віссю ландшафтної зональності України» (Гродзинський, 2014). Вона проходить через точки оптимуму кліматичних ніш (річного радіаційного балансу та кількості атмосферних опадів) зональних ландшафтів (Гродзинський, 2005).

Зокрема, за величини радіаційного балансу – 45 Вт/м², оптимальна річна кількість атмосферних опадів складає 600 мм. Ці величини відповідають

значенням кількості атмосферних опадів, зафіксованих на згаданих (рис. 3.12) метеостанціях. Такі судження обґрунтовують виділення геоекотону навколо цієї лінії. Це спонукає автора до висновку, що частина Східних Карпат, яка суміжна з північним лісостеповим геоекотоном – оптимальне середовище для ландшафтного різноманіття гірських регіонів. Окрім того, мікрокліматична залежність лісових та степових геосистем від розчленування рельєфу підсилює кліматичну стійкість лісостепового ландшафту. Саме тут, у передгір'ях та низькогір'ї Карпат, ерозійні процеси, зокрема, набувають більшої енергії порівняно з іншими смугами помірнього клімату. Це сприяє збереженню лісостепових ландшафтів, зокрема у міжгірних улоговинах.

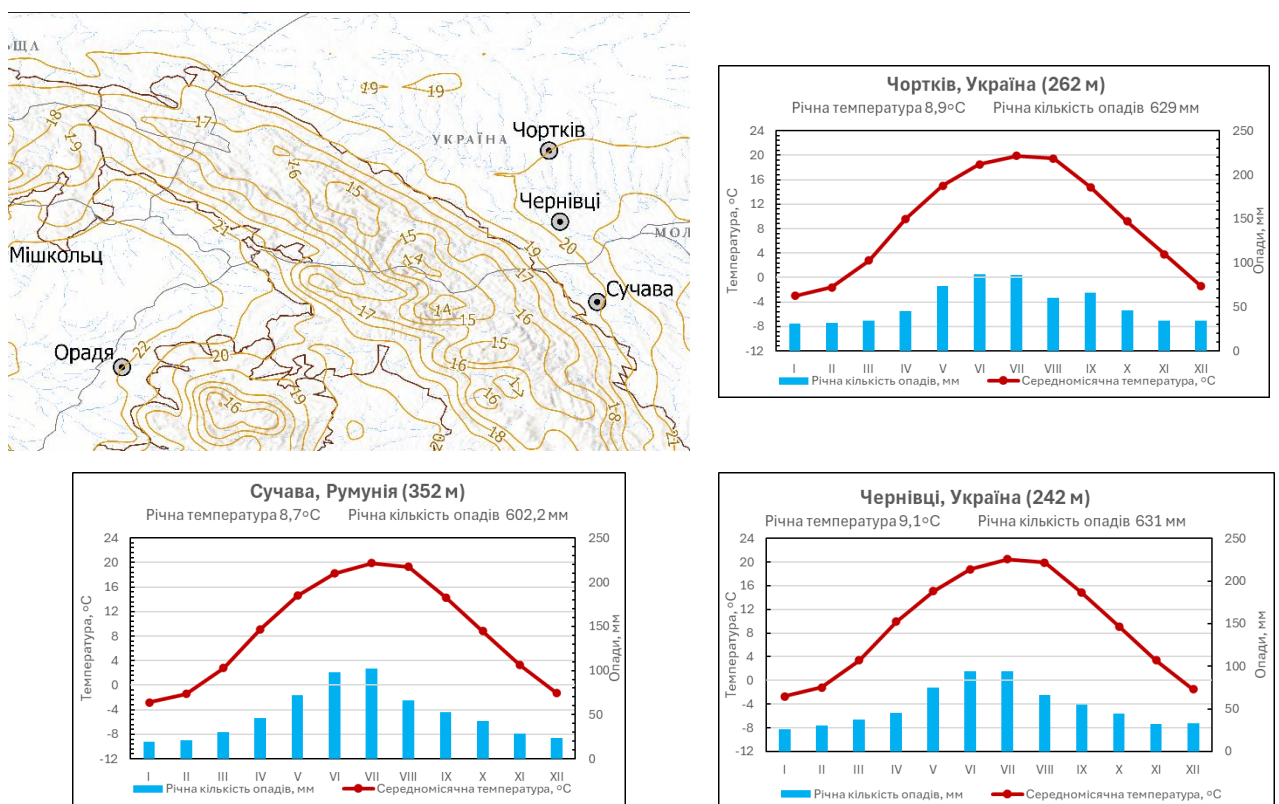


Рис. 3.12. Кліматичні норми 1991–2020 рр. по лінії кліматотону широколистяного лісу – лісостеп навколо Карпат, за даними інструментальних спостережень метеостанцій

Термічна вісь геоекотону «лісостеп – степ» навколо Карпат тепер проходить приблизно по лінії міст Братіслава – Будапешт – Мішкольц – Сенткіралой – Орадя – Ніш – Северін – Бузеу – Фокшань (рис. 3.13). Кліматодіаграми пунктів геоекотону «лісостеп – степ» за 1991–2020 рр. також свідчать про дуже схожий хід температури повітря упродовж року з відсутністю від’ємних середньомісячних температур і найвищими температурами у липні –

серпні – понад +22 °С. Такі температури при дефіциті вологи у вегетаційний період створюють несприятливі умови для проростання широколистяних типів формацій.

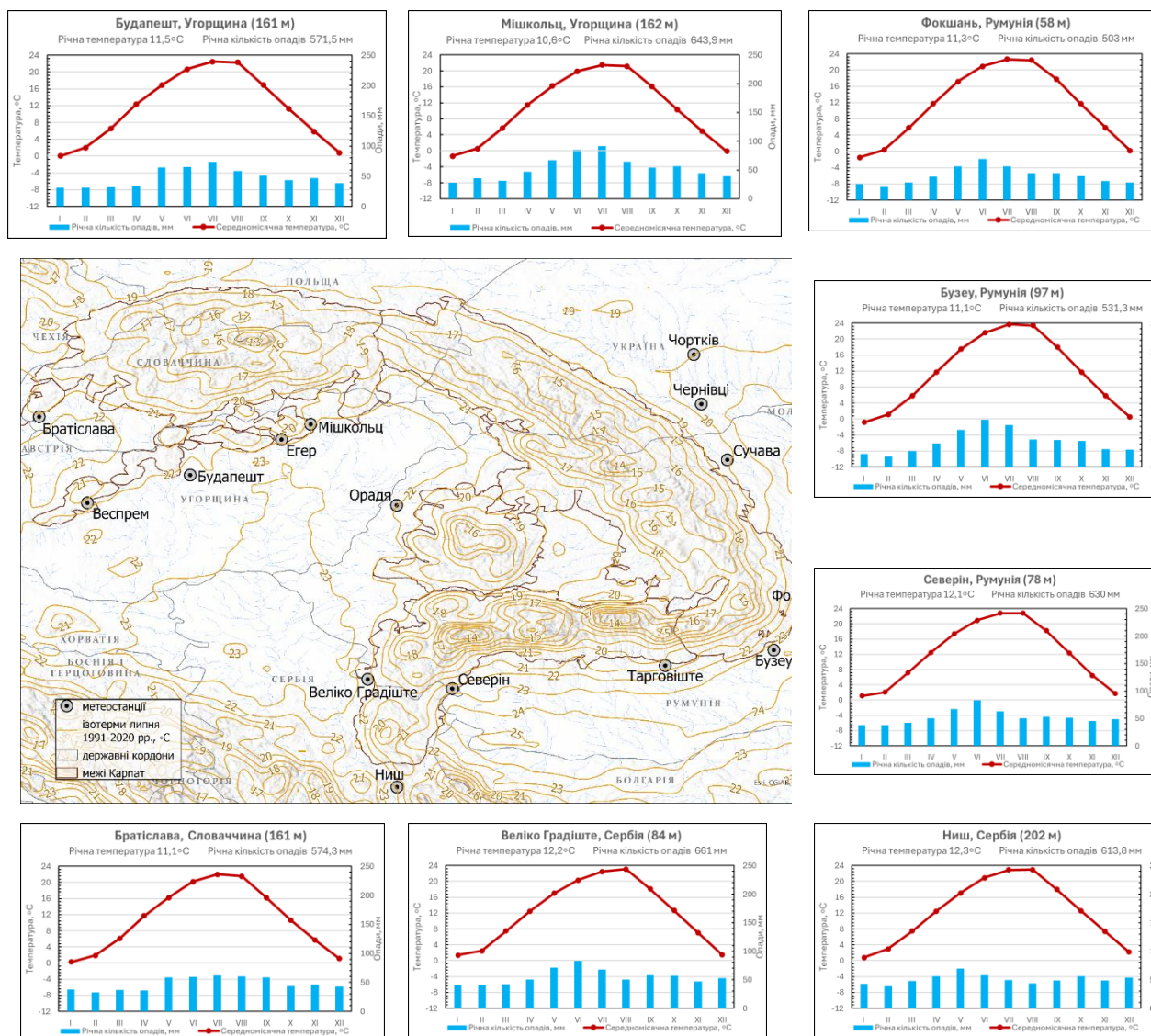


Рис. 3.13. Кліматичні норми 1991–2020 рр. по лінії кліматотону «лісостеп – степ» навколо Карпат за даними інструментальних спостережень метеостанцій

За режимом зволоження згадані метеостанції відрізняються. Тому, на нашу думку, вісь зволоження цього геоекотону просторово не збігається з термічною. Відмінними є передгір'я Курбурських Карпат і суміжні з ними рівнини (метеостанції Фокшань і Бузеу). Тут за рік випадає майже на 100 мм атмосферних опадів менше, ніж в інших ділянках цього геоекотону. Саме тут найближче до Карпат проходить природна зона степу з кліматом типу BSk, а лісостепові ландшафти розвиваються навіть у низькогір'ї (рис. 3.9). У цій частині, яка

суміжна до Курбурських Карпат, за ізогією річної кількості атмосферних опадів 550 мм можна виокремити геоекотон «лісостеп – степ». Цю ізогію вважатимемо надалі віссю зволоження цього геоекотону.

Індикатором кліматичних умов степу також може слугувати повторюваність і тривалість посух. Зростання їх повторюваності у південно-східній Європі (Cherenkova et al., 2015; Páscoa et al., 2020) і Південних Карпатах (Bokwa et al., 2021; Cebulska & Kholiavchuk, 2022; Meyer et al., 2015; Sábitz et al., 2014) вказує на необхідність вивчення їх проявів у Карпатському регіоні. Тому у нашому дослідженні міститься аналіз таких умов.

Описані вище відмінності геоекотонів відображені у регіоналізації лісостепу у синтетичному дослідженні Erdos et al. (2018) і стосуються, передусім, річної температури повітря (Bede-Fazekas et al., 2023). Зокрема, ці автори розрізняють лісостеповий регіон Східної Європи з її лісо-лучною макромозаїкою і лісостеповий регіон Південно-Східної Європи з лісо-лучною мікромозаїкою. Ці регіони суміжні з передгір'ями Карпат (рис. 3.8, табл. 3.2). Під мікромозаїкою розуміється просторове чергування невеликих лісових ділянок і ділянок луків. Вона є характерною для південної межі геоекотону «лісостеп – степ», на клімат якого дедалі більший вплив чинять тропічні повітряні маси (Erdős et al., 2018).

Окрім означених досить вузьких термічних меж, широтний кліматичний градієнт цієї частини геоекотону – це збільшення посушливості на південний схід. Найбільш очевидним наслідком є зменшення кількості дерев (“Temperate Midlatitudes,” 2005). Такі просторові зміни геоекотону відбуваються на тлі зменшення середньорічної кількості атмосферних опадів (дод. Ж2), зростання кількості літніх опадів (дод. Ж3), зменшення зимових (дод. Ж4), збільшенням річної амплітуди температур повітря (літо залишається спекотним, а зима довгою і надзвичайно холодною) (Wesche et al., 2016). Ці зміни супроводжуються вираженими змінами основних характеристик рослинності: зі збільшенням континентальності видове багатство зазвичай зменшується, особливо чагарників і дерев.

Таблиця 3.2

Основні кліматичні параметри передгір'я Карпат у межах лісостепу
(за даними інструментальних спостережень метеостанцій у 1991–2020 рр.)

Кліматичні показники	Південний і південно-західний макросхил Західних і Східних Карпат	Південний макросхил Південних Карпат	Північно-східний макросхил Східних Карпат
Середня річна температура повітря (°C)	+10 – +11	+9 – +11	+8– +9
Середня температура повітря січня (°C)	-3 – -1	-2 – 0	-4– -3
Середня температура повітря липня (°C)	+20–+23	+21–+24	+18 – +21
Середньорічна сума атмосферних опадів (мм)	600–700	600–700	550–700
Середня сума атмосферних опадів взимку (мм)	100–140	100–120	80–120
Середня сума атмосферних опадів влітку (мм)	200–250	250–325	200–300
Відсоток літніх опадів від річної суми (%)	38–40	42–46	36–43

На протипагу ділянці Курбурських Карпат, передгірні лісостепи південного і південно-західного макросхилів Карпат перебувають під значним пом'якшувальним впливом середземноморських циклонів, особливо взимку. Для цих регіонів характерні високі річні температури повітря та нижчі, порівняно з східноєвропейськими, амплітуди температур повітря (табл. 3.2). Середньорічна кількість атмосферних опадів може досягати 700 мм, з максимумом на початку літа, вторинним максимумом восени і напівпосушливим періодом між ними. На протилежному макросхилі середньорічна температура геоекотону нижча – приблизно +9°C (табл. 3.2). Літо тепле, а зима помірно холодна.

У нашому дослідженні взято до уваги, що лісостепова зона найбільше перетворена людською діяльністю упродовж останнього тисячоліття (табл. 3.3). Г. Дениsik (2001) називає антропогенно перетворений зональний ландшафтний екотон, що сформувався на основі лісостепу, лісополем. Давній культурний ландшафт пов'язують саме з мозаїкою відкритих луків, природних лісів і полів (Дениsik та ін., 2020, 2023). Водночас гіпотезу про доісторичне плейстоценово-пізньоголоценове, а не середньовічне походження багатих на види луків підтверджено дослідженнями у передгір'ях Білих Карпат (Чехія) (Hájková et al.,

2011), Поділля (Hájková et al., 2022), лісостепової мозаїки в угорському передгір'ї (Magyari et al., 2010), високорослого різнотрав'я (*Trifolio-Geranietea sanguinei*) в східному Передкарпатті (Roleček et al., 2022).

Таблиця 3.3

Антропогенне перетворення лісостепу, суміжного з передгір'ями Карпат у порівнянні з іншими лісостеповими регіонами Євразії (на основі синтезу попередніх досліджень лісостепу)

Індикатори*	Південний і південно-західний макросхил	Північний і північно-східний макросхил
Площі природного лісостепу	+	+
Природокористування		
Випас худоби	++	+++
Косіння	+	+
Випалювання лісу	+	+
Традиційне вирощування сільськогосподарських культур	-	-

*Природні ділянки лісостепу: +: малі, ++: середні, +++: великі; види природокористування:-: відсутні або дуже рідкісні, +: рідкісні, ++ помірно поширені, +++: широко поширені.

У Карпатах широтні геоекотони накладаються на висотний геоекотон передгір'їв. У ландшафтознавчому трактуванні такий геоекотон виокремлюють у клас передгірних ландшафтів, оскільки ландшафтний вплив гір виходить за межі передгір'я у геоморфологічному означенні (Чернега, 1995). Мозаїчність та складність ландшафтної структури, наприклад Східнокарпатського ландшафтного геоекотону, майже удвічі перевищує аналогічні показники суміжних рівнин (Денисик та ін., 2020). Смуга такого впливу в кліматичному розумінні пов'язана з бар'єрними функціями гірської споруди у перерозподілі тепла і вологи. Наприклад, ефект дощової тіні Східних Карпат за умови надходження вологи середземноморського походження фіксують у Придністер'ї на відстанях за 50–80 км від гірських ландшафтів (Моргоч, 2002). Тому лісостеповий екотон у передгір'ї означаємо нижньою (сухою) межею лісу, пов'язану з комбінованою дією кліматичних та орографічних чинників.

Смуга геоекотону, пов'язана з нижньою межею лісу, може мати надзвичайно велику просторову протяжність за рахунок формування ландшафту

паркового типу рідколісся. Наприклад, на території Середньодунайської низовини така смуга найширша, де власне степові ареали не є однорідними, а мозаїчними, ускладнена відносно ізольованими лучними ділянками (Magyar et al., 2010; Sümegi et al., 2012). Означений висотний геоекотон розглядаємо у контексті нуклеарних ландшафтних регіонів у наступному розділі.

3.3. Кліматичні особливості нуклеарних ландшафтних регіонів Карпат

У Карпатах, на відміну від інших європейських гірських систем, переважають середньо- (800–1500 м) і низькогірні (нижче 800–600 м) ландшафтні підкласи. Середня висота Карпатських гір становить приблизно 850 м н. р. м. (середня висота Альп для порівняння – 1350 м н. р. м.). Ізольовані острівці альпійських типів ландшафтів з висотами понад 2000 м складають менше 1% загальної території гір.

Тільки у Татрах, Західних Карпатах (з найвищою вершиною Герлаховський Штит, 2654,4 м н. р. м.) і окремих масивах Південних Карпат (Фегараш, Ретезат і Бучедж) біокліматичний альпійський пояс переходить у субнівальний (у середньому вище 2300 м н. р. м.). Такі висоти перевищують кліматичну снігову лінію, але через мозаїку топокліматів різних морфоскульптур постійні льодовики не отримали розвитку (Kędzia & Kotarba, 2018; Ronikier, 2011). Означені морфометричні характеристики додають регіональної специфіки секторній та висотній диференціації клімату Карпат. У поєднанні кліматично, орографічно, ґрунтово та антропогенно зумовлені межі – бар'єри – стабілізують розташування біокліматичних регіонів.

Регіональні біокліматичні риси висотної організації Карпатської гірської країни у дослідженні інтерпретовано у контексті нуклеарної конфігурації ландшафтних регіонів. Гірську вісь (високі гори за класифікацією КЗ (рис. 1.3)) Карпат вважаємо ядром збурення кліматичних властивостей ландшафтів у напрямках макросхилів, які проявляються у біокліматичних поясах (табл. 3.4). Вони узгоджуються із поняттям ландшафтних підкласів та типів у класифікації ландшафтів Українських Карпат (Сорокіна, 2019). Така висотна диференціація до

певної міри узгоджується з висотними екотонами (передгірський, лісовий, снігова лінія). Вони, на нашу думку, відображені в ущільненому малюнку ізоліній.

Таблиця 3.4

Біокліматичні пояси Карпат (узагальнена інформація на основі аналізу даних спостережень метеорологічного моніторингу 1991–2020 рр. та інших досліджень (Hess, 1965, 1971; Micu, Dumitrescu, et al., 2021; Круглов, 2008; Стойко, 2003))

Висотні біокліматичні пояси	Геоботанічні/ геоморфологічні назви	Середня річна температура повітря, °С	Висоти, м н.р.м.		
			Західні Карпати	Східні Карпати	Південні і Південно-західні Карпати
Дуже холодний	Субнівальний	<-2°C	>2200	-	>2500
Холодний	Альпійський	-2°C–0°C	1990–2200	>1850	2300–2500
Дуже прохолодний	Субальпійський	0–+2°C	1850–1450	1850–1550	2050–1670
Прохолодний	Смерековий	+2°C–+4°C	1450–1050	1550–1200	1670–1300
Помірно прохолодний	Буково-смерековий	+4–+6°C	1050–650	1200–850	1300–920
Помірно теплий	Смереково-буковий	+6–+8°C	<650	>500	920–540
Теплий	Буковий, мішаний широколистяний лісовий	>+8°C	<550	<500	<540
Дуже теплий	Дубовий	+8–+10°C	<400	<350	<500

Визначальна риса нуклеарної конфігурації ландшафтних регіонів у Карпатах – асиметрія у розташуванні біокліматичних поясів із домінуванням прохолодного та помірно теплого поясів на північному та північно-східному макросхилах у значному діапазоні відносних висот (по 350–400 м кожен з поясів). Теплий та дуже теплий пояси переважають на південному та південно-західному макросхилах. Навіть за високого рівня антропогенно видозмінених лісових ландшафтів такі відмінності помітні у розподілі домінантних гірських лісових поясів (рис. 3.14, 3.15) й кліматичних полів.

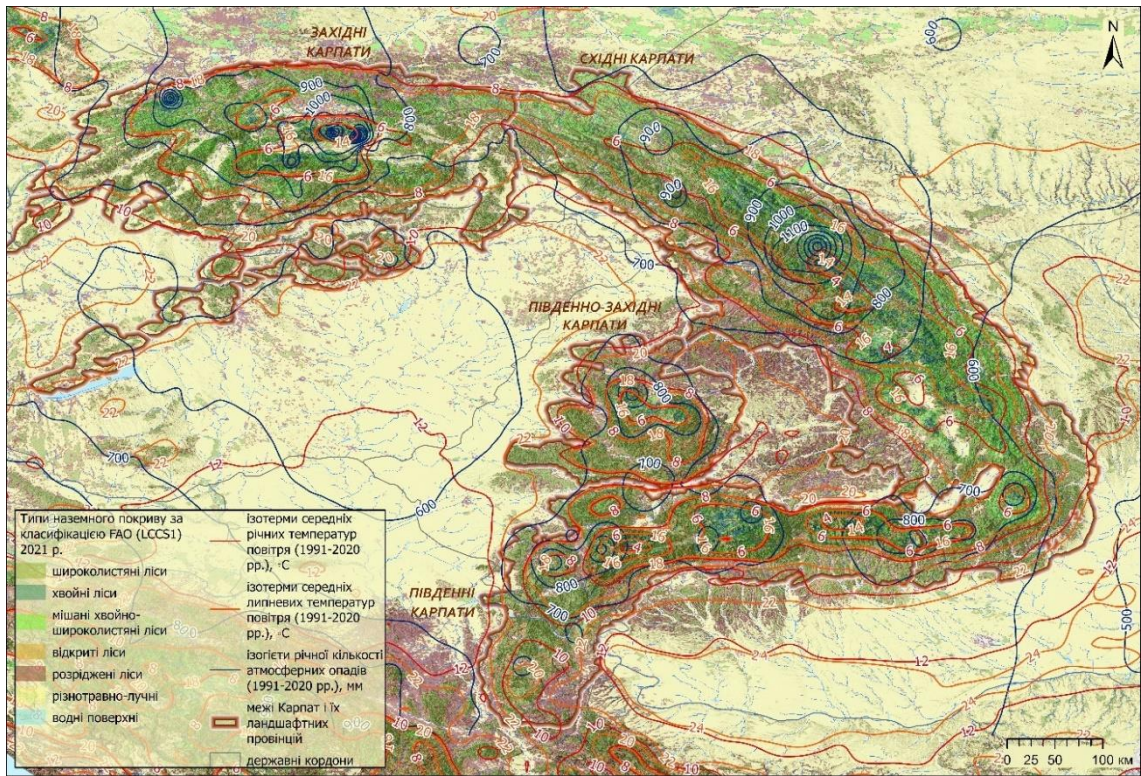


Рис. 3.14. Типи наземного покриття у Карпатському регіоні відповідно до класифікації FAO (LCCS1) (Friedl & Sulla-Menashe, 2022) на основі супутникових даних MODIS версія 6.1

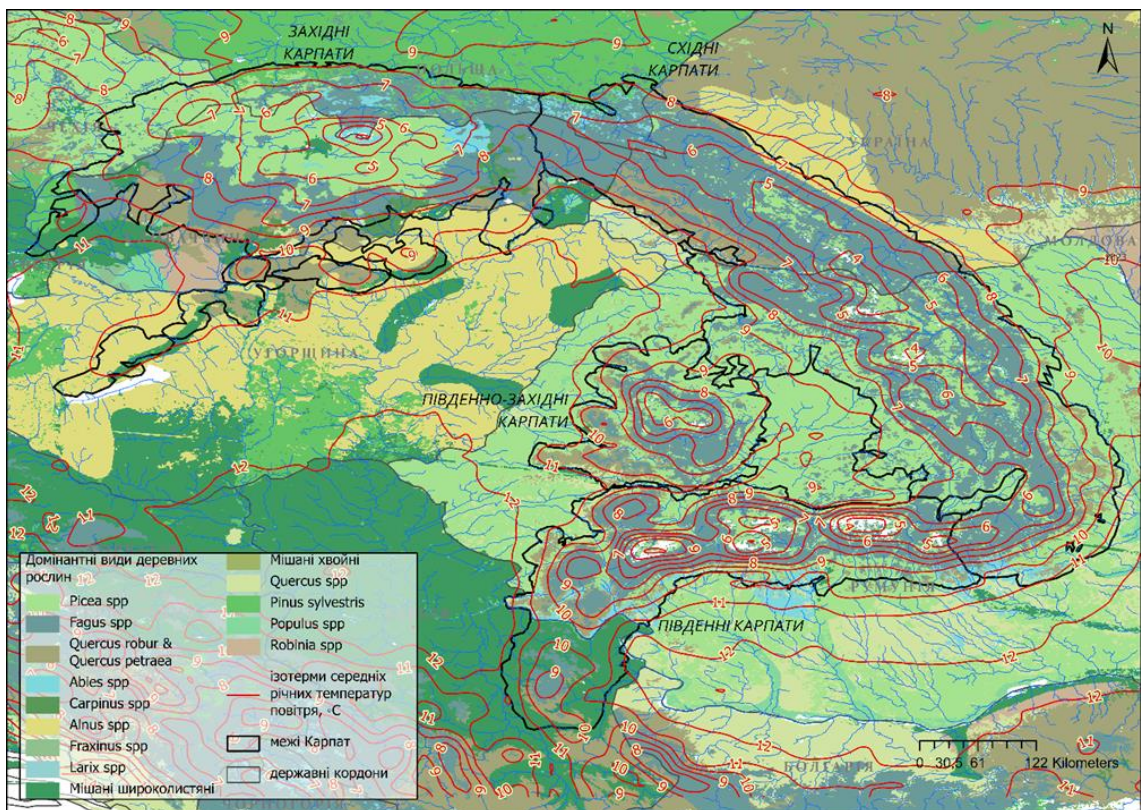


Рис. 3.15. Поширення панівних деревних порід у Карпатах (складено автором на основі даних (Brus et al., 2012) .

На нашу думку, широкі гірські масиви з чітко окресленими низькими та високими горами за класифікацією КЗ увиразнюють нуклеарну конфігурацію. Водночас у Середньодунайських та Північноугорських горах – вузьких південних відрогах Західних Карпат навіть на висоті понад 1300 м прохолодні біокліматичні пояси не розвиваються. Окрім того, регіональні висотні кліматичні відмінності цих поясів проявляються у різних величинах температурних градієнтів і розподілу опадів з висотою.

Влітку, за умов інтенсивної прямої сонячної радіації та літньої конвекції, швидкість зміни температури повітря з висотою може перевищувати 0,6 °C/100 м у Західних і Південних Карпатах (табл. 3.5). Взимку, коли ефективно випромінювання зростає і конвекція слабшає, температури знижуються з висотою повільніше (0,3–0,4°C/100 м) (табл. 3.5). У всі сезони року температурний градієнт має найнижчі значення у Східних Карпатах, проте у цій провінції найшвидше з висотою змінюється кількість атмосферних опадів.

Таблиця 3.5

Зміни температури повітря і кількості атмосферних опадів з висотою у різних регіонах Карпатах (1991–2020 рр., за даними наземного метеомоніторингу 32 метеостанцій)


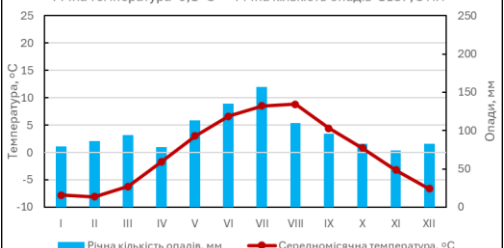
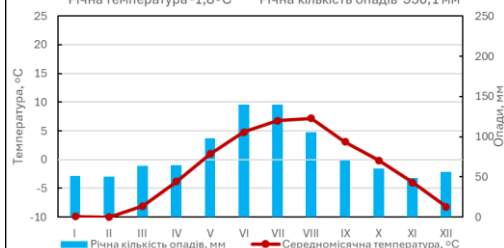



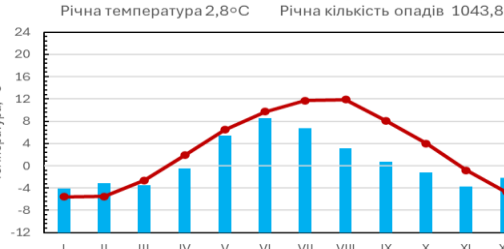


Регіон	Температурний градієнт, °C/100 м		Плювіометричний градієнт мм/100 м	
	Січень	Липень	Січень	Липень
Західні Карпати (Татри)				
Північний макросхил	0,39	0,67	2,68	3,11
Південний макросхил	0,37	0,65	3,94	5,26
Східні Карпати (Горгани, Черногора)				
Північно-східний макросхил	0,27	0,59	5,19	6,48
Південно-західний макросхил	0,31	0,54	0,68	5,6
Південні Карпати (Бучеджь)				
Північний макросхил	0,34	0,65	1,08	2,34
Південний макросхил	0,35	0,67	0,6	2,67
Південно-Західні (Апушень)				
Північний макросхил	0,31	0,58	1,48	3,36
Південний макросхил	0,375	0,63	2,18	4,06

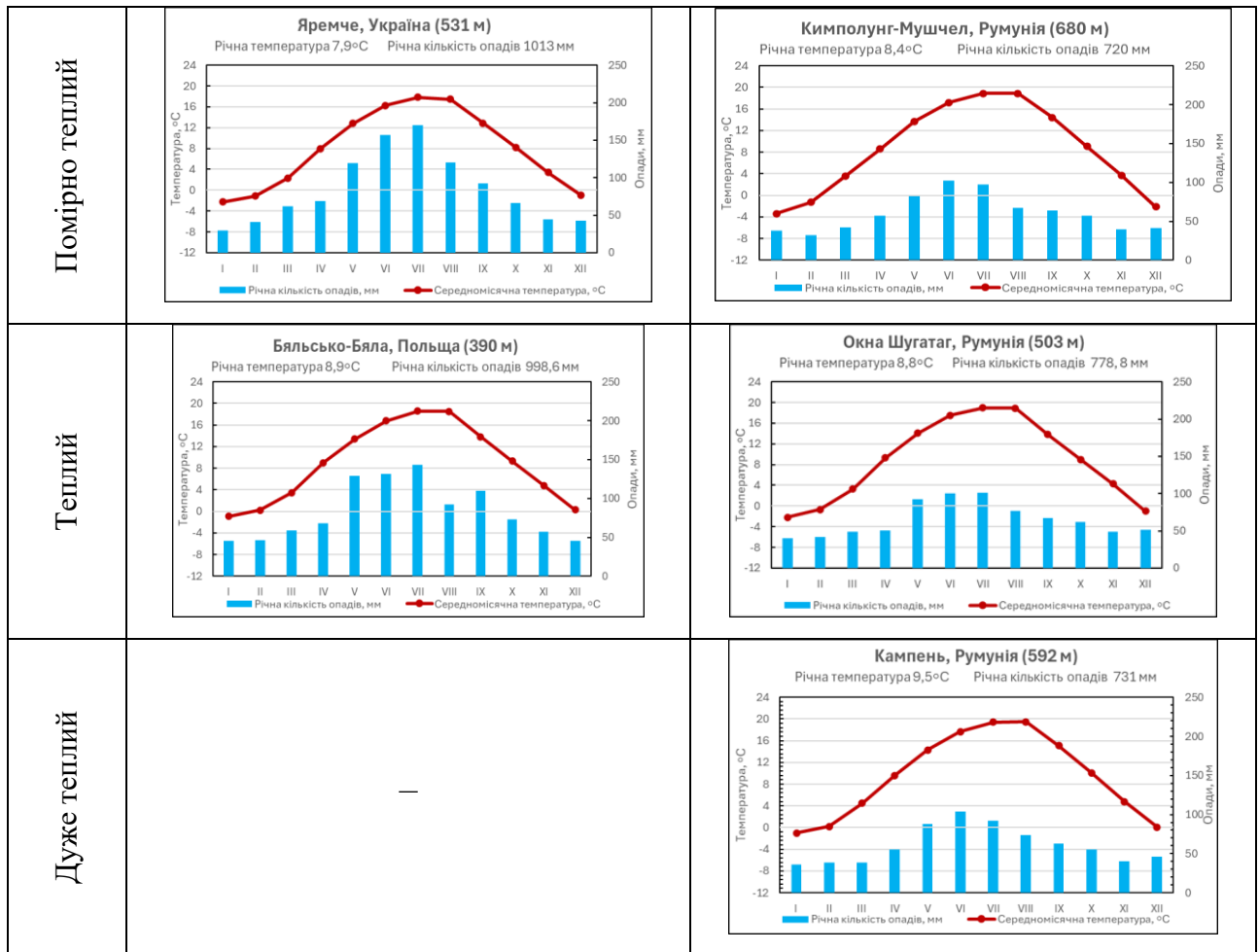
Найхолодніші кліматичні висотні смуги поширені у межах високих гір (за класифікацією КЗ) середньому на висотах понад 2000 м н. р. м. Річна ізотерма -2°C слугує індикатором снігової лінії. За результатами метеорологічного моніторингу останніх 30 років такі річні температури повітря стали рідкістю. Кліматично снігова лінія проходить на висоті 2500–2600 м н.р.м. (Zasadni & Kłaryta, 2016). Тому багаторічна мерзлота виявлена фрагментарно у Західних Карпатах (Татрах) і у Південних Карпатах (Фегараш, Ретезат, Бучеджь), і не виявлена взагалі у Східних Карпатах (Dobiński, 2004; Kędzia & Kotarba, 2018). Холодні біокліматичні смуги відповідають альпійському типу клімату (полярному) ET (рис. 3.9), для якого характерні середні температури повітря найтеплішого місяця у діапазоні 0 – +10°C.

Морфометричні та морфологічні особливості рельєфу нуклеарного альпійського регіону сформовані плейстоценовим зледенінням з гострими гребнями та крутими схилами, що зазнали активного вивітрювання, каменепадів та снігових лавин. Такий рельєф добре виражений тільки у Татрах і Південних Карпатах. Окрім того, у Південних Карпатах на цих висотах поширені ще й старі денудовані поверхні з помірно крутими схилами, що сприяло найтривалішому відгінному вівчарству на найбільших площах у Європі. Про це згадується ще у дослідженнях Карпат початку ХХ ст. (de Martonne, 1917).

Розвиток ландшафтів у цих нуклеарних регіонах найбільш термічно залежний, а тому найкраще відображає багатолітні зміни термічного режиму (Fisher et al., 2018). Найвищі значення річної кількості атмосферних опадів у Карпатах зафіксовано на найвисокогірніших ділянках Західних Карпат. Однак уже в Південних Карпатах на цих же висотах значення майже удвічі менші (табл. 3.5). Місу et al. (2015) виявлено, що у Південних Карпатах на висотах понад 1800 м градієнт атмосферних опадів стрімко знижується. Верхня межа дуже прохолодної смуги (річна ізотерма +2°C) (табл. 3.4) у Південних Карпатах розташована приблизно на 200 м вище порівняно із провінцією Західних Карпат. Гірський геоекотон верхньої межі лісу пов'язують із річною ізотермою +2°C та ізотермою липня +10°C. Така липнева температура упродовж останніх 30 років

Кліматичні норми 1991–2020 рр. у біокліматичних поясах
(за даними інструментальних спостережень метеостанцій)

Біокліматичні пояси	Північний і північно-східний макросхил	Південний і південно-західний макросхил
Дуже холодний	<p>Ломницький Штіт, Словаччина (2634 м) Річна температура -2,9°C Річна кількість опадів 1902,4 мм</p> 	—
Холодний	<p>Чопок, Словаччина (1995 м) Річна температура -0,1°C Річна кількість опадів 1187,8 мм</p> 	<p>Варфу Ому, Румунія (2504 м) Річна температура -1,8°C Річна кількість опадів 950,1 мм</p> 
Дуже прохолодний	<p>Чехлеу Тока, Румунія (1897 м) Річна температура 1,3°C Річна кількість опадів 693,3 мм</p> 	<p>Тирку, Румунія (2186 м) Річна температура 1,7°C Річна кількість опадів 1062 мм</p> 
Прохолодний	<p>Лиса Гора, Чехія (1322 м) Річна температура 3,7°C Річна кількість опадів 1459,3 мм</p> 	<p>Влидяся, Румунія (1837 м) Річна температура 2,8°C Річна кількість опадів 1043,8 мм</p> 
Помірно прохолодна	<p>Закопане, Польща (855 м) Річна температура 6,2°C Річна кількість опадів 1144,9 мм</p> 	<p>Кекештето, Угорщина (1012 м) Річна температура 6,4°C Річна кількість опадів 814 мм</p> 



«—» означає відсутність метеостанцій з результатами спостережень, які відповідають характеристикам цієї біокліматичної смуги

була типовою тільки для найвисокогірніших метеостанцій у Західних і Південних Карпатах на висотах понад 2000 м н. р. м. Ареал таких висот займає менше 1% території Карпатських гір. Окрім того, морфометричні характеристики гірських масивів додають специфіки у розташуванні гірського геоекотону. Так, чим масивніший гірський хребет і ближче до нуклеарного центра, тим вище поширюватимуться по схилах лісові ландшафти (Czajka, Łajczak, & Kaczka, 2015). Тривалий антропогенний вплив (відгінне вівчарство та зведення лісів) вплинув на розширення гірського геоекотону верхньої межі лісу у Карпатах. Тепер він розташований у широкому діапазоні висот 1200–1900 м, особливо у Південних Карпатах.

У межах середньогір'я Карпат, які також відносять до високих або високих розкиданих гір (за класифікацією К3), простежуємо біокліматичні смуги –

нуклеарні регіони з найбільшим лісовим біорізноманіттям (у діапазоні висот 600–1500 м н. р. м (табл. 3.5, рис. 3.14). На нашу думку, цьому сприяє безпосередній вплив високогірного ядра збурення кліматичних полів та різноманіття літології порід. У теплий період року на висотах 1000–1500 м н. р. м. також відбувається орографічна інтенсифікація процесів конденсації. Відповідно на цих висотах спостерігається найстрокатіший просторовий розподіл атмосферних опадів. У межах лісових поясів Карпат випадає висока річна кількість атмосферних опадів (середня багаторічна кількість подекуди досягає 1800 мм). Ми виявили, що в українській частині Східних Карпат градієнт атмосферних опадів влітку максимальний саме у цій смузі на висотах до 1500 м н. р. м. (табл. 3.4).

Швидкість висотної зміни кліматичних характеристик суттєво відрізняється у різних природних провінціях з огляду на геометрію гірських хребтів. Так, поступова зміна нуклеарних регіонів з висотою найбільше притаманна для Східних Карпат. З цієї ж причини тільки у цьому краї розвиваються широкі інверсійні термічні пояси у діапазоні річних температур $+4$ – $+7$ °С. Їх можна ідентифікувати на північно-східному макросхилі за появою широколистяних лісів вище прохолодного біокліматичного поясу. У Західних Карпатах вони поширені фрагментарно на пологішому північному макросхилі, у Південних – на пологішому південному.

Прохолодна біокліматична смуга, яка оптимальна для проростання хвойних лісів, поширена фрагментарно у низькогір'ях Центральних Бескидів, Північноугорських Карпат, Бещад і Східних Бескидів. У Західних Карпатах прохолодна смуга досягає висоти 1500–1550 м н. р. м на північних схилах Татр. Для порівняння, на вершинах Високих Татр середня температура повітря влітку на 8 °С нижча, ніж на верхній межі лісу (Kędzia & Kotarba, 2018). У Західних Карпатах у цій смузі найбільші площі з-поміж решти регіонів займають ліси із домінуванням ялиці, особливо у Словацьких Татрах. Цьому посприяла менша антропопресія і велика кількість адвективних атмосферних опадів, особливо навесні. Виявлено, що ялиця у мішаних лісах, порівняно з іншими типовими карпатськими деревними

породами, краще адаптується до посух, які почастишали у XXI ст. (Bosela et al., 2015; Horodnic & Roibu, 2020; Teodosiu et al., 2019).

Суцільна неперервна хвойнолісова смуга простягається до висоти 1550 м н. р. м. у Східних Карпатах. Тут переважають монодомінантні ялинові ліси клімаксового типу як наслідок тривалої історії цілеспрямованого штучного заліснення. Вони займають найбільші простори північно-східного макросхилу у Горганах, Свидовці і Чорногорі (рис. 3.16). Саме для цих ділянок характерна найбільша річна кількість атмосферних опадів. Просторові карти полів розподілу значень омброрежиму (індикатор зволоженості із врахуванням термічних умов) території Європи вказують на мінімальні зміни цих значень упродовж XX-XXI ст. (Дідух & Винокуров, 2021). За умов тепліших і вищих температур повітря у серпні місяці упродовж останніх десятиліть у регіоні виникли ще сприятливіші умови для заліснення і проростання ялини вище 700 м. Проте такі умови потенційно обмежено сухими зимами (Begović et al., 2023; Bouriaud & Pora, 2009). Окрім того, ялина найкраще природно відновлюється і спонтанно ренатуралізує антропогенно знижену верхню межу лісу (Стойко, 2003).

У Південних Карпатах смуга хвойнолісових ландшафтів на 200 м розташована вище, ніж у Західних. Цей пояс зазнав найбільшого антропогенного впливу (інтенсивне відгінне вівчарство та вирубка), тому сучасні його межі кліматично детерміновані найменше (9,7% над кліматично зумовленою межею) (Czajka, Łajczak, & Kaczka, 2015; Kucsicsa & Bălțeanu, 2023). До несприятливих чинників росту ялини звичайної (панівної у цій смузі) у Південних Карпатах, як і меншою мірою в інших регіонах Карпат, додалось зростання повторюваності екстремальної літньої спеки разом з дефіцитом ґрунтової вологи (Kholiavchuk et al., 2024). Такі зміни чинять опосередкований вплив на деградацію цієї смуги, видозмінюючи ґрунтоутворення, водний режим та сприяючи інвазії шкідників (Дідух, 2016).

У теплих низькогірних і передгірних смугах Карпат панують термічно оптимальні умови для розвитку широколистолисових ландшафтів, про що свідчать найбільші відповідні їм біокліматичні смуги (рис. 3.14). Букові і буково-смерекові ліси охоплюють найширший діапазон висот (відносні висоти 800–900

м). Упродовж останніх 30 років, за сприятливих кліматичних умов (сума активних температур від 1600 до 2400 °С), ці ліси досягають 1400–1500 м н.р.м. на південних макросхилах (Дідух, 2016). Влітку на цих висотах виявлено найвищі пльовіметричні градієнти (20–30 мм/100 мм), що перевищують значення 60–80-х рр. ХХ ст. (Сакали и др., 1985).

Постійна і тривала сукцесія у пізньому голоцені бука разом з ялицею у Карпатах пов'язана з пом'якшенням клімату (вологим літом і теплою зимою) (Kholiavchuk et al., 2024). В результаті букові ліси займають найбільшу територію схилів Карпат. Окрім того, буки, як домішка у смерекових лісах на висотах 800–1200 м, є індикатором інверсійних теплих смуг. На тлі глобального потепління та внаслідок масового всихання ялинових деревостанів, сукцесія бука відбувається у напрямку з нижніх частин схилів до середньогір'їв. Ці схили також добре зволожені в українській частині північно-східного макросхилу Східних Карпат. У передгір'ях і низькогір'ях південно-східної частини Східних Карпат та у Південних Карпатах монодомінантні букові ліси найбільш вразливі до дефіциту літніх атмосферних опадів.

Дубові ліси приурочені до найтепліших передгірних і низькогірних ділянок південних макросхилів до висоти 700 м н. р. м. Орографічно саме ці ареали зазнають найбільшого дефіциту атмосферних опадів і ґрунтової вологи, будучи приуроченими до карпатського флішу (Hlásny et al., 2016; Shvidenko et al., 2017; Дідух, 2016). Історія розвитку цих лісових ландшафтів в голоцені показує, що дубові ліси проростали упродовж усього часу, адаптуючись до різних кліматичних умов (Kholiavchuk et al., 2024). На тлі теперішнього потепління прогнозовано висотне розширення смуги цих лісів, однак такі ліси вразливі до експансії паразитів, як виявлено у Західних Карпатах за посушливих умов (Doležal et al., 2010).

Виявлені автором біокліматичні пояси загалом відповідають типам клімату за Кеппеном – Гейгером. У Карпатах переважаючим є прохолодний тип клімату D, який відповідає лісовим біокліматичним смугам (рис. 3.9). Основні відмінності в межах типу D стосуються середніх температур повітря найтеплішого і найхолоднішого місяців. Відповідно у Карпатах та його

передгір'ях можна простежити підтипи клімату Dfb, особливості якого описані у попередньому підрозділі. У гірській частині Карпатської гірської країни домінантним є підтип Dfc. Він відповідає прохолодній біокліматичній смузі хвойнолісових ландшафтів. Такий підтип клімату відрізняється від попереднього холоднішими умовами теплого періоду року – тільки 1–3 місяці з середньою температурою повітря вище +10 °С.

Значна протяжність гірського масиву Карпат із заходу на схід на тлі морфоструктурних відмінностей визначає розвиток секторних відмінностей клімату провінцій, які, в свою чергу, пов'язані зі збільшенням його континентальності. Такі відмінності розглянуто у межах різних провінцій Карпат, чому присвячений наступний підрозділ 3.4.

3.4. КЛІМАТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ МОРФОЛОГІЧНИХ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ

Карпати розташовані між 44° і 50° пн. ш. 17° і 27° сх. д. на теренах площею понад 170000 км². Карпати – третя за протяжністю (1500 км) гірська споруда в Європі. Карпатські гори – одна з найбільш «покручених» і розчленованих частин альпійського горотвірного поясу в Європі, що є наслідком складної тектонічної будови і строкатої петрографії. Її формує складна система гірських масивів і пасом, які відділені один від одного поздовжніми і поперечними долинами та численними улоговинами. Такі морфоструктури модифікують макроклімат гірської країни та її провінцій. Цей вплив проявляється у мезокліматичних рисах природних областей, а в їхніх межах мозаїці мікрокліматів.

Всі ці риси визначають кліматичні особливості конфігурацій морфологічних ландшафтних регіонів провінцій Карпат. Відповідно у цьому підрозділі нами проаналізовано кліматичні умови ландшафтних провінцій Карпат з виокремленням і типізацією комбінацій морфологічних ландшафтних регіонів. У ході дослідження основна увага приділялась таким орокліматогенним властивостям: бар'єрному і депресійному вплив рельєфу; інсоляційній та циркуляційній експозиції схилів.

Окрім гіпсометричних особливостей (проаналізовані у підрозділі 3.3), дугоподібна форма споруди створює специфічні бар'єрні ефекти у проявах глобальних атмосферних циркуляцій. Ще одна важлива особливість гірської геометрії стосується різної ширини гірських хребтів. Ширина цілісної споруди у північно-західній частині становить 250 км. У західній частині споруда найширша (430 км), у центральній – найвужча (120 км). Морфологічно поділ на Зовнішні у Внутрішні Карпати пов'язаний зі смугою міжгірних улоговин.

На глобальному рівні Західні Карпати розглядають як продовження Східних Альп, а Південні Карпати переходять у Балканські гори (Lóczy et al., 2012). Виразне зниження і звуження всього карпатського ланцюга в північно-східній частині зумовлює перший головний внутрішньокарпатський розділ. Тут висоти Бещад та Східних Бескидів (Серединних Карпат) не перевищують 1000 м н. р. м., а найменша висота 500 м н. р. м. Ця територія утворює найбільшу орографічну прогалину в системі суальпійських, альпійських, і навіть хвойнолісових ландшафтів Карпат, будучи потенційно потужним бар'єром для поширення і міграції високогірних рослин із заходу на схід (Ronikier, 2011). Це зниження відділяє Західні Карпати від інших частин гірської системи. Південні Карпати також обмежені передгірними прогинами у долинах Прахова, р. Муреш і Тіміш-Черна (Bălțeanu et al., 2012). На заході вони переходять в ізольований масив Апушень (з найвищою г. Чуркубата, 1847 м н. р. м), покритий переважно широколистяними лісами, де немає типових альпійських ландшафтів. Описані особливості сприяють прояву депресійний орокліматогенних ефектів. Вони пов'язані з переходами між глобальними гірськими системами, внутрішніми провінціями та наявністю значних за розмірами міжгірних улоговин.

Означені умовні внутрішні орографічні поділи карпатської дуги слугують підставою для виділення кліматично відмінних регіонів Карпат. У ході досліджень природи Карпат застосовувалась низка підходів до регіоналізації Карпатського мегарегіону (Alberton et al., 2017; Haas, 2012; Kondracki J., 1978; Рибін, 1973). Найзгадуваніше у науковій літературі – ландшафтне районування за Кондрацьким (1978), де враховано морфометричні, гідрографічні та геологічні особливості гірської споруди. Згідно з цим районуванням у межах Карпат

виділені чотири природні провінції: Західні, Східні та Південні Карпати, Південно-Західні (Апушенські) гори (рис. 3.16.).

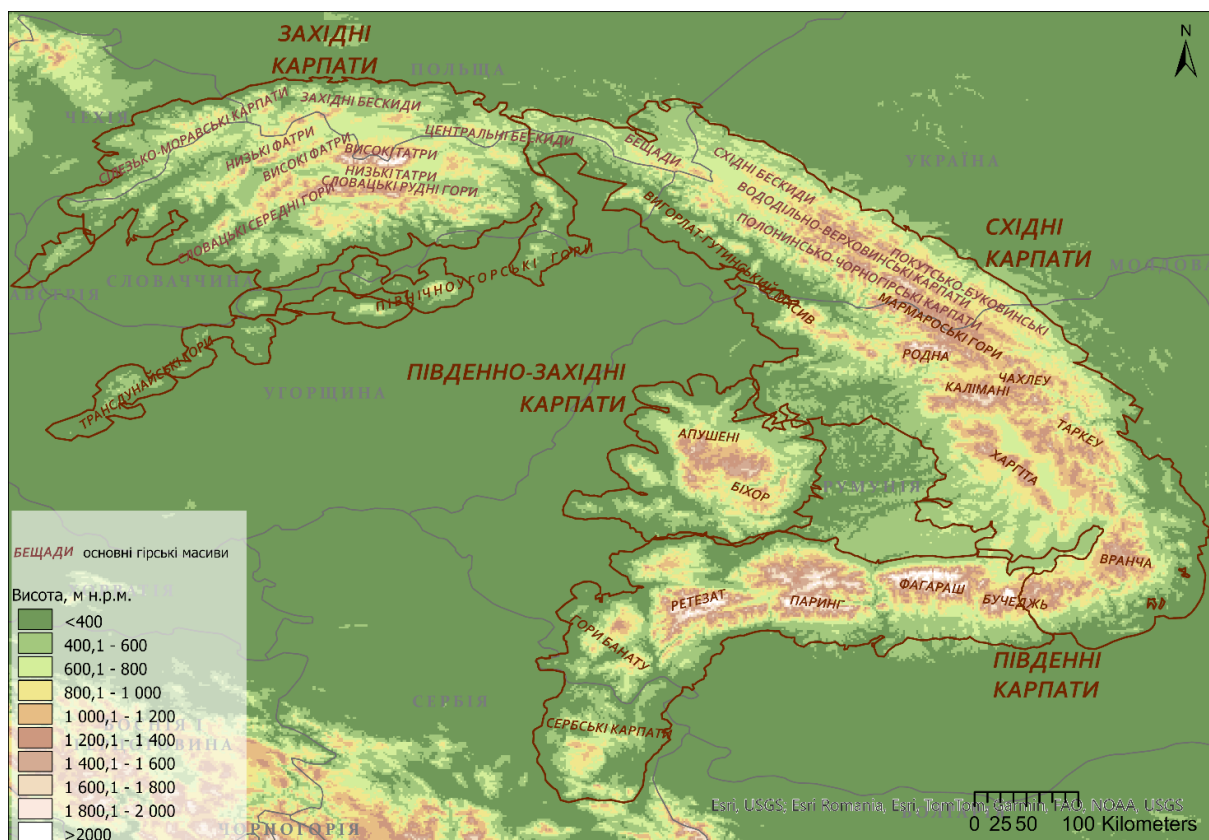


Рис. 3.16. Ландшафтні провінції Карпат і найбільші гірські масиви. Делімітація гірської споруди Карпат здійснена автором на основі глобальної класифікації гір (Sayre et al., 2018). Межі між ландшафтними провінціями визначено на основі (Kondracki, 1978; Lóczy et al., 2012; Рибін, 1973)

Ці чотири провінції у нашому дослідженні взято за основу при розрізненні кліматичних рис конфігурацій морфологічних ландшафтних регіонів. Вони з'єднують карпатську дугу у вигляді хорди. До них ми віднесли: Західні Карпати (від Девінських Воріт і до Тилицького і Лупківського перевалів); Східні (від Тилицького перевалу до перевалу Предял в Румунії); Південні (від перевалу Предял до Залізних Воріт р. Дунай і Сербські Карпати); Південно-Західні Карпати (Апушень) (рис. 3.16). В середині карпатської дуги знаходиться Трансільванське плато, яке вважають частиною Карпатської ландшафтної країни. У дослідженні цей регіон проаналізовано як периферію Карпатської гірської системи за екологічним підходом.

Західні Карпати – найширша ландшафтна провінція з найвищим карпатським масивом Татри. Довжина цього гірського краю досягає 400 км, ширина понад 400 км, висота до 2655 м. Край розділяють на Зовнішні Західні Карпати (північна частина) та Внутрішні Західні Карпати (південна частина) (Lóczy et al., 2012). Гори складені з хребтів та ізольованих масивів загального напрямку з південного заходу на північний схід. На півночі простягаються середньовисотні передові хребти Бескидів.

Центральна частина Західних Карпат – це високогірні та середньогірні масиви Татр і Фатр, розділені глибокими улоговинами. Для верхньої частини гір характерні альпійські форми рельєфу. Південну частину Західних Карпат утворюють середньовисотні плосковершинні масиви – Словацькі Рудні гори, Словацькі Середні гори, Північноугорські і Трансдунайські гори) (Lóczy et al., 2012). (рис. 3.16). Більша частина території Західних Карпат по їхньому периметру досить різко окреслена прилеглими долинами. На північному заході й півночі вони відокремлені від Чеського масиву Сілезькою передкарпатською низовиною; від Судет – Моравською брамою. На півдні Паннонська рівнина розмежовує Альпи, Динарські Альпи та Східні Карпати. На сході і північному сході Західні Карпати оточені Східнославацькою та Сандомирською низовинами і долиною р. Горнад басейну Дунаю. Проте, через досить високі Серединні Карпати перехід до Східних Карпат виражений не чітко.

Ми вважаємо, що кліматично ядроформує масиви у Західних Карпатах – Татри, Велика Фатра та Словацькі Рудні гори. У прояві конфігурації нуклеарних регіонів зокрема їх можна вважати ізольованим масивом, вплив якого на розподіл кліматичних полів вниз схилами матиме кільцевий характер розподілу. Тут середньорічна температура повітря знижується від +7 °C у передгір'ї до -3 °C на найвищих вершинах (рис. 3.17). Розподіл ізотерм має замкнуту кільцеву структуру навколо найвищих масивів, вказуючи на кліматичну відособленість морфологічного регіону Західних Карпат. Вона найбільш помітна у теплий період року (рис. 3.11).

Середня багаторічна сума атмосферних опадів зростає з висотою, але найбільша кількість опадів випадає на північних схилах на висотах 1500–1900 м

н. р. м., передовсім у теплий період року. У холодний період року, однак, найбільша кількість опадів випадає на найвищих вершинах (Niedźwiedz, 2003). У цих масивах зафіксована найвища середня багаторічна кількість атмосферних опадів – 1600–2000 мм.

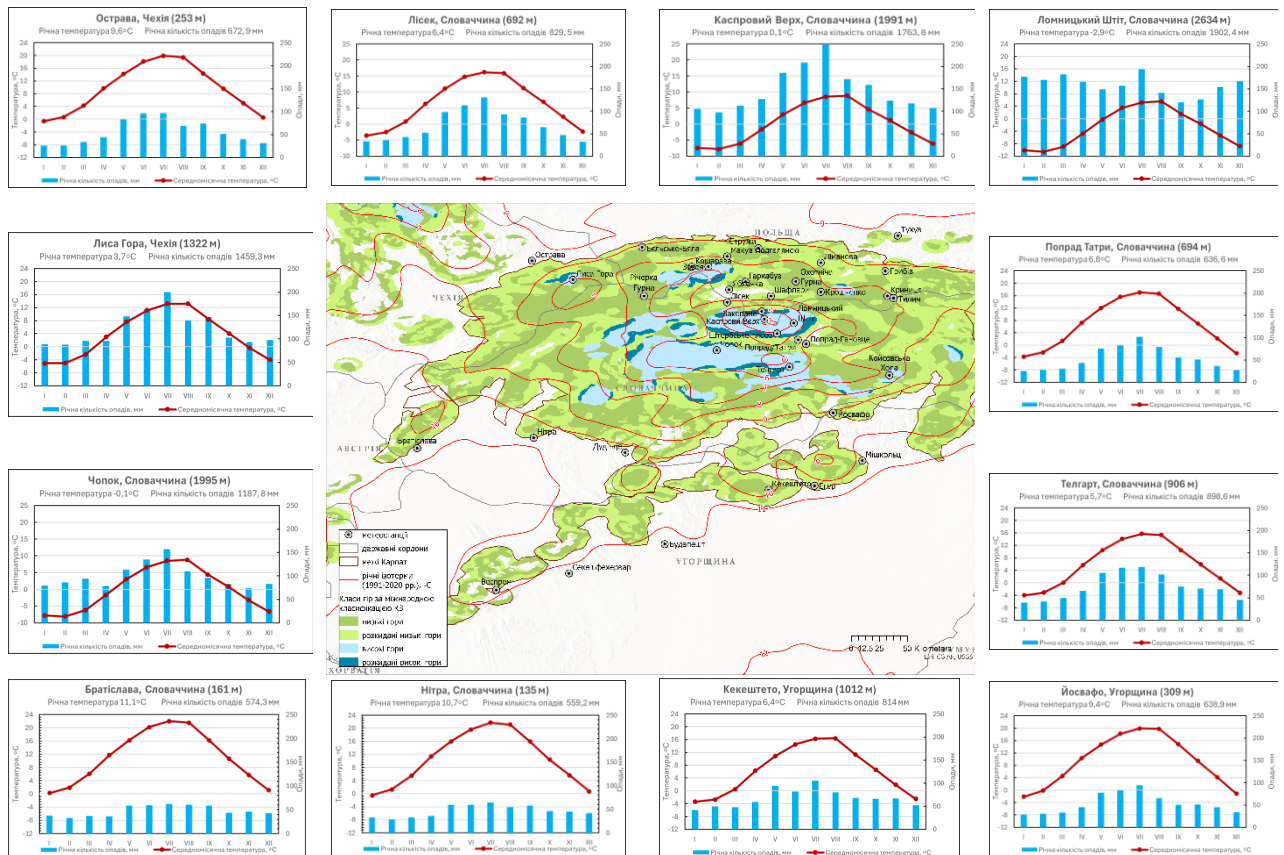


Рис. 3.17. Середні багаторічні температури повітря та кількість атмосферних опадів у Західних Карпатах (за даними інструментальних спостережень метеостанцій 1991–2020 рр.)

Якщо на відкритих високогірних ділянках (понад 2200 м) хід атмосферних опадів упродовж року більш-менш вирівняний, то у середньогір'ях цих масивів сезонний хід суттєво відрізняється на схилах різної експозиції. Найбільший вплив атлантичних циклонів проявляється у великій кількості опадів у літні місяці у передових низкогір'ях Бескидів. Наприклад, у Моравсько-Сілезьких Бескидах (метеостанція Лиса Гора) кількість атмосферних опадів за рік може досягати 1500 мм. Хоча за рік у південній частині Західних Карпат випадає менша кількість атмосферних опадів порівняно з іншими ділянками, місяці

холодного періоду року більш зволожені, за винятком внутрішніх передгір'їв (метеостанцій Нітра і Йосвафо) (рис. 3.17).

Окрім того, у межах цього регіону мозаїчності мезокліматів сприяють широкі внутрішні низькогірні улоговини Оравсько-Новотарської та Підтатранської областей. У них (за даними метеостанцій Попрад і Лісек) річна кількість атмосферних опадів не перевищує значення, які характерні для передових передгір'їв Східних Карпат. У цих довготно зорієнтованих улоговинах розвивається ефект дощової тіні і термічні інверсійні умови (Cebulska et al., 2013; Rączkowska et al., 2012; Twardosz & Cebulska, 2010). Тому, очевидно, що палеокліматичні реконструкції широких внутрішніх улоговин Західних і передгір'їв Східних Карпатах можуть слугувати аналогами або ж еталонними (палеокліматотопами) один для одного.

Ландшафтний регіон Східних Карпат – найпротяжніша частина Карпат. Край простягається на 750 км, а висоти досягають до 2303 м (гора П'єтрос у масиві Родна). Найвищі масиви Полонинські Карпати, Свидовець, Чорногора, Мармарош, Родна, Калімань, Чехлеу слугують високогірною кліматичною віссю, що співпадає з високогірним класом гір за класифікацією КЗ. Тут виразними є широкі низькогірні пояси, особливо на північно-східному макросхилі. Вони сприяють динаміко-орографічному посиленню атмосферних опадів. Східні Карпати порізані річковими долинами і міжгірними улоговинами на низку субмеридіонально орієнтованих гірських масивів. Кліматичні наслідки цього – деформація полів температур повітря та атмосферних опадів, які можна вирізнити на картах регіонального масштабу (рис. 3.18). Депресійні форми рельєфу (міжгірні улоговини, долини) займають понад 30% площі регіону.

Розподіл температур повітря у Східних Карпат стосується повторення ізотермами ходу ізогіпс, що надає регіональній конфігурації морфологічних регіонів рис смугастості у напрямку з північного-заходу на південний схід. Середні річні температури повітря змінюються: від +7—+10 °С у передгір'ях до +5 °С в низькогір'ях; від +3 °С в середньогір'ях до +1 °С у високогір'ї. Найменші зміни спостерігаються на висоті 1000–1500 м, де часто проходить процес хмароутворення з виділенням тепла при конденсації водяної пари, що

сповільнює зниження температури з висотою (Холявчук, 2019). Вище 1500 м н. р. м величини температурних градієнтів з висотою закономірно збільшуються, досягаючи 0,7 °С у високогір'ї (Киналь, 2008а).

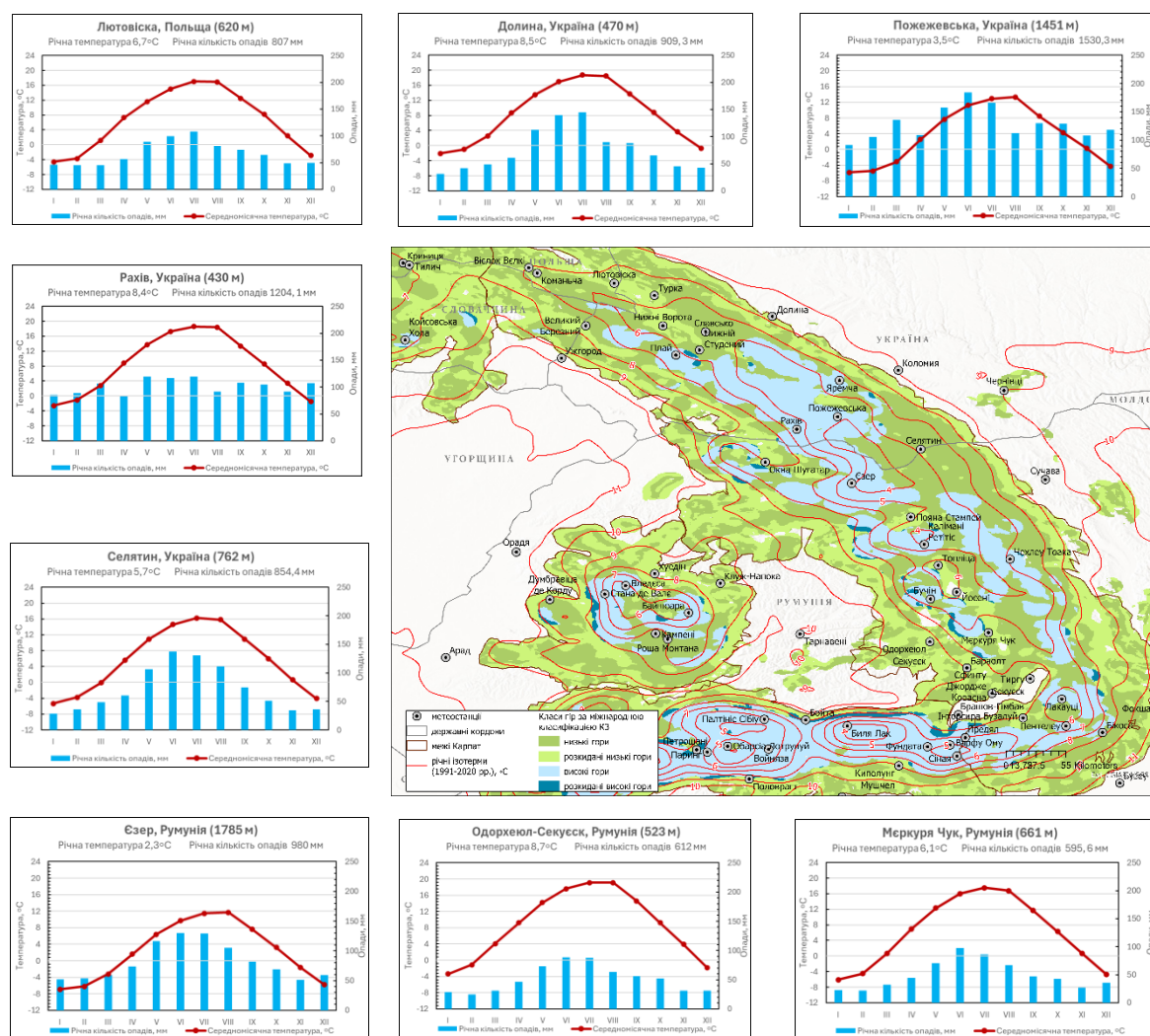


Рис. 3.18. Середні багаторічні температури повітря та кількість атмосферних опадів у Східних Карпатах (за даними інструментальних спостережень метеостанцій 1991–2020 рр.)

Означені особливості підтверджують ймовірність швидших та/чи значиміших змін клімату у високогірній смузі та циркуляційну залежність змін клімату у лісовій смузі. Упродовж метеорологічної зими температурні контрасти дещо знижуються, а клімат із підвищенням висоти стає менш континентальним. Про це свідчить зниження амплітуд температур від 22–23 °С у передгір'ях до 17–20 °С у горах (Голубец и др., 1988).

Окрім того, у Східних Карпатах розподілу температур повітря часто притаманний інверсійний характер, особливо взимку. Інверсії стають помітнішими з висотою. Такі умови проявляються у смузі міжгірних улоговин: Воловецько-Межигірській котловинах, Ворохто-Путильському низькогір'ї, у міжгірній долині р. Бістріца та р. Олт, долині Брашова на висотах 500–700 мм н. р. м. (рис. 3.10). Днища таких долин у денний час за будь-якого стану неба в середньому на 1,5 °С тепліші від навколишніх схилів, а у нічний час до 4 °С холодніші (Токмаков & Антонова, 1963). Найчастіше інверсії виникають у півкілометровому приземному шарі повітря. Діапазон розвитку інверсії складає влітку від 300–400 м до 500–600 м взимку (Apostol & Sfiică, 2013; Киналь, 2013). Для таких мезокліматичних областей, на нашу думку, будуть менш виражені швидкі зміни клімату, підтвердження чого знаходимо у (Sfiică et al., 2019; Tomozeiu et al., 2002).

Найвищі масиви визначають перерозподіл вологи у регіоні. Результатом орокліматогенної взаємодії циркуляційних потоків є неоднорідне поле атмосферних опадів. Основна частина атмосферних опадів фронтального генезису пов'язана із західним перенесенням вологи (понад 50 % упродовж року з північного заходу на південний схід і з заходу на схід) (Токмаков, 1974). Атмосферні фронти, що проходять північніше Карпат, зазнають орографічних деформацій над горами, посилюючи атмосферні опади у передових низькогір'ях. Атмосферні фронти з північно-західного напрямку найчастіші, але менш повторювані фронти з південного заходу приносять більшу кількість атмосферних опадів.

Розташування високих хребтів відносно потоку вологого повітря з Атлантики та Адріатичного моря, а також коротка відстань транспортування спричиняють сильні опади (≥ 50 мм за 12 год) на південно-західних схилах Східних Карпат. Наприклад, Келіманські гори – один з найзволоженіших масивів, які на відміну від південніше розташованих хребтів Східних Карпат, не зазнають бар'єрної дощової тіні Південно-Західних Карпат. Окрім того, орографічний вплив на поле атмосферних опадів спостерігають у характеристиках опадів над суміжними просторами на північному сході. Так, у холодний період року орографічне послаблення опадів фіксуються північніше

Східних Карпат на відстані до 50–200 км на північ, а взимку на відстані 150–300 км східніше від Східних Карпат (Киналь, 2008b).

Орографічні особливості зумовлюють такий розподіл річної кількості атмосферних опадів у Східних Карпатах: у передгірно-низькогірній смузі – 1200–1400 мм на південно-західному макросхилі, у середньогір'ї – до 1700 мм, і дещо нижчою є кількість опадів у високогір'ї (1300–1500 мм) на обох макросхилах (дод. Ж2) (Fârcaș et al., 2013; Niedźwiedź, 2012; Киналь, 2008b). У сезонному ході із заходу на схід до масивів Черногора – Родна пік атмосферних опадів припадає на липень, східніше – на червень. У Східних Карпат в межах території сучасної Румунії кількість атмосферних опадів за рік уже значно менша. Так, у південних низькогір'ях Буковинських Карпат досягає тільки 700 мм (м. Кимполунг Молдованеск), що менше, ніж у внутрішніх північних низькогір'ях (с. Селятин – 850 мм). Ці риси свідчать про східчастий розподіл атмосферних опадів з максимумами їх значень на передових низькогірних і середньогірних масивах, нижчими – на високогірних ділянках і найменшими кількостями – у пловіометричних депресіях внутрішніх низькогір'їв.

Південні Карпати – широтно зорієнтована ландшафтна провінція з високогірними платоподібними масивами Бучеджь, Фегараш, Ретезат, Паринг, Суряну із переважанням (понад 80%) відносних висот понад 500 м. Вони формують, подібно до Західних Карпат, кільцеву структуру нуклеарних регіонів, дещо витягнуту у широтному напрямку з різкими переходами до низькогір'їв по обидва боки високогірної осі. Відповідно для клімату обох макросхилів провінції характерна найбільша схожість, хоча північний макросхил стрімкіший (рис. 3.19). Східна межа провінції, яка виділена румунськими геоморфологами по долині Прахова (Vâlțeanu et al., 2012), на наш погляд, кліматично не є виразною. Поля середньорічних і місячних температур та атмосферних опадів замикаються значно східніше, охоплюючи масиви Чукас і Пентелеу. На нашу думку, тільки для масиву Вранча, чітко характерні континентальні кліматичні особливості Курбурських Карпат.

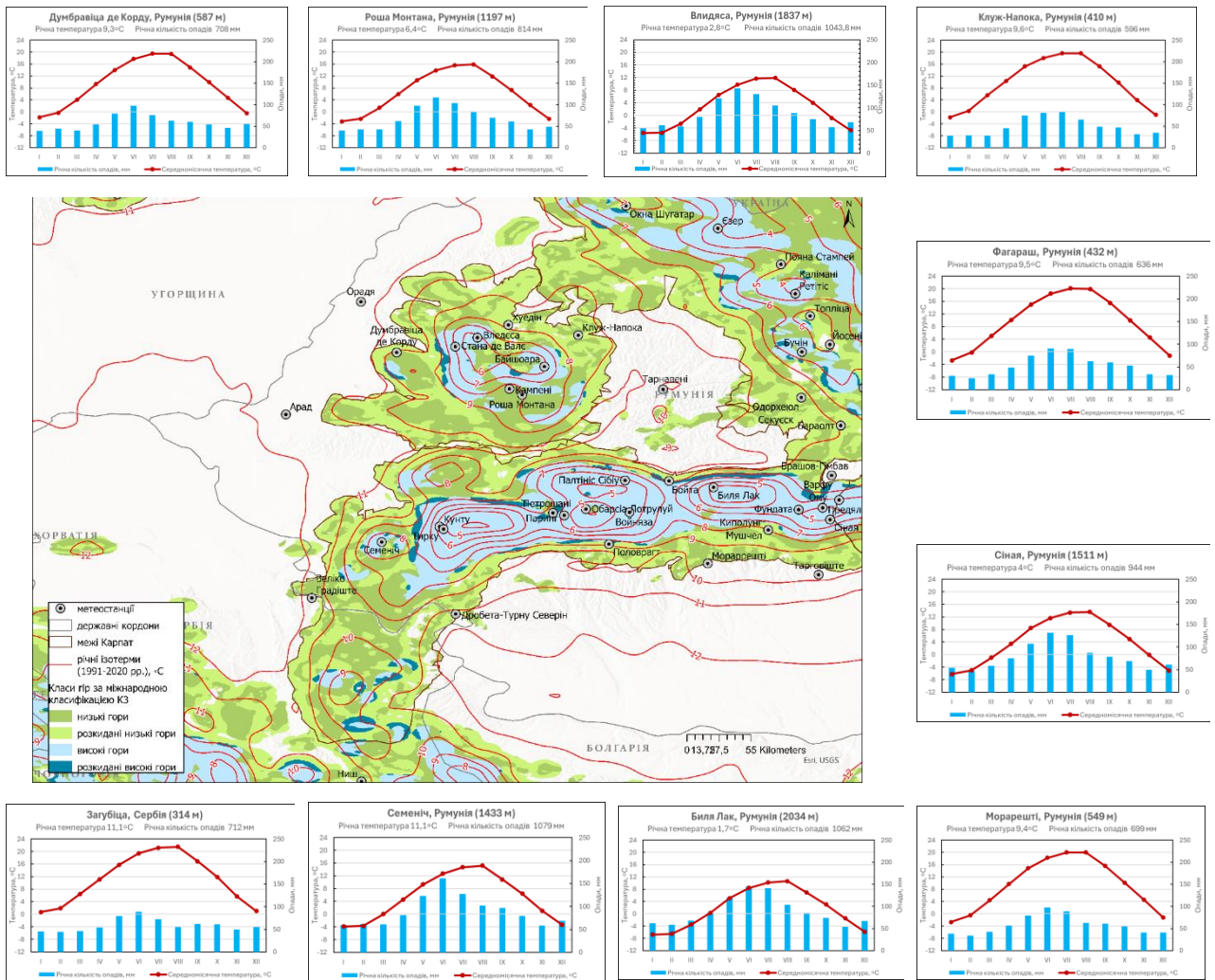


Рис. 3.19. Середні багаторічні температури повітря та кількість атмосферних опадів у Південних та Південно-Західних Карпатах (за даними інструментальних спостережень метеостанцій 1991–2020 рр.)

Найнижчі середні температури сягають -2°C на висотах понад 2500 м н.р.м., що на $1-2^{\circ}\text{C}$, вище, ніж у Західних Карпатах на цих же висотах. У Південних Карпатах виявлено такі ж високі температурні градієнти влітку, як і у Західних Карпатах (табл. 3.5). У цій провінції випадає найменша річна кількість атмосферних опадів (1200–1400 мм). Зауважимо, що така кількість сягає максимуму вже у середньогір'ї, а у високогірному поясі кількість опадів з висотою майже не змінюється. Цьому сприяють великі ділянки відносно вирівняних денудованих поверхонь (рис. 3.19). Упродовж року у Південних, як і в східній частині Східних Карпат, максимум атмосферних опадів припадає на червень. Через безперешкодне надходження адвекції вологи з Атлантичного океану та

Середземного моря у західній частині Південних Карпат виявлено рівномірний розподіл атмосферних опадів упродовж року.

Західні циркуляційні впливи встановлено і у річному ході атмосферних опадів у Сербських Карпатах (рис. 3.19). Тут кількість атмосферних опадів навіть у низькогірній смузі досягає 1000 мм (Pavlović et al., 2012). Цьому сприяє динаміко-орографічне посилення атмосферних опадів, що надходять із середземноморськими циклонами. Поля температур повітря та опадів відокремлюють їх від Південних Карпат. Вони відділені від інших масивів каньоподібною долиною р. Дунай. Це найтепліше низькогірне відгалуження, де річні і місячні температури повітря у його найвищих частинах наближаються до температур передгір'їв Східних Карпат (рис. 3.19). Тому ми вважаємо, що реконструйований клімат передгір'я Східних Карпат у регіоні геоекотону «широколисті ліси – лісостеп» може наближено відображати кліматичні риси карпатських низькогір'їв на території Сербії. Реконструйовані кліматичні характеристики таких палеокліматотопів будуть репрезентативними один для одного за річними значеннями. Однак сезонна структура атмосферних опадів (найвирівняніший хід опадів упродовж року у Карпатах) наближена до західних передгір'їв Західних Карпат.

Риси клімату Південно-Західних Карпат подібні до Південних. Тому на рівні провінцій, на нашу думку, у кліматичному зрізі їх можна вважати одним регіоном. Ядро регіону формує масив Апушень, навколо якого вибудовується поле температур повітря з кільцевою структурою, яка найвиразніша влітку. Однією з особливостей провінції вважаємо асиметрію західного (пологого) і східного (з крутішими схилами) макросхилів. Відповідно на західному макросхилі створюються сприятливі умови для орографічного посилення опадів західної адвекції (Misu et al., 2015b). Менші відносні висоти і невеликі розміри високогірної смуги є причиною напівзамкнених ізотерм та ізогіст для кільцевої структури нуклеарних регіонів взимку і в середньому за рік.

Південні і Південно-Західні Карпати довершують гірську споруду на півдні. В середині цієї дуги утворилась Трансільванська височина з середніми висотами 600–800 м н. р. м. Тут переважають платоподібні поверхні і широкі

річкові долини. Геопросторове положення напівзамкнутої ландшафтної області і стрімкий північний макросхил Південних Карпат сприяють розвитку мезокліматичних рис континентальної міжгірної улоговини. За розмірами вона співмірна із провінцією Південно-Західних Карпат, а кліматичні поля ізотерм та ізогіет, особливо сезонних показників напівзамкнуті. Тому ми вважаємо, що депресійний вплив рельєфу на клімат проявляється на рівні рис клімату провінції з кільцевою конфігурацією морфологічних ландшафтних регіонів.

Така ізольованість Трансільванського плато спричинила розвиток фрагментів макромозаїчного лісостепу на тлі екорегіону Паннонських широколистяних лісів (рис. 3.8) із переважанням буково-дубових і дубових лісів. В понижених південних ділянках котловин Фегараш, Сібіу клімат ще сухіший (річна кількість атмосферних опадів 500–550 мм). Це відображено у появі фрагментів остепованих ксеромезофільних і мезофільних лук. Проте переважання нижчих температур упродовж року (порівняно із південно-східними схилами Курбурських Карпат) (рис. 3.19) і середніх температур липня +20°C (рис. 3.10) спонукають до висновку, що регіон відображає риси кліматично стійкої південної (нижньої у висотній диференціації) межі геоекотону «широколисті ліси – лісостеп». Таке судження узгоджується із дослідженнями (Roleček et al., 2022), які виявили, що специфічне мезофільне різнотрав'я *Trollio-Clematidetum* збереглося з ранньоголоценового часу завдяки розташуванню у сухіший, але прохолодніший міжгірній континентальній улоговині.

Висновки до розділу 3

1. Визначальними в інтерпретації впливу радіаційного кліматотвірного чинника на палеоклімат є врахування особливостей радіаційних характеристик сучасного клімату Карпат: 1) інтенсивність сумарної сонячної радіації може суттєво (до 80%) відрізнитись у висотних нуклеарних ландшафтних регіонах від їх значень у суміжних зональних геоекотонах; 2) орокліматогенний прояв у розподілі сонячної радіації максимальний в Східних Карпатах, у низько- та середньогірному висотних поясах та у теплий період року; 3) просторовий

розподіл короткохвильової сонячної радіації відображає орографічно спричинені циркуляційні відмінності морфологічних регіонів.

2. Збалансоване зволоження упродовж року гірської країни забезпечується комбінацією впливів різних баричних систем завдяки дугоподібній та субмеридіональній геометрії Карпатської гірської споруди. Однак сезонність таких впливів проявляється у різній інтенсивності та висотній міграції циркуляційних паттернів схилами. Виявлено, що циркуляційні відмінності кліматів морфологічних регіонів проявляються у таких рисах: 1) впродовж року зволоження ландшафтних провінцій Західних і Східних Карпат формується переважно синоптичними системами атлантичного генезису і карпатськими циклонами у теплий період року; 2) провінції Східних, Південних і Південно-Західних Карпат періодично зазнають осушувального впливу скандинавського центру дії атмосфери (СКАНД), баричної системи Східна Азія–Західна Росія (СА/ЗР) і рідше сибірського антициклону; 3) значна кількість атмосферних опадів у холодний період року на південному і південно-західному макросхилах приноситься середземноморськими (СК) і місцевими циклонами.

3. Зональне положення гірської країни Карпат в межах екотонних типів ландшафтних регіонів (геоекотонів) широколистих лісів, лісостепу і степу розглядається у зв'язку із широким діапазоном кліматичних флуктуацій. Регіональні кліматичні відмінності геоекотонів виявлено за річними та сезонними характеристиками кліматотонів. Термічними осями кліматотонів «широколисті ліси – лісостеп», «лісостеп – степ» вважаємо літні ізотерми $+20^{\circ}\text{C}$ та $+22^{\circ}\text{C}$, осями зволоження – 600 і 550 мм відповідно. Визначено, що сучасна термічна вісь кліматотону «широколисті ліси – лісостеп» пролягає передгірним геоекотоном Східних Карпат. Сучасна термічна вісь кліматотону «лісостеп – степ» навколо Карпат проходить по лінії міст Братіслава – Будапешт – Мішкольц – Орадя – Ніш – Северін – Бузеу – Фокшань і не співпадає з віссю зволоження. На цій лінії відмінними за зволоженням (майже на 100 мм атмосферних опадів менше за рік) є передгір'я Курбурських Карпат і суміжні з ними рівнини, де найближче до Карпат проходить природна зона степу, а лісостепові ландшафти розвиваються навіть у низькогір'ї.

4. Визначальна риса нуклеарної конфігурації ландшафтних регіонів у Карпатах – асиметрія у поширенні біокліматичних поясів відносно до високогірних ядер ландшафтних провінцій. Пологіші ф протяжніші за висотою північні та північно-східні макросхили Західних і Східних Карпат сприятливі для суцільного поширення прохолодного і помірно теплого біокліматичних поясів. Через орографічну активізацію опадоутворення у цих поясах Східних Карпат багаторічні зміни клімату, як і зміна домінантних лісових формацій, менш виражені. Теплий і дуже теплий пояси переважають на південному та південно-західному макросхилам всієї дуги і розвиваються за умов переважання найбільшого перепаду температур повітря, особливо влітку в Південних і Західних Карпатах. На регіональному рівні у Східних Карпатах інверсійні кліматичні властивості гір відображені у розвитку помірно прохолодного біокліматичного поясу вище прохолодного. Холодний і дуже холодний пояси найвиразніші регіони термічних змін клімату, однак холодний пояс займає менше 1% території Карпат, а дуже холодний поширений фрагментарно тільки у Західних і Південних Карпатах.

5. Конфігурації кліматичних полів морфологічних ландшафтних регіонів Карпат розрізнено за геометрією просторового розподілу ізотерм та ізогіет у ландшафтних провінціях. У провінціях Західних, Південних і Південно-Західних Карпат вони є схожими і у полях температур та опадів набувають кільцевого характеру. У провінції Західних Карпат та області Серединних Карпат кільцева конфігурація ускладнюється широкими міжгірними улоговинами, де проявляється депресійний вплив рельєфу на клімат. Клімат ландшафтної провінції Східних Карпат вирізнено від інших за субмеридіональним розподілом кліматичних характеристик широких нуклеарних поясів. Виявлено, що кліматична межа між ландшафтними провінціями Східних і Південних Карпат проходить східніше від геоморфологічної, на що вказують поля замкнених ізотерм та ізогіет навколо високогірних ядер.

6. На основі виявлених регіональних кліматичних особливостей запропоновано мезоклімати – аналоги, які при здійсненні палеокліматичних

реконструкції можуть слугувати палеокліматопами для просторово віддалених морфологічних регіонів. Клімат внутрішніх улоговин Західних Карпат схожий до клімату передгірних регіонів Східних. Трансільванське плоскогір'я – найбільша міжгірна ландшафтна область, депресійний вплив рельєфу на клімат якої можна вважати регіональним, а гідротермічні особливості репрезентативними для південної межі геоекотону «широколистяні ліси – лісостеп». Клімати західних схилів Західних і Південних Карпат через подібні циркуляційні характеристики клімату, є схожими у контексті вікових змін клімату.

РОЗДІЛ 4. ЗМІНИ КЛІМАТУ РЕГІОНІВ КАРПАТ УПРОДОВЖ ОСТАННЬОГО ТИСЯЧОЛІТТЯ (ДО ПОЯВИ ІНСТРУМЕНТАЛЬНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ)

4.1. ДИНАМІКА КЛІМАТУ КАРПАТ У ГОЛОЦЕНІ

Голоцен – це період (ортоетап) відносно стабільних і теплих кліматичних умов, особливо порівняно з останнім пізньоплейстоценовим льодовиковим періодом (рис. 4.1). Тривалий перехід до голоцену супроводжувався значними кліматичними коливаннями в алереді та дріасі. Тому нижню межу голоцену у різних дослідженнях території Європи датують від 13,3 тис. років до 7,8 тис. років, що свідчить про кліматичну інерційність (Feurdean et al., 2016; Starkel et al., 2013; Tóth et al., 2015; Матвіїшина, 2010).

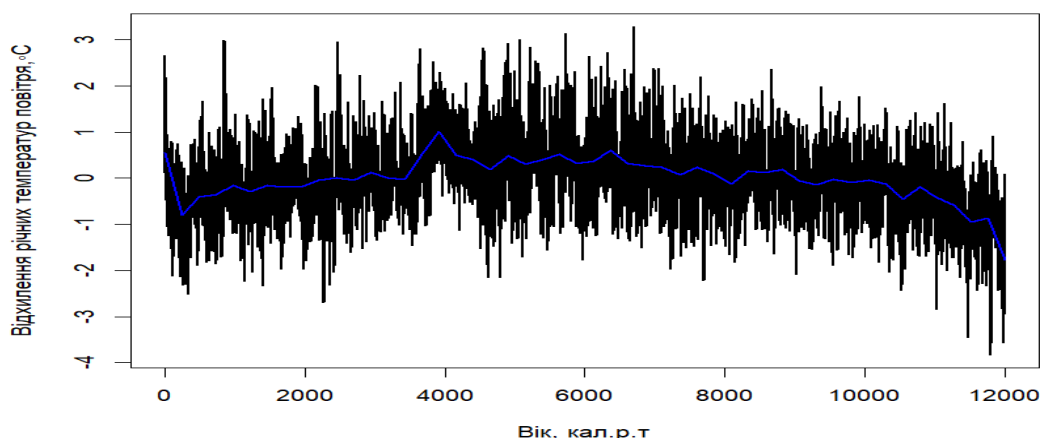


Рис. 4.1. Хід відхилень глобальних річних температур повітря в голоцені (відносно до всього періоду). Створена автором на основі даних (Essell et al., 2023). Синя крива показує згладжені значення температур повітря (методом кубічного сплайну з параметром $span=0,5$)

Коливання клімату в голоцені пов'язуємо, передусім, зі змінами сонячної активності (Magyarí et al., 2013; Mauri et al., 2015; Vecchio et al., 2017; Wanner et al., 2008) (рис. 4.2.), вулканічною активністю (de Silva, 2005; Gałaś, 2016; Sigl, McConnell, et al., 2015; Sigl, Winstrup, et al., 2015; Sun et al., 2021) і варіаціями північноатлантичної термохалінної та атмосферної циркуляцій (Charman, 2018; Hébert et al., 2022; Perşoiu et al., 2017).

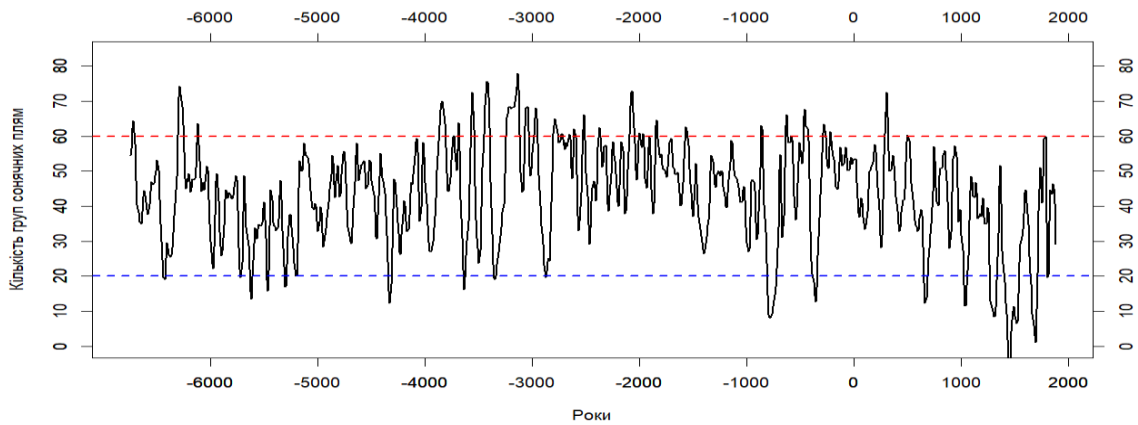


Рис. 4.2. Мульти-проксі реконструкція кількості сонячних плям (за визначенням Вольфа) упродовж останніх дев'яти тисячоліть (створена автором за даними (Wu et al., 2018)). Синя та червона пунктирні лінії позначають низькі (великий мінімум) і високі значення сонячної активності відповідно

Тисячолітній цикл астрономічного генезису до ~10 000 років можна вважати основною причиною поступового підвищення температури повітря протягом раннього голоцену. Кліматичний оптимум голоцену корелює з максимумом форсингу зовнішніх кліматотвірних чинників, тоді як пізньоголоценове похолодання пов'язане зі спадом сонячної активності (Essell et al., 2023).

Згідно з Міжнародною хроностратиграфічною шкалою (Cohen et al., 2020) голоцен поділяють на три періоди: гренландський, північногріпський і мехгалейський. Кожен з них вирізняється характером зміни середньої глобальної температури повітря. Графік ходу річних температур всього голоцену нагадує арабську літеру «ح», перевернуту на чверть оберту праворуч (Vampton, 2023a). Для гренландського періоду характерна висхідна дуга графіка зі швидким підвищенням температури повітря протягом 3500 років, яке закінчується коротким похолоданням в кінці (відоме як подія 8,2 ka). Північногріпський період вирізняється за плато графіка з відносно високими температурами повітря, після яких йде раптове похолодання (подією 4,2 ka) вирізняє. Мехгалейський період виділяють за зниженням температури повітря. Різне зростання глобальної температури упродовж двох останніх століть визначає фінальний підйом графіка температур голоцену ζ (Vampton, 2023b; Marcott et al., 2013).

Такий термостратиграфічний поділ до певної міри відповідає розрізненню періодів за зволоженням. Зміни у кількості атмосферних опадів пов'язують зі зміщенням впливу центрів дії атмосфери, особливо циркуляційного паттерну ПАК влітку і взимку (Longman et al., 2017; Perşoiu et al., 2017). Так, у помірних широтах виділяють відносно вологий ранній голоцен, перехідний період зволоження у середині голоцену і період аридизації пізнього голоцену (Charman, 2018). Їхнє датування дуже різниться у науковій літературі, але загалом спільним можна вважати твердження, що у ранньому голоцені поступове зростання зволоження пов'язане з переважанням фази ПАК-, а після 4700–4200 тис. р. т. відбувся зсув у бік переважання атмосферної циркуляції типу ПАК+. Цей період (з перервами, особливо між 4200 і 2500 кал. р. т.) триває до сьогодні.

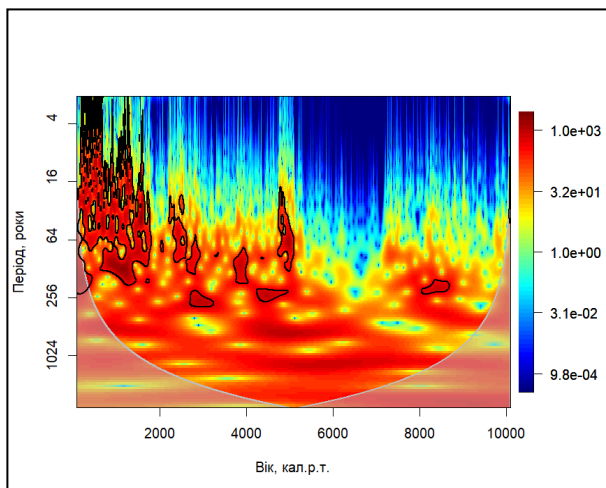


Рис. 4.3. Вейвлет-спектрограма динаміки вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ у льодових відкладах печери Скерішоара, середньогір'я Південно-Західних Карпат. Створена автором на основі даних (Perşoiu et al., 2017). Чорні лінії виділяють області значущої потужності вейвлета на рівні 95% із застосуванням імітаційних тестів Монте-Карло. Затонована область показує конус впливу, де інтерпретація сигналу може бути ненадійною. Кольорова шкала показує спектральну потужність

У Карпатах протягом пізнього голоцену флуктуації клімату (більшою мірою взимку) пояснюють періодичним послабленням (зміщенням) на схід баричної системи Північноатлантичного колювання і злиття з системою Східна Атлантика/Західна Росія (СА/ЗР) (Perşoiu & Perşoiu, 2019; Warken et al., 2018). Такі особливості виявлені нами у створеній вейвлет-спектрограмі за вмістом ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ у льодових відкладах печери Скарішоара у середньогір'ї Південно-Західних Карпат. Вона відображає мінливість атмосферних опадів холодного періоду року (рис. 4.3). Цикли з періодичністю, характерною для

північноатлантичної циркуляції (200, 60, 30 років) стають значимими після 5000–4000 кал. р. т.

Окрім тисячолітніх тенденцій змін клімату Європи, найузгодженішими у палеогеографічних дослідженнях є епізоди швидких змін. Такі короткочасні події 8,2 ka і 4,2 ka – періоди синхронних різких мегасух, низьких температур повітря і вітряних погод тривалістю 200–300 років (рис. 4.1). Вони засвідчені різними палеокліматичними даними по всій Північній півкулі (Hegerman et al., 2020; Onac et al., 2002; Walker et al., 2018). Різкі зміни клімату пояснюють послабленням термохалінної циркуляції в Північній Атлантиці, що призупинило проникнення вологого атлантичного повітря в Європу і сприяло експансії сибірського антициклону на захід (Charman, 2018). Це в свою чергу спричинило прохолодніший і сухіший клімат в регіоні Карпат. Короткочасні похолодання у високогір'ї Карпат відповідають зниженню літніх температур повітря на 0,6–1,2°C у 8700–8500 та 4400–4000 кал. р. т. (рис. 4.4).

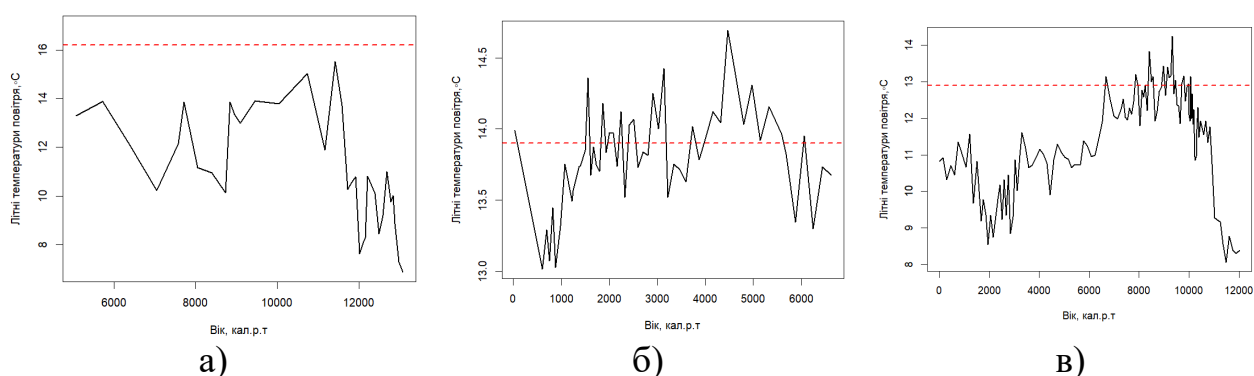


Рис. 4.4. Середні температури повітря літа у голоцені. Побудовано автором на основі реконструйованих за хіронімідами даних: а) низькогір'я масиву Вигорлат, Східні Карпати (Hájková et al., 2016); б) середньогір'я масиву Родна, Східні Карпати (Diasconu et al., 2020), в) високогір'я масиву Ретезат, Південні Карпати (Tóth et al., 2015). Червона пунктирна лінія вказує на середню температуру повітря літа у цих геолокаціях упродовж 1991–2020 р., яка визначена на основі бази даних CRU-TS 4.08

У голоцені подібних швидких тенденцій потепління встановлено у реконструкціях значно менше. Такі періоди під час голоценового кліматичного оптимуму нами виявлено у реконструкціях літніх температур за хіронімідами у

відкладах високогірних озер Карпат (Diaconu et al., 2020; Hájková et al., 2016; Tóth et al., 2015). Зокрема, у Південних Карпатах упродовж 6983–6683 кал. р. т. середня температура повітря липня зросла на 1,1°C, у Західних упродовж 6390–5730 кал. р. – на 1,8 °C, у Східних Карпатах упродовж 4474–4804 кал. р. т. – на 0,8°C (рис. 4.4). Найсучаснішим таким епізодом швидких кліматичних змін у голоцені вважаємо потепління клімату в XX–XXI ст.

На основі проаналізованих нами палеореконструкцій з абсолютним датуванням у Карпатах відповідно до схеми Блітта-Сернандера до кліматично відмінних періодів упродовж голоцену відносимо: пребореальний (10200–9400 р. тому), бореальний (9400–8400 р. тому), атлантичний (8400–4800 р. тому) суббореальний (4800–2850 р. тому) і субатлантичний, що охоплює загальне потепління впродовж останніх 2850 років (дод. II). Означені нами часові межі добре узгоджуються з межами періодів, характерними для палеоклімату євразійських широтних лісових природних зон (Веклич, 1987). Водночас, нами виявлено, що для палеоклімату Південних Карпат характерне раніше настання більшості періодів.

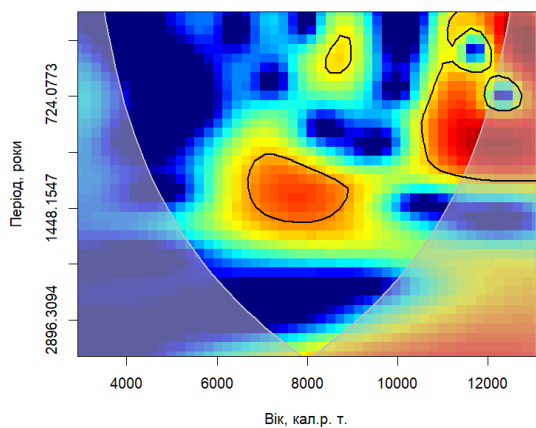
У ранньому голоцені клімат Карпат поступово теплішав. У цей час випадала низька кількість атмосферних опадів влітку, що супроводжувалось високою повторюваністю пожеж (Björkman et al., 2002; Feurdean et al., 2012, 2013; Florescu et al., 2018). Середньорічні температури повітря досягли голоценових максимумів (на 1–2 °C тепліше, ніж упродовж 1991–2020 рр.) упродовж 8000–5000 кал. р. т. Ці зміни асинхронні у різних ландшафтних провінціях Карпатах. На глобальному рівні таку асинхронність пов'язують із сумарною інсоляцією за літній сезон, на яку переважно впливає коливання нахилу Землі, а не цикл прецесії. Тому, хоча добовий червневий максимум температур майже синхронний на всіх широтах Європи, величина сумарної літньої інсоляції досягає максимуму (голоценовий максимум) ~9000 р. тому на 45° пн. ш., ~8000 р. т. – на 65° пн. ш. (Fletcher et al., 2024). Такі зміни відображені і у Карпатах, де абсолютна висота та експозиція схилів підсилює ці відмінності

У високогір'ях Південних Карпат найвищі температури повітря липня припадають на бореальний період (9300–8400 кал. р. т.), що співпав із сонячним

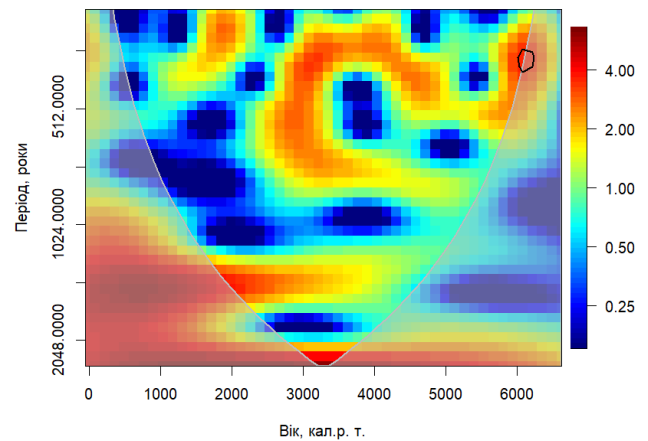
максимумом (рис. 4.2) і температурним піком норстріпського періоду (рис. 4.1). Такий ранній максимум може бути пов'язаний зі швидкою реакцією угруповань хірономід, за якими здійснена реконструкція (Tóth et al., 2015), на вплив інсоляції (денний червневий максимум як відгук на прецесію Землі (Fletcher et al., 2024)). У палінодіаграмах з Південних Карпат на цей час припадає пік поширення дуба (Feurdean et al., 2011).

Бореальний максимум свідчить про наближеність ритміки змін клімату у голоцені до змін у геокотоні «лісостеп–степ» (крива змін клімату континентального типу (Веклич, 1987)). Автором на основі розрахованих температурних градієнтів для цієї частини Карпат (табл. 3.5) визначено, що температура повітря липня у передгір'ях сягала +23,5–+24 °С. Ці значення на тлі відносно низької кількості атмосферних опадів влітку за фази ПАК- кліматично відповідають південній межі степу. Водночас у передгір'ї Серединних Карпат липневі температури повітря були нижчими від сучасних на 2–3 °С, що, ймовірно, сприяло розвитку прохолодного біокліматичного поясу на цих висотах і степу у передгір'ях.

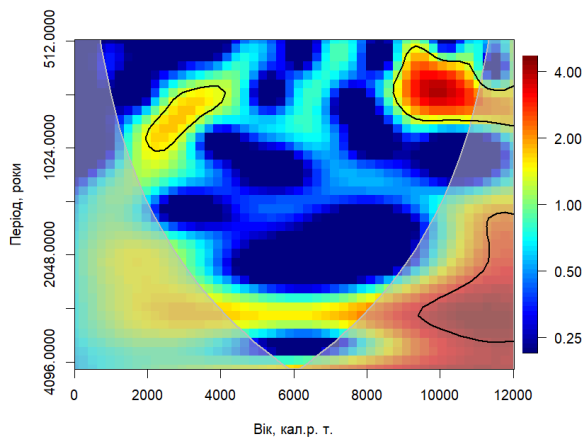
Побудовані автором спектрограми літніх температур повітря свідчать, що бореальний максимум узгоджується із часом виражених циклів з періодичністю 1000–500 років рівня мікрокліматохрону I у Південних і Східних Карпатах (рис. 4.5в). Ці закономірності відображають глобальні. Так, зв'язок між глобальною температурою повітря та інтенсивністю сонячного випромінювання спостерігається у діапазоні 576–1152 років упродовж 9000–6000 кал. р. т. (Pinault, 2020). У цьому дослідженні автор також зазначає стрибкоподібний вплив радіаційного форсингу з меншою амплітудою 96–192 роки. Він виявлений нами у спектрограмі кліматичних індикаторів холодного періоду року (рис. 4.3). у Південно-Західних Карпатах приблизно 8500–8000 кал. р. т. Ця специфіка, на нашу думку, відображає сильніший вплив на клімат цього регіону північноатлантичних циркуляційних паттернів.



а)



б)



в)

Рис. 4.5. Вейвлет спектрограми літніх температур повітря. Створені автором на основі реконструйованих даних: а) низькогір'я масиву Вигорлат, Східні Карпати (Hájková et al., 2016); б) середньогір'я масиву Родна, Східні Карпати (Diaconu et al., 2020), в) високогір'я масиву Ретезат, Південні Карпати (Tóth et al., 2015). Значення в областях, які обведені чорною лінією, є значущими на рівні 95%, а затонована область показує конус впливу, де інтерпретація сигналу може бути ненадійною. Кольорова шкала показує спектральну потужність

На крайньому заході Західних Карпат максимум річних температур повітря реконструйовано у 7300–6900 кал. р. т. (Dabkowski et al., 2019). У спектрограмі (рис. 4.5а) літніх температур повітря за хіронідами озерних відкладів у низькогір'ї Серединних Карпат (Hájková et al., 2016), упродовж 8400–7000 кал. р. т. помітно встановлення спектрально потужного 1500-річного циклу радіаційного генезису. У Східних Карпатах найтепліше стало ще пізніше – в кінці атлантичного періоду (~6000 кал. р. т.) (Diaconu et al., 2017; Tămaş et al., 2005) (дод. И). Тоді літо у середньогір'ї і високогір'ї Східних Карпат було пересічно на 1°C тепліше, порівняно з теперішніми умовами (Diaconu et al., 2017). У внутрішніх низькогір'ях Східних Карпат у цей час виявлено

спектрально потужний 500-річний цикл радіаційного генезису (Túri et al., 2021). Отже, хід змін клімату у Західних і Східних Карпатах схожий до атлантико-континентального типу ритміки змін клімату (Веклич, 1987).

Про ранньоголоценове поєднання сухішої або холоднішої зими (з меншим накопиченням льоду) і теплішого літа (з більшим таненням льоду) свідчить низька швидкість накопичення льоду в печерах Південно-Західних Карпат і вміст пилку та мікроскопічного вугілля у верствах озерних відкладів (Feurdean et al., 2013; Perşoiu et al., 2017). Водночас про більшу ймовірність сухих зим свідчить максимум зимових температур у ранньому голоцені, реконструйованих за алювіальними і болотними відкладами (10000–8300 кал. р. тому) у Східних і Південно-Західних Карпатах (Chiriloaei et al., 2012; Feurdean & Willis, 2008b).

Холодна подія 8,2 ка у більшості карпатських палеокліматичних реконструкцій співпала з початком вологішого атлантичного періоду (дод. И). За даними вмісту ізотопів $\delta^{13}\text{C}$ у травертинових відкладах на крайньому заході Західних Карпат виявлено різке збільшення кількості атмосферних опадів, що відбулося приблизно 8500 кал. р. т. (Dabkowski et al., 2019). Вологі фази клімату середньогір'я Східних Карпат характерні приблизно 8250 та упродовж 7800–6900 кал. р. т. Вони виявлені (Gałka et al., 2016, 2020) за домінуванням сфагнуму (*S. magellanicum* and *S. Angustifolium*) у верстві болотних відкладів і узгоджуються зі зростанням і високими значеннями вмісту $\delta^{13}\text{C}$ у целюлозі сфагнуму, що відповідає їх рівню у час СТП (Túri et al., 2021).

Потепління сприяло значному збільшенню площ і висотному підняттю лісів у Карпатах. У західному передгір'ї поширювались широколисті ліси із домінуванням дуба (рис. 4.6), а на сході до цих лісів домішувались граб, в'яз і липа. Сосна звичайна і модрина проростали подекуди на висотах понад 2000 м н. р. м. (Dudová & Szabó, 2022; Fărcaş et al., 2013; Feurdean et al., 2011; Ravazzi, 2002; Vincze et al., 2017), тоді як сучасна верхня межа поширення дерев не перевищує 1750 м (лише у масиві Ретезат подекуди до 2050 м). Загалом, пов'язані зі зміною клімату, висотні коливання цього геоекотону в голоцені складали 200 – 300 м (Czajka, Łajczak, Kaczka, et al., 2015) за непересічної ролі рельєфу. Тому справедливим, на нашу думку, є судження про визначальний

вплив рельєфу та едафічних умов на поширення цього геоекотону у голоцені у Західних Карпатах (Rybníčková & Rybníček, 2006).

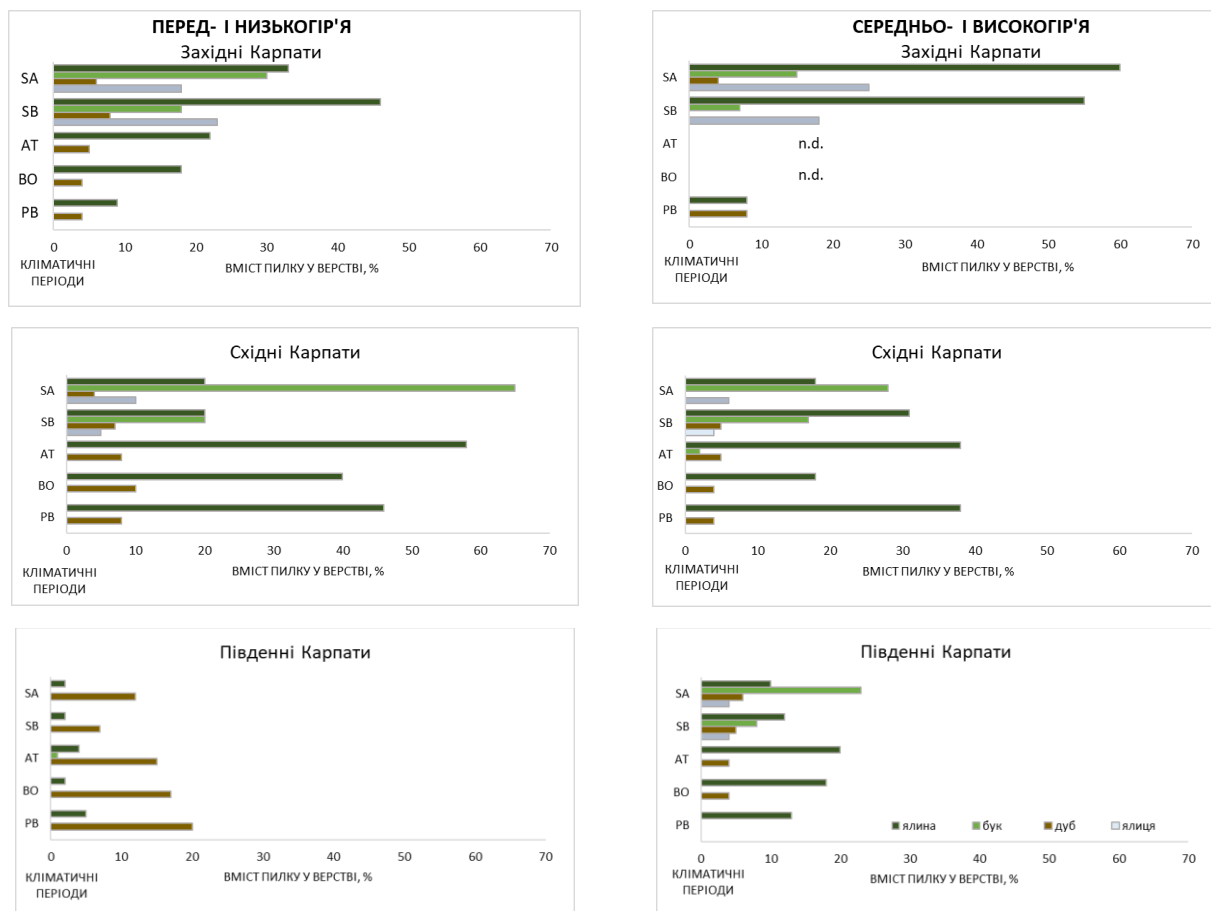


Рис. 4.6. Еволюція поширення карпатських лісотвірних (сучасних домінатних) порід. Величина вмісту пилку усереднена автором на основі датованих палинодіаграм у 33 опублікованих дослідженнях (перелік у дод. Е). Частка вмісту пилку періоду SA розрахована за період від 2800 до 400 кал. р. тому. “n.d.” означає відсутність даних. Картосхема з геолокаціями досліджень подана на рис. 2.8.

Упродовж атлантичного періоду клімат ставав м'якшим, особливо взимку, що, ймовірно, визначило найвище розташування лісового поясу із повсюдною сукцесією ялини і появою бука у Карпатах (рис. 4.6). Широколистісові ландшафти у Карпатах – домінантні в атлантичний період. Їх частка зростала до 5700–6200 кал. р.т. і подекуди досягала 50-60 % (Githumbi et al., 2022). У навколишніх лісостепових геоекотонах домінував і поширювався аж до південної межі геокотонів граб (Герасименко, 2010). У цей час ялина звичайна

(перевищуючи 60% у видовому складі), ялиця, бук європейський та граб поступово замінюють піонерні деревні породи (Dudová & Szabó, 2022; Feurdean et al., 2016; Moskal-del Hoyo, 2021; Pató et al., 2020).

Завдяки більшій тіншовитривалості ялиця та бук стали більш конкурентоспроможними порівняно з сосною і модриною (Bodnariuc et al., 2002). Окрім того, бук був конкурентніший в густих мішаних лісах порівняно із ялиною, в результаті чого в лісах до 1000 м поступово почав переважати бук. Цей перехід розпочався раніше (приблизно 5200 кал. р. т.) у Західних і Східних Карпатах і пізніше (приблизно 4000 кал. р. т.) у Південних Карпатах (Carter et al., 2020; Feurdean et al., 2011; Lestienne et al., 2023). Таку асинхронність пов'язуємо з сухим ранньоголоценовим кліматом та частими пожежами (Finsinger et al., 2018; Orbán et al., 2018) у Південних Карпатах.

У суббореалі літо стало прохолоднішим, порівняно із сучасними умовами. У Європі середньорічна температура пізнього голоцену аж до початку XIX ст. в середньому була на $0,07 (\pm 2,11)$ °C нижчою за довгострокову середню (Essell et al., 2023). Проте такі зміни не були рівномірними у регіоні: літнє похолодання було сильнішим і тривало довше на півдні Карпат, порівняно з північними Карпатами, що узгоджується із кліматичними особливостями півночі і півдня Європи загалом (Davis & Brewer, 2009).

Зміни клімату цього часу ми пов'язуємо зі змінами в інтенсивності сонячної радіації (рис. 4.1) та регіональної атмосферної циркуляції, поштовхом для чого стала подія 4,2 ка. Вона спричинила орбітально-індукований високий градієнт інсоляції між літом і зимою у високих широтах Північної півкулі і послаблення полярного вихору (Persoiu et al., 2019). На тлі цих синоптичних умов відбулось зниження температури повітря, а потужний вплив сибірського антициклону, який поширився на південь і захід, приніс холодні та сухі умови у Східні і Південні Карпати. Похолодання, особливо влітку, у цій частині Карпат спричинило опускання лісового поясу, яке підсилювалось зростанням антропопресії (Feurdean et al., 2016; Hájek et al., 2016). У передгір'ї та суміжному зональному геоекотоні у спорово-пилкових діаграмах виявлено максимум ялиці і зростання частки ялини (Gerasimenko et al., 2019; Чумак, 2013).

Упродовж суббореального періоду, подібно до бореального періоду, у ході літніх температур повітря у Південних Карпатах вираженим є 700–500-річний цикл сонячної активності, що підтверджує переважання сухих умов на тлі слабо вираженої фази ПАК+ (рис. 4.4). Наприкінці суббореального періоду Haliuc et al. (2017) виявили високий горизонтальний гідротермічний градієнт з північного заходу на південний схід. Так, більша кількість атмосферних опадів була характерна для північного і північно-східного макросхилу (Rădoane et al., 2015), ніж для південного і південно-західного (Warken et al., 2018). У лісостепових геоекотонах упродовж суббореального періоду також характерні кілька етапів аридизації клімату (4170–3970, 3500–3400, 3000–2800 р. т.) (Герасименко, 2010).

Протягом 4500–1500 р. т. сила впливу радіаційного форсингу зменшується і коливання кліматичної системи, пов'язані з океанічною і атмосферною циркуляцією, віддаляються від циклу сонячного випромінювання (Pinault, 2020). Тільки клімат високогір'я Південних Карпат у цей період продовжував відображати менш потужні цикли сонячної активності з періодом 1000–500 років (рис. 4.5в). Неспівпадіння означених коливань спричинило подальше почастищення виражених коротших циклів і регіональні відмінності у їх прояві.

Отже, субатлантичний період до XIX ст. на тлі усього голоцену у Карпатах переважно прохолодний (рис. 4.1, 4.4) і вологий період (рис. 4.3). Субатлантичний період відповідає тривалій фазі слабо додатних індексів Північноатлантичного коливання. Домінуванням асоціацій сфагнуму (*S. magellanicum* і *S. Angustifolium*) у верстві болотних відкладів середньогір'я Східних Карпат свідчить про переважання вологих умов з 1250 р. т. (Gałka et al., 2016). Така фаза подібна до умов пізнього бореалу. На початку субатлантичного періоду річні температури і температури літніх місяців знижувались і досягли мінімуму приблизно 500 р. т. Холодними і вологими були періоди 500–200 pp. до н.е. (Björkman et al., 2002; Vodnariuc et al., 2002), 400–600 pp. н.е. (Lamb, 2002). Оптимум римського періоду (0–400 р. н. е.) означають теплішими і сухішими умовами, зокрема у Південно-Західних Карпатах (Feurdean & Willis, 2008b; Onac et al., 2014). Середньовічний кліматичний оптимум став наступним теплим

періодом. Умови зволоження упродовж цього та наступного Малого льодовикового періоду відрізняються у різних регіонах Карпат.

Зниження літніх температур повітря та зростання кількості атмосферних опадів сприяло подальшому розповсюдженню бука, а пізніше ялини у низько- та середньогірному поясі (Tanțău et al., 2011). У межах південного лісостепового геоекотону, на тлі більшого зволоження, збільшувалися площі лісів, посилювалася роль граба у їх складі, проте загальна участь широколистих порід знижувалася за рахунок підвищення ролі сосни та берези (Герасименко, 2007).

На основі синтезу проаналізованих реконструкцій, можна стверджувати, що загалом упродовж останніх 2000 років, окрім періоду МЛП, реконструйовані річні температури повітря підвищуються. Починаючи з 1500 р. т., потепління відбувалось на тлі устанавлення резонансу між інтенсивністю сонячного випромінювання і глобальних температур повітря (Pinault, 2020), що подібно до початку голоцену. На тлі цього потепління для кліматичної мінливості Карпат характерний розпад 1000-літнього циклу на широкий спектр коротших періодів термічного режиму (дод. И, рис. 4.3, рис. 4.4) та режиму зволоження із чергуванням фаз Північноатлантичного коливання. У кліматі Карпат прояв цих рис має виражені регіональні відмінності. Відповідно у наступних підрозділах автор має за мету виявити просторово-часові особливості таких періодів під дією трансформаційного впливу рельєфу на клімат, зокрема на циркуляційні особливості.

4.2. ЗАГАЛЬНІ РИСИ КЛІМАТУ КАРПАТ УПРОДОВЖ ОСТАННЬОГО ТИСЯЧОЛІТТЯ

Упродовж останнього тисячоліття для клімату Європи виразними є три термічно відмінних періоди: Середньовічний теплий період (СТП), Малий льодовиковий період (МЛП) доіндустріального часу, теперішнього потепління індустріального та постіндустріального періодів (рис. 4.6). Переходи між цими цих періодами значною мірою детерміновані великими сонячними мінімумами (Usoskin et al., 2021) і потужними вулканічними виверженнями (Sigl, Winstrup, et al., 2015) (рис. 4.7, рис. 4.9). На глобальному рівні вплив першого чинника добре узгоджується з холодними і вологими фазами (Benito et al., 2015), а другого – з

екстремально холодними роками (Cole-Dai et al., 2021) і домінантними фазами ПАК (рис. 4.8).

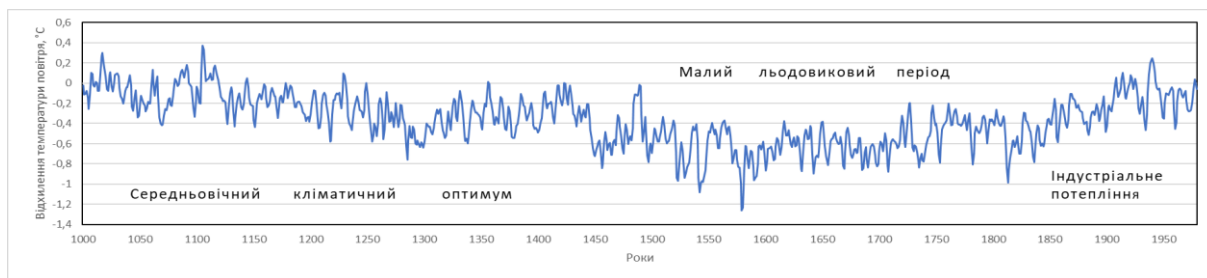


Рис. 4.6. Реконструкція середньорічної температури повітря у Північній півкулі за останні 1000 років (відхилення від кліматичної норми 1961–1990 рр.).

Створено автором на основі даних (Moberg et al., 2005)

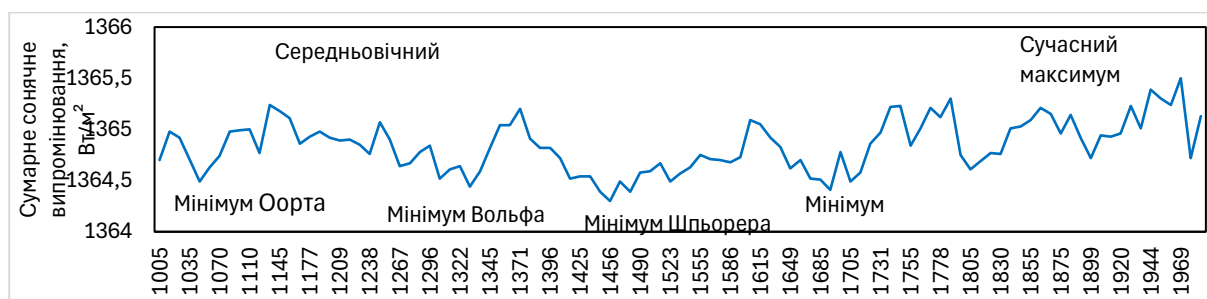


Рис. 4.7. Сонячні максимуми і мінімумами упродовж останнього тисячоліття за величиною сумарного сонячного випромінювання. Складено автором на основі даних (Delaygue & Bard, 2011)).

Зокрема, Середньовічний теплий період співпадає з Середньовічним сонячним максимумом (1100–1250 рр.). Похолодання Малого льодовикового періоду узгоджується з великими сонячними мінімумами: Вольфа (1280–1350 рр.); Шпюрера (1460–1550 рр.), Маундера (1645–1715 рр.) і Дальтона (1790–1820 рр.) (рис. 4.2.2) (Lüdecke et al., 2015; Vecchio et al., 2017). Упродовж МЛП активною є вулканічна діяльність, особливо у: 1257–1288 рр., 1329–1347 рр., 1453–1478 рр., 1585–1602 рр., 1641–1643 рр., 1673–1697 рр., 1729–1730 рр., 1783–1836 рр., 1883–1903 рр. (рис. 4.7).

Прояв обидвох чинників супроводжувався динамічними процесами у нижніх і верхніх шарах атмосфери (зменшенням генерування стратосферного озону, активністю полярного вихору) і в океані (таненням льоду, послабленням

термохалінної циркуляції). Окрім того, Північна півкуля особливо чутлива до кліматичних коливань через зворотний зв'язок «лід–альbedo» і пов'язану з ним реакцію атлантичної термохалінної циркуляції на ці коливання. Такий механізм сприяє тенденції до від'ємного значення індексу Північноатлантичного коливання.

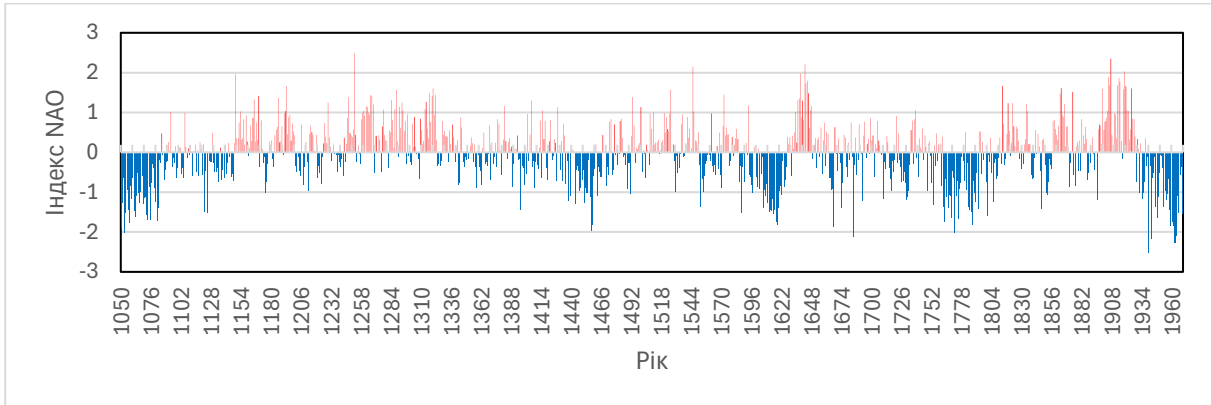


Рис. 4.8. Фази Північноатлантичного коливання упродовж останнього тисячоліття. Складено автором на основі даних середніх річних індексів Північноатлантичного коливання (Ortega et al., 2015)

Тому внутрішні коливання Північноатлантичної циркуляції є додатковим чинником/наслідком реалізації радіаційного чинника, які діють у тандемі (Hébert et al., 2022). Зокрема, переважання ПАК- з сильно від'ємними значеннями характерне для першої відносно вологої фази СТП у більшості регіонів Карпат, відносно тепліших літніх місяців 1425–1475, 1600–1620, 1750–1800 pp., 1920–1960 pp. Періоди з переважанням високих додатних значень індексу і відповідно фазою ПАК+ (1150–1320, 1500–1600, 1630–1650, 1870–1920 pp.) були одними із найтепліших за останнє тисячоліття у Карпатах, особливо у Західних.

Означені зміни кліматотвірних чинників впродовж тисячолітнього відтинку часу отримали виражений регіональний слід у кліматі ландшафтних провінцій Карпат. До цього судження нас спонукає проведений аналіз регіональних проявів кліматотвірних чинників сучасного клімату у Карпатах у розділі 3. Окрім того, поєднання впливу регіональних паттернів атмосферної циркуляції атмосфери і великих вулканічних вивержень ускладнює радіаційно спричинені прояви закономірностей клімату останнього тисячоліття у Карпатах.

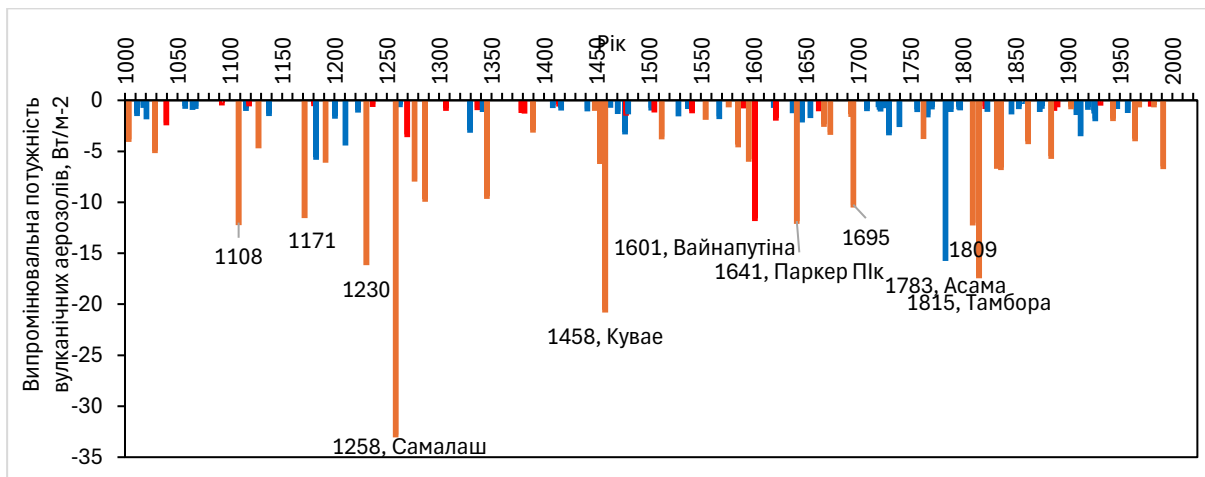


Рис. 4.9. Активність вулканів упродовж останнього тисячоліття з від’ємним значенням радіаційного форсингу нижче -1 Вт/м^2 . Кольорами позначено: оранжевим – вулкани Тихоокеанського вогняного кільця, синім – вулкани позатропічних широт північної півкулі, червоним – вулкани позатропічних широт південної півкулі. На графіку підписані тільки вулканічні події з величиною радіаційного форсингу понад -10 Вт/м^2 . Складено автором на основі даних (Sigl, Winstrup, et al., 2015)

Наприклад, у 1816 році (відомому як «рік без літа» після виверження Тамбори), який добре задокументовано в Центральній Європі (Brázdil et al., 2015; Pfister & Wanner, 2021; Wanner et al., 2022), переважала слабка фаза ПАК- (рис. 4.8), а влітку характерними були сильні західні вітри і відповідно зтяжні дощі над Західною і Центральною Європою (Raible et al., 2016). Проте у північно-східному передгір’ї Східних Карпат клімат 1815–1816 рр. був досить теплим і сухим, а у внутрішніх Східних (Румунських) Карпатах таким був клімат 1818–1820 рр. (Kern et al., 2016a; Roibu et al., 2022). Це спонукає до припущення про специфічний вплив регіональних моделей циркуляції у цьому регіоні: найімовірніше, негативну фазу СА/Зр та блокуючий антициклон над Східною Європою. Підтвердження впливу таких механізмів знаходимо у дослідженнях (Raible et al., 2016). Вплив цих циркуляцій відображений у записах печерних відкладів у внутрішніх Східних і Південних Карпатах: ізотопів $\delta^{15}\text{N}$ (пов’язаних зі значеннями атмосферних опадів взимку) і $\delta^{13}\text{C}$ (значення, які відповідають атмосферним опадам влітку) (Cleary et al., 2019; Geantă et al., 2012).

Отже, вплив циркуляційного чинника упродовж останнього тисячоліття пов'язуємо, передовсім, із мінливістю фаз Північноатлантичної циркуляції як доміантної у проявах клімату регіону і відповідно активізації пов'язаних баричних паттернів СК, СА/Зр і Сибірського антициклону. Результати реконструкції ПАК (Trouet et al., 2009) вказують на те, що багатівікові умови ПАК+ встановилися в середньовічні часи (рис. 4.8). Це пояснює особливо теплі умови в Європі у цей період, які схожі до сучасних. Однак згідно із сучаснішою комплексною палеокліматичною (на основі 48 рядів проксі-даних з річною роздільною здатністю) реконструкцією (Ortega et al., 2015) стійкої фази ПАК+ протягом середньовічного періоду не виявлено.

Водночас, дуже ймовірно, що додатні відхилення значень індексу ПАК домінували протягом XIII і XIV століть. Ortega et al. (2015) виявили, що фаза ПАК+ з'являється через два роки після сильних вулканічних вивержень, що узгоджується з результатами, отриманими за допомогою моделей і супутникових спостережень для виверження вулкана Пінатубо у 1991 р. Останній не входить навіть до десятки найпотужніших вулканів минулого тисячоліття, що додає значимості впливу вулканічної активності на багаторічні зміни клімату (рис. 4.9).

4.3. КЛІМАТ СЕРЕДНЬОВІЧНОГО КЛІМАТИЧНОГО ОПТИМУМУ (IX-XIII ст.) у КАРПАТАХ

Середньовічний кліматичний оптимум, або середньовічний теплий період – глобальне явище, оскільки тепліші, порівняно з попереднім і наступним періодами, умови спостерігали у багатьох регіонах світу, зокрема в Європі (Mann, 2002b). Так, для клімату Європи характерні вищі (порівняно з попереднім періодом Середньовічного песимуму) річні температури повітря (на 0,6 °C тепліше, ніж упродовж 1960–1990 pp. (Christiansen & Ljungqvist, 2012)) і менша річна кількість атмосферних опадів (на 100–200 мм, волога і тепла зима та сухе літо (Lamb, 2002)). Багатівіковий хід температур повітря значною мірою узгоджується з циклами сонячної активності (рис. 4.6, рис. 4.7). Зокрема, на цей період припав один великий сонячний мінімум Оорта (1010–1080 pp.),

Середньовічний максимум сонячної активності, а закінчення припадає на мінімум Вольфа (1280–1340 рр.).

Посилена термохалінна циркуляція у Північноатлантичному океані в середні віки, ймовірно, могла підігріти океанічні води та сусідні материкові регіони. Це спричинило високі температури повітря, які асинхронно спостерігали у регіонах Європи упродовж 900–1300 рр. (Büntgen et al., 2007; Luterbacher et al., 2010; Pfister & Wanner, 2021).

На основі дендрокліматичних реконструкцій у Західних і Східних Карпатах Büntgen et al., (2012, 2013) вважають його останнім кліматичним аналогом сучасного потепління (рис. 4.10). Зростання температур повітря виявлено: упродовж 1000–1300 рр. на основі динаміки вмісту $\delta^{13}\text{C}$ у відкладах торфу і гуано у передгірних регіонах Південних (Cleary et al. 2019), і Південно-Західних Карпат (Opac et al. 2002), у 950–1250 рр. середньогір'ї Східних Карпатах (Túri et al., 2021), у 750–1360 рр. за вмістом хіронімід у високогірних озерних відкладах у Південних Карпат (Szabó et al., 2024).

Водночас, у середньогір'ї Східних Карпат, згідно з дендрокліматичною реконструкцією липневих температур повітря, не виявлено статистично значимого потепління СТП (Pora & Kern, 2009) (рис. 4.10). На нашу думку, на це могло вплинути зростання сосни кедрової, зразки якої відбирались, у поясі активного опадоутворення внутрімасового та адвективного походження, що виявлено у розділі 3.

Хоча існують розбіжності у трактуванні масштабу і часу потепління СТП в Карпатах, у всіх проаналізованих дослідженнях знаходимо підтвердження, що СТП був теплішим, ніж період МЛП. Початок Середньовічного кліматичного оптимуму припадає приблизно на 900 р. На основі синтезу палеокліматичних реконструкцій голоцену (літніх і зимових температур повітря) (дод. И) у Карпатах робимо висновок, що СТП перервав довготривалий тренд пізньоголоценового похолодання, зумовлений орбітальними факторами.

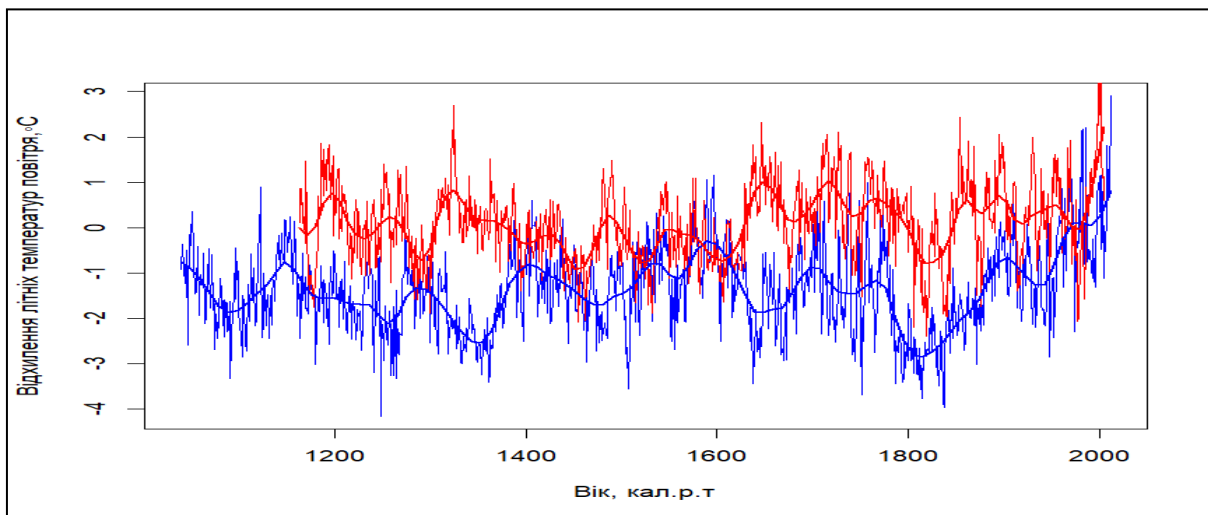


Рис. 4.10. Відхилення літніх температур повітря (від кліматичної норми 1961-1990 рр.) у різних регіонах Карпат упродовж останнього тисячоліття: червоним зображено температури у горах Калімані, Східні Карпати (Pora & Kern, 2009); синім – у горах Татрах, Західних Карпат (Büntgen et al., 2013). Потовщені лінії вказують на значення згладжених середніх температур

За режимом зволоження клімат СТП в Західній і Центральній Європі є сухим у порівнянні з кліматом МЛП. Згідно з дендрокліматичними реконструкціями у Центральній Європі відмінності у режимі зволоження між двома періодами більш контрастні, ніж у Північній Європі, а у Південному Середземномор'ї виявлені багаторічні коливання вологих/сухих років (Büntgen & Tegel, 2011). Для режиму зволоження ландшафтних провінцій Карпат характерні риси різних регіонів Європи (Північної і Південної).

Середньовічне потепління відповідає часу переважання високих значень індексів ПAK+(рис. 4.8). Упродовж СТП позитивна фаза ПAK відображена у коротких 4–8-річних циклах літніх температур повітря у Західних і Східних Карпатах (рис. 4.11). У Західних Карпатах такі цикли синхронні з періодичністю ПAK. У Південно-Західних Карпатах такі цикли у холодний період року триваліші – 16–32 роки – і відображають ритміку АБК (рис. 4.3.3а). У Південних Карпатах така дрібна періодичність виражена тільки наприкінці СТП (рис. 4.12б, рис. 4.13). У передгір'ї цього регіону термодинамічна природа цих циклів відображена у когерентному зв'язку вмісту ізотопів $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ у печерних льодових відкладах (рис. 4.13б). Зокрема, наприкінці Середньовічного теплого

періоду ці короткі цикли наставали раніше у режимі зволоження порівняно з термічним режимом. Натомість протилежну асинхронність виявлено у кінці Малого льодовикового періоду.

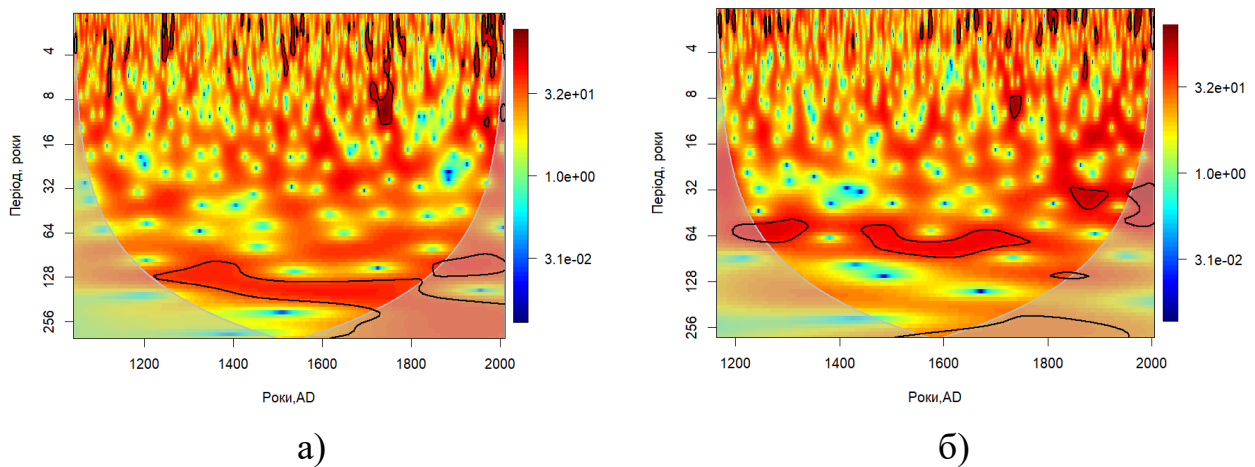


Рис. 4.11. Вейвлет-спектрограми літніх температур повітря за річними кільцями дерев: а) середньогір'я Високих Татр, Західні Карпати (Büntgen et al., 2013); б) середньогір'я Калімань, Східні Карпати (Pora & Kern, 2009). Чорні лінії виділяють області значущої потужності вейвлета на рівні значущості 95% із застосуванням імітаційних тестів Монте-Карло. Затонована область показує конус впливу, де інтерпретація сигналу може бути ненадійною. Кольорова шкала показує спектральну потужність

На основі проаналізованих палеорекострукцій і спектрального аналізу мінливості умов зволоження (за вмістом ізотопу $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) у межах СТП ми виділили відносно вологу початкову (IX–XI ст.) та суху фази (XII–XIII ст.), що узгоджується із загальноєвропейськими тенденціями. Однак такі фази асинхронні в часі у різних ландшафтних провінціях Карпат. Їх прояв також пов'язаний зі зміною ходу середньорічних, літніх та зимових температур повітря. Пік потепління співпав із завершенням вологої фази і припав приблизно на 1100–1200 рр. Найтепліший період у річних значеннях (Túri et al., 2021), влітку (Pora & Kern, 2009) (рис. 4.10) і взимку (Perşoiu et al., 2017) співпадає з Середньовічним сонячним максимумом (1100–1250 рр.). Згідно із найновішою реконструкцією температур літа за угрупованнями хіронімід з високогір'їв Південних Карпат (Szabó et al., 2024) найвищі температури цього періоду настали ще раніше –

1000–1100 pp. і досягли +16 °C на висоті 1500 м. Таке значення приблизно на 1°C вище від температур оптимуму голоцену (Tóth et al., 2015) і відповідає значенням кліматичної норми 1991–2020 pp. Раніше настання максимуму у високогір'ї Південних Карпат підтверджує наше судження такої ж асинхронності у час голоценового оптимуму.

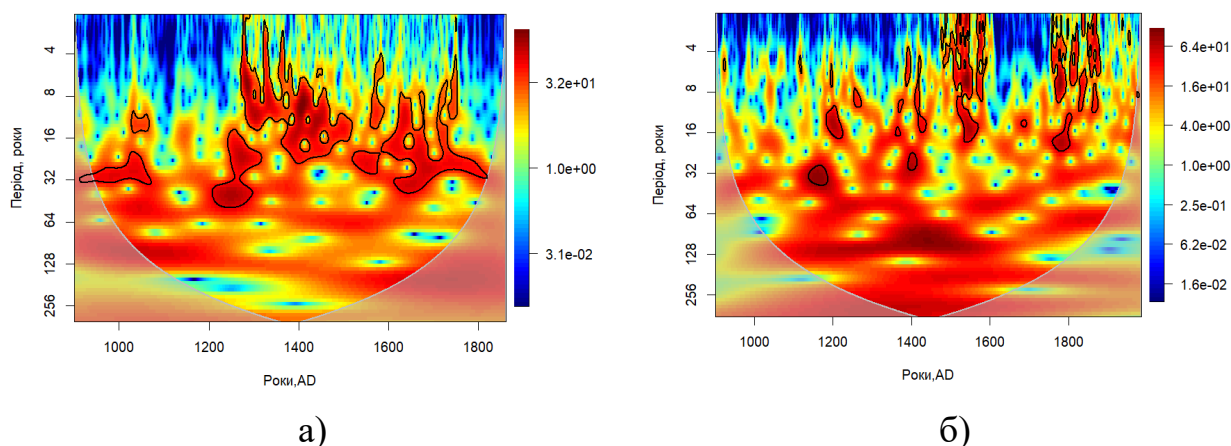


Рис. 4.12. Вейвлет-спектрограми вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$. Створено автором на реконструйованих даних за: а) льодовими відкладами печери Скерішоара, середньогір'я Південно-Західних Карпат (Perşoiu et al., 2017); б) сталактитами у печері Клошані, передгір'я Південних Карпат (Warken et al., 2018). Чорні лінії виділяють області значущої потужності вейвлета на рівні 95% із застосуванням імітаційних тестів Монте-Карло. Затонована область показує конус впливу, де інтерпретація сигналу може бути ненадійною. Кольорова шкала показує спектральну потужність

Загалом волога фаза у Карпатах охоплює час сонячних мінімумів Оорта (1010–1040 і 1050–1080 pp.) і пов'язана зі значною мінливістю фаз ПАК (рис. 4.8). Ці радіаційно спричинені відносно холодніші періоди, які відображені у нижчих літніх температурах повітря, найбільше співпадають при порівнянні палеокліматичних реконструкцій за різними палеокліматичними індикаторами у Карпатах (Büntgen et al., 2013; Longman et al., 2019; Onac et al., 2014).

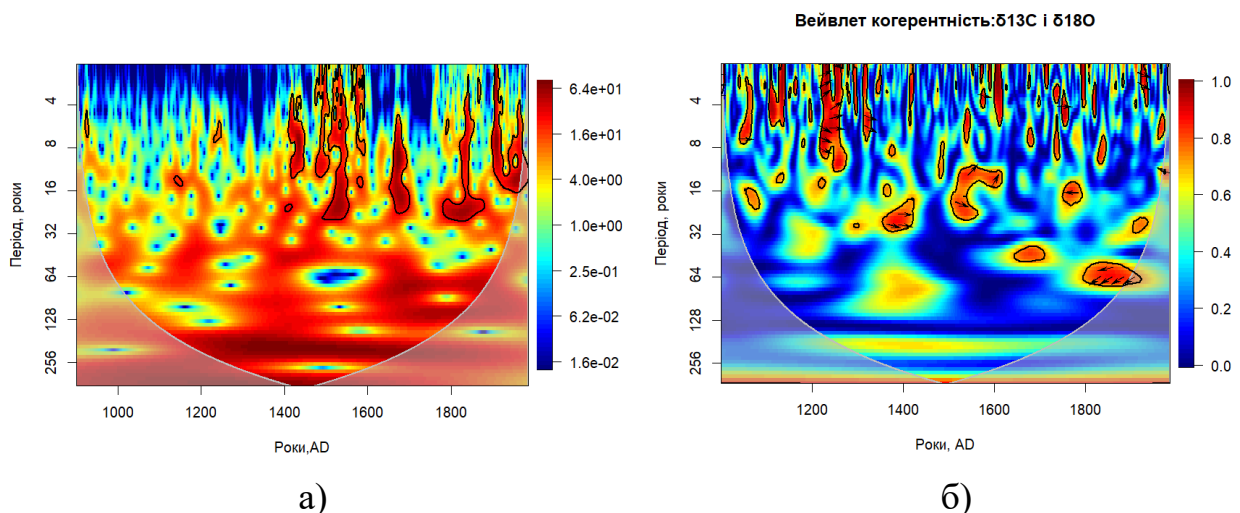


Рис. 4.13. Вейвлет спектрограми у льодових відкладах печери Клошані, передгір'я Південних Карпат (за даними (Perşoiu et al., 2017)): а) мінливості вмісту ізотопу $\delta^{13}\text{C}$; б) когерентного зв'язку між мінливістю вмісту ізотопу $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$. Значення в областях, які обведені чорною лінією, є значущими на рівні 95%, а затонована область показує конус впливу, де інтерпретація сигналу може бути ненадійною. Кольорова шкала показує спектральну потужність. Відносні фазові співвідношення між двома часовими рядами показані на рис. б стрілками: синфазні – праворуч, протифазні – ліворуч, запис $\delta^{13}\text{C}$ випереджає $\delta^{18}\text{O}$ на 90° – стрілки спрямовані вгору, запис $\delta^{13}\text{C}$ відстає від $\delta^{18}\text{O}$ на 90° – стрілки спрямовані вниз.

У ландшафтній провінції Західних Карпат (гірські болота на теренах сучасної Угорщини) вологіша фаза стартувала з початком Середньовічного теплого періоду на початку IX ст. (Schnitchen et al., 2006). У Східних Карпатах, у внутрішніх масивах Родни і Калімань, вологіші умови влітку реконструйовані у 800–1150 рр. за вмістом ізотопу $\delta^{13}\text{C}$ (за раковинними амебами) у торфових відкладах (Diaconu et al., 2017; Feurdean et al., 2015). У західному передгір'ї Південних Карпат на вологі умови у 990–1090 рр. вказує низький рівень цього ж ізотопу у покладах гуано у печері у каньйоні Дунаю (Onac et al., 2014). Згідно з цією реконструкцією упродовж вологої фази випадало приблизно на 100–200 мм більше атмосферних опадів за рік, ніж у 1961–1990 рр. У цей час у кліматі середньогір'я Південно-Західних Карпат переважають 4- та 8-річні цикли

зволоження теплого періоду року, які пов'язані із мінливістю ПАК, проте вони статистично не значимі (рис. 4.12).

Водночас за низкою палеолімологічних досліджень (співвідношенням ізотопів Rb/Sr, Ti у відкладах озер) виявлено, що волога фаза СТП тривала довше (ще у XII–XIII ст.) у континентальніших частинах Східних і Південних Карпат. Це виявлено у високогір'ї Паринг (Південні Карпати), низькогір'ї Апушень (Південно-Західні Карпати) (Haliuc et al., 2017). Високі значення співвідношенням ізотопів Rb/Sr у 1050–1300 р. (Longman et al., 2019) відображають період інтенсивних атмосферних опадів та активізації ерозійних процесів. Відносно вологі умови зберігались приблизно до 1300 рр. міжгірній улоговині Орава-Нова Тарг у Західних Карпатах (Kołaczek et al., 2018). За вмістом ізотопу $\delta^{13}\text{C}$ у болотних відкладах вологіший період у Мармароських горах тривав до ~1245 р. (Cristea et al., 2014). Палеогідрологічні дослідження у цьому ж регіоні вказують на помірні умови зволоження з ~900 р. з найвологішою фазою у 1100–1250 рр. (Schnitche et al., 2006).

У Руських літописах, де згадуються природні умови на території лісостепових геоекотонів, описано більше посушливих подій (8), ніж вологих (одне дощове літо і повінь) в XI ст. Однак це загалом у шість разів менше, ніж у XII ст. (Мишанич, 1989). Зокрема, у XII ст. описано 12 посух, 5 інтенсивних снігопадів, 7 ураганів, 7 вологих зим і 6 холодних зим, 11 повеней і паводків. Катастрофічний паводок на Дністрі у 1164 р. через зливові дощі у гірській частині басейну відносять до найбільших за період з XII до середини XX ст. (Швець, 1964). Така статистика свідчить про збільшення повторюваності екстремальних гідрометеорологічних подій у другій половині СТП. Виявлена багаторічна мінливість свідчить про схожість із кліматом, характерним для Південної Європи (Esper et al., 2016), максимальним потеплінням і термоорографічним генезисом атмосферних опадів.

Упродовж сухої фази не виявлено суттєвого зниження літніх температур повітря (Feurdean et al., 2015; Pora & Kern, 2009), що ми пов'язуємо з сильною фазою ПАК+. На нашу думку, це може також свідчити про активізацію інших циркуляційних систем (СК, СА/Зр) та місцевого циклогенезу. У печерах Західних

Карпат упродовж цього періоду безперервно накопичувався лід, що може свідчити про сухе літо без теплих літніх опадів (Gradziński et al., 2016). У західній частині південних Карпат відносно низька (порівняно з 1961–1990 рр.) річна кількість атмосферних опадів характерна приблизно до 1300 р. (Onac et al., 2014).

Зростання посушливості клімату у другій половині СТП ознаменувало поступовий перехід до МЛП, що, проте, відбулось асинхронно у різних регіонах Карпат: після ~1150 р. у горах Родна (Feurdean et al., 2015), 1250 р. у Мармароських Карпатах (Cristea et al., 2014), ~1200 р. в Апушенах (Південно-Західних Карпатах) і масиві Суряну, Лочвей (Південних Карпатах) (Longman et al., 2017; Warken et al., 2018). Означене у Південних і Південно-Західних Карпатах відображає також зміщення циркуляційних паттернів – до переважання позитивної фази ПАК та негативної СА/Зр (Warken et al., 2018). Це також відображено у появі потужних і статистично значимих періодів у ході літніх температур повітря: 100–200- річного у Західних Карпатах та 60-річного – Східних Карпатах, що пов'язано із запізненням подій (половини циклу у Західних і чверть циклу у Східних Карпатах) із ритмікою ПАК (рис. 4.11, 4.13).

4.4. КЛІМАТ МАЛОГО ЛЬОДОВИКОВОГО ПЕРІОДУ (XIV–XIX ст.) У КАРПАТАХ

Малий льодовиковий період (МЛП) – холодний кліматичний період з XIV ст. до середини XIX століття в Європі. Його вважають найхолоднішим епізодом у мехгалейській епосі (Vampton, 2023b; Essell et al., 2023). Для клімату МЛП характерні нижчі, порівняно з СТП, і мінливіший хід температур повітря та їх різкі коливання між вологим і сухим літом (Luterbacher, 2001; Mann, 2002a; Onac et al., 2002). У середньому клімат цього періоду був на кілька десятків градусів за Цельсієм холоднішим, ніж клімат Ранньосередньовічного мінімуму (Bradley et al., 2003, 2016; Mann et al., 2009; Wanner et al., 2022). Порівняно з періодом 1880–1960 рр. (відносно холодніший період XX ст.) глобальні середні температури у МЛП на 1,1°C нижчі (Christiansen & Ljungqvist, 2012; Emile-Geay et al., 2017; Mann et al., 2009).

На основі опублікованих дендрокліматичних реконструкцій (дод. Д2), які здійснені у різних лісових біокліматичних поясах Карпат, виявлено, що

зниження температури повітря упродовж МЛП у Карпатах було меншим, ніж у середньому глобально і у масштабі території Європи (Christiansen & Ljungqvist, 2012). Створені нами карти розподілу усереднених за весь період МЛП середньорічних температур, температур липня і січня у Карпатах вказують на температури у середньому на 1°C нижчі порівняно з сучасною кліматичною нормою (рис. 4.14, дод Ж). Такі відмінності найбільші (досягають 2°C) у передгір'ї та суміжних рівнинах у межах південного лісостепового геоекотону, менші – у високогірних частинах і найменші – у середньогір'ї.

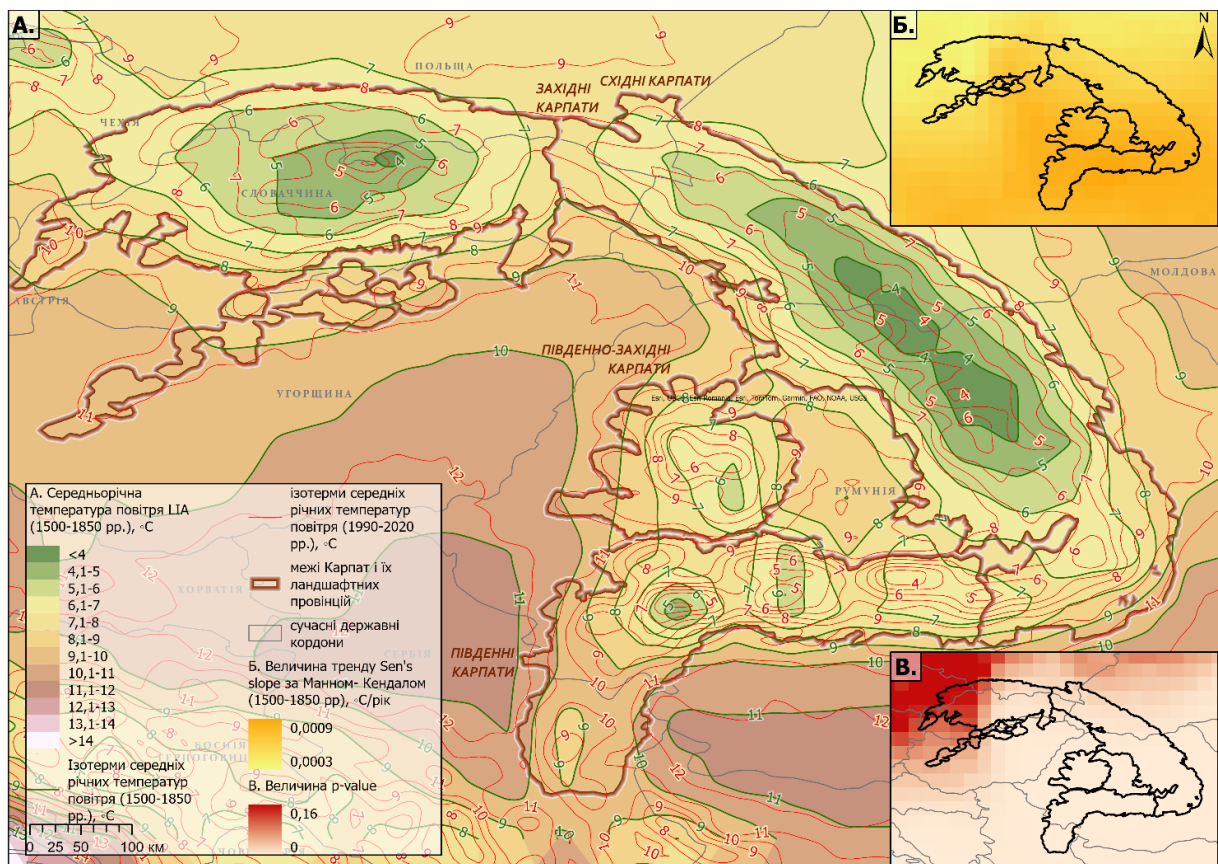


Рис. 4.14. Середньорічна температура повітря і трендові зміни річних температур повітря у Малому льодовиковому періоді (цей рисунок і всі інші у цьому підрозділі змодельовано автором на основі моделі даних регулярної сітки (Luterbacher et al., 2004; Pauling et al., 2006) з доповненнями точковими палеокліматичними індикаторами часової роздільної здатності менше 10 років (перелік поданий у додатку Д).

Упродовж Малого льодовикового періоду сезонні та річні температури повітря дуже повільно зростали: приблизно на 0,5–1 °C взимку і найбільше на

північному і північно-східному макросхилі; на 0,2–0,4 °С влітку і найбільше у Західних Карпатах (рис. 4.15). У реконструкціях сезонної роздільної здатності за сталактитами виявлено більші коливання температур повітря взимку, тоді як літні температури були досить стабільними. Подібно у документальних архівах Центральної Європи значно частіше згадують про холодні зими. Так, у 1501–1840 рр. середні температури повітря зим в окремі роки були до -3,7°С нижчими від сучасних, і для них характерна більша міжрічна мінливість середніх температур повітря зими (Brázdil et al., 2005; Przybylak et al., 2005). Ці реконструкції дають нам змогу зробити висновок про більш континентальний клімат порівняно з сучасним. Зокрема, йдеться про клімат принаймні Західних і Південно-Західних Карпат, і беручи до уваги те, що холодніші зими супроводжувалися теплішим літом.

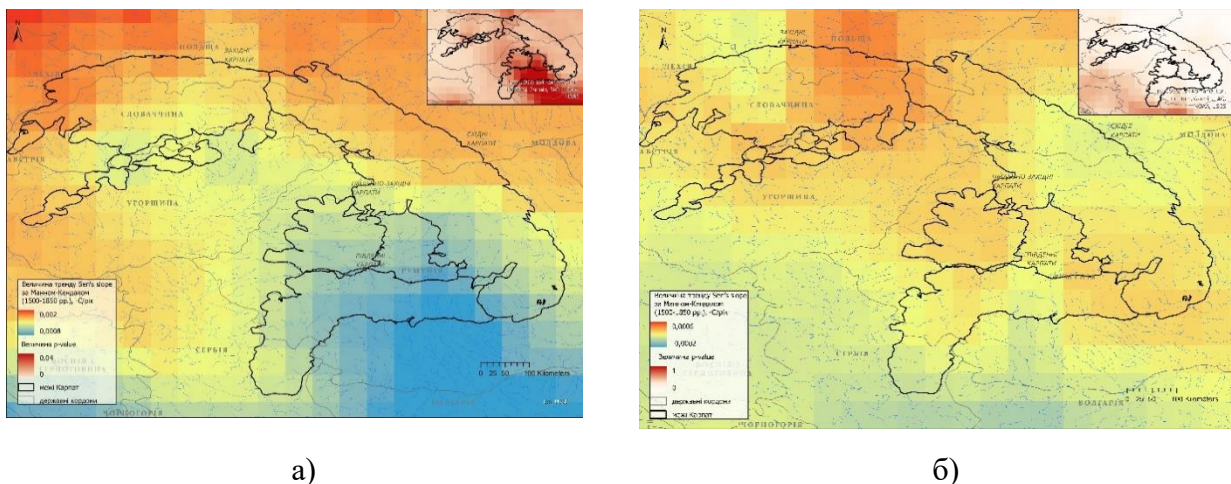


Рис. 4.15. Трендові зміни середніх температур повітря у Карпатах упродовж МЛП та їх статистична значимість: а) річних температур повітря; б) середніх температур зими, в) середніх температур літа

Часовий масштаб варіацій МЛП стає коротшим у міру просування на схід від узбережжя Атлантичного океану до континенту, підтвердження чого знаходимо у низці реконструкцій європейського масштабу (Büntgen et al., 2013; Fairbridge, 2005b; Hébert et al., 2022; Ljungqvist, 2010). Складність просторового означення клімату у цей період, передусім, пов'язана з регіональними механізмами атмосферної циркуляції і трансформаційною роллю великих форм рельєфу. Трансформація регіональних моделей атмосферної циркуляції

(Bădălută et al., 2020; Hercman et al., 2020; Perşoiu et al., 2017; Roibu et al., 2022) бар’єрно-депресійними впливами гірської споруди спричиняла відхилення коливань клімату від глобальних циклів (Lüdecke et al., 2016). Багатодесятилітні кліматичні флуктуації, які демонструють місцевий відбиток, краще пояснюються регіональними моделями атмосферної циркуляції: 80–130-річним циклом Атлантичного багатодесятилітнього коливання на початку МЛП та 30-річним циклом Північноатлантичного коливання у найхолоднішу, середню частину середину МЛП (Longman et al., 2019; Niedźwiedź, 2004b).

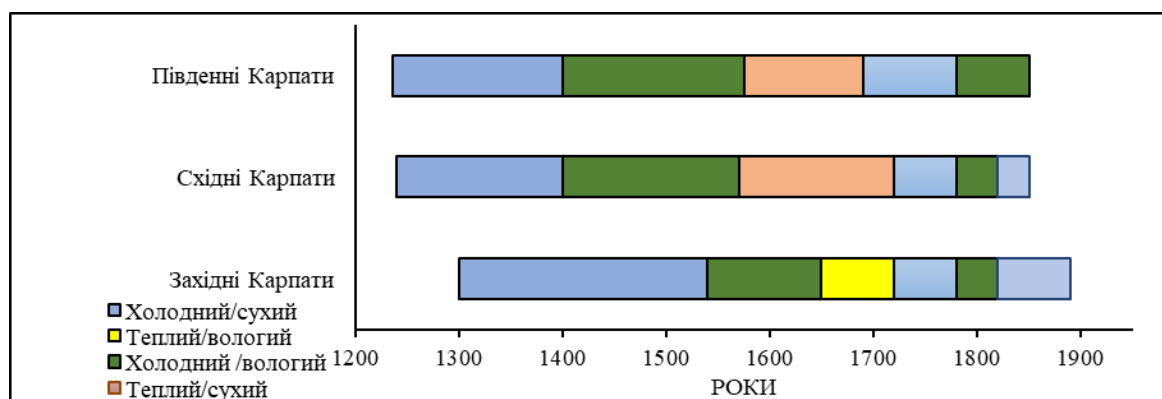


Рис. 4.16. Кліматичні періоди Малої льодовикової епохи в різних регіонах Карпат (дати початку та закінчення періодів є середнім значенням усіх поданих дат періодів, для яких означено теплий/холодний та/або вологий/сухий у проаналізованих дослідженнях. Перелік подано у дод. Г).

Малий Льодовиковий період у Карпатах відносно тривалий, але нестабільний у кліматичному сенсі із мінливим режимом атмосферних опадів. Загалом з початку МЛП – з другої половини XIII ст. до кінця XVI ст. – переважали холодні та посушливі умови, а вологіші – у другій частині до початку XIX століття з пізніми холодними епізодами на початку XX століття. Окрім того, на основі узагальнення палеорекоконструкцій і вейвлет-розкладання рядів палеокліматичних індикаторів нами виділено у межах МЛП коротші вологі/сухі і теплі/холодні періоди. Домінантні фази визначено загалом для ландшафтних провінцій Карпат (рис. 4.16).

Початок МЛП у Карпатах синхронний з одним із найбільших за тисячоліття виверженням вулкана Самалаш у 1257–1258 pp. (Sigl, Winstrup, et al.,

2015) і початком ~200-річного циклу Зюсса (Lüdecke et al., 2015). Окрім того, згідно з тисячолітньою реконструкцією ПАК (Trouet et al., 2009) перехід до МЛП відображений у зміщенні ПАК до слабо негативної фази у XIV ст. Початок Малого льодовикового періоду у середньогір'ї Східних Карпат відносять до першої половини XIII ст. (Mindrescu et al., 2017; Schnitchen et al., 2006), у передгір'ї – дещо пізніше (~1285 р.) (Geantă et al., 2012) та найпізніше у низькогір'ї південно-західного і західного макросхилів – 1350 р. (Túri et al., 2021). У Руських літописах, у яких згадується територія зональних геоекотонів суміжних зі Східними Карпатами, в останній чверті XIII ст. (у 1270-х і 1290-х рр.) виявлено почастищення екстремальних гідрометеорологічних подій з найбільшою повторюваністю посушливих років, пожеж, інвазій шкідників і голодних років (Мишанич, 1989). У Західних Карпатах палеобіотичні індикатори (кладоцеркарій, хірономід і діатомових водоростей) з озерних відкладів і накопичення печерного льоду в Татрах вказують на початок МЛП між 1150 і 1450 роками нашої ери (Demek et al., 2012a; Gasirowski & Sienkiewicz, 2010; Hercman et al., 2010; Kłapyta et al., 2016). У Південних Карпатах поступове зимове похолодання виявлено приблизно у 1228–1260 рр. (Bădălută et al., 2020; Cleary et al., 2019; Longman et al., 2019).

У згенерованих автором вейвлет-спектрах дендрокліматичних реконструкцій літніх температур повітря вирізняються 1340–1350 рр. – перехідні роки до часу підвищеної мінливості, що відповідає переходу до сонячного мінімуму Вольфа. Зокрема, у часовому ряді реконструйованих температур літа упродовж 1040–2011 рр. (за дендрокліматичними індикаторами, отриманими (Büntgen et al., 2013)), у 1350 р. виявлено зсув у бік триваліших циклів в діапазоні 16–32 років. Це може свідчити також про перехід до Малого льодовикового періоду.

МЛП почався з похолодання (дод. Л, М, Н) і посушливих умов в Карпатах, хоча тривалість була різною в різних субрегіонах, особливо у часи великого мінімуму Шпюрера (1460–1550 рр.), який у спектрі дендрокліматичних даних зі Східних Карпат вирізнено нами як холодний. У Західних Карпатах (Татрах) суха фаза тривала до 1540 р. (Gasirowski et al., 2023; Kłapyta et al., 2016). Водночас у цьому регіоні закінчення сухої фази за документальними архівами пов'язане з

найтеплішим літом XVI ст. (+13°C на висоті ~1500 м, що вище на 0,5 °C від середніх температур повітря 1990-х рр. (Brázdil et al., 2005; Niedźwiedź, 2004b; Przybylak et al., 2005)).

Повернення до вологіших умов або окремі епізоди з десятилітніми коливаннями атмосферних опадів відбувалися у 1400–1575 рр. у Східних (Diaconu et al., 2017; Gałka et al., 2020) і Південних Карпатах (Longman et al., 2019). У регіоні Південних Карпат холодна фаза була коротшою з більшими коливаннями та довшими перехідними періодами (Bădălută et al., 2020). Цьому сприяв регіональний прояв фази ПАК- (рис. 4.8). Таку ситуацію пов'язуємо із середземноморським джерелом вологи, що надходить пізньої осені та взимку під час посилення Сибірського максимуму і негативної фази Північноатлантичного коливання. Підтвердження цьому знаходимо у ізотопних реконструкціях печерних відкладів (Drăgușin et al., 2014; Perșoiu & Perșoiu, 2019). Висока швидкість накопичення льоду під час Малого льодовикового періоду в печерах Південних і південної частин Південно-Західних Карпат також може бути свідченням значної кількості зимових атмосферних опадів (Cleary et al., 2019; Gradziński et al., 2016).

Друга фаза МЛП, період з 1540–1570 рр. до часу мінімуму Маундера (1645–1715 рр.) – найхолодніша (дод. М, Л, Н) і відносно волога, з інтенсивними снігопадами та коротким прохолодним і дощовим літом. Найбільше свідчень таких умов виявлено у реконструкціях Західних Карпат (Demek et al., 2012a; Gașiorowski et al., 2023; Gasirowski & Sienkiewicz, 2010; Kędzia & Kotarba, 2018; Kłapyta et al., 2016; Niedźwiedź, 2010).. У 1550 р., на основі спектрограм рядів даних реконструйованих температур повітря літа, виявлено зміну режиму температур повітря до переважання 6–8-річних циклів. Вони відповідають періодичності найнижчих температур у Західних Карпатах, що може бути пов'язано зі змінами у мінливості ПАК (Kaczka, 2004). Реконструкція органічного складу боліт підтверджує пік холоду у кінці XVI ст. у південній частині Західних Карпат (Sümeği et al., 2012) У високогір'ї, згідно з реконструкцією угруповань хірономід озерних відкладів, найхолодніші умови припали на другу половину XVII століття (Bitušik et al., 2009). Дуже холодний і

вологий клімат у низькогірній смузі Сілезько-Моравських Бескидів упродовж 1560–1850 рр. сприяв активним схиловим процесам, змінам у рослинному покриві і природокористуванні. Два кліматичні мінімуми приблизно 1650 р. і приблизно 1770 р. відповідають інтенсифікації ерозії ґрунту і деформації схилу (Demek et al., 2012a).

Означені холодні екстремуми добре простежуються у дендрокліматичних реконструкціях. Зокрема, згідно з ними, 1541–1550, 1571–1580, 1591–1600, 1602, 1661, 1641–1650, та 1651–1660 рр. були екстремально несприятливими і холодними роками (Feliksik, 1972; Kaczka, 2004), а найнижча середня температура повітря літа у 1592 р. знизилась до $+8,6^{\circ}\text{C}$, а у 1662 р. до $+8,7^{\circ}\text{C}$ р. на верхній межі лісу (Niedźwiedz, 2004). Згідно з палеокліматичною реконструкцією за документальними даними (Przybylak et al., 2005) шість зим у другій половині XVI ст. на території Польщі були до 3°C холодніші, ніж у XX ст. Другий пік холоду виражений у кінці XVII ст. (літо 1695 р.) у Татрах і пов'язаний з інтенсивною вулканічною діяльністю у попередні роки (Гекла та Серуа) (Niedźwiedz, 2010).

Упродовж 1570 – 1800 рр. у Західних Карпатах супутньо відбувалося зростання зволоження клімату, що відображено також у посиленні зсувів і повеней, відбувалося протягом (Margielewski et al., 2010; Niedźwiedz, 2004a). Вологіші умови, ймовірно, в теплу половину року, характерні з початку XVI до середини XVII ст. у передгір'ї та низькогір'ї Угорських Карпат, про що свідчить наявність гігрофільного *Sphagnum cuspidatum*, який тепер відсутній, а також у композиції раковинних амеб (Jakab & Sümegei, 2010; Schnitichen et al., 2006). Друга половина XVI ст. у Польських Карпатах була також вологою влітку (Niedźwiedz, 2010). Екстремально холодне і вологе літо характерне і для другої половини XVII ст. До прикладу, дощове і вологе літо 1662, 1663 і 1675 рр. характерне для Татр (Niedźwiedz, 2010) і співпадає з такими ж подіями, які реконструйовано для всієї території Центральної Європи (Glaser, 2008). У свою чергу, характерні триваліші холодні та сухі зими (приблизно 1600–1700 рр.), що відображено у зниженні вмісту $\delta^{18}\text{O}$ у сталагміті (гори Бюкк, північний схід Угорщини) (Siklósy et al., 2009).

Друга фаза МЛП стала також найхолоднішою у Східних Карпатах. Пік холоду настав у першій половині XVII століття згідно з озерними відкладами (Karlik et al., 2021). Реконструйовані температури липня за кільцями дерев (Pora & Bouriaud, 2014; Pora & Kern, 2009; Roibu et al., 2022) вказують на найхолодніший період раніше, у 1430–1630 pp. і 1500–1600 pp. У Молдавському літописі згадано винятково холодна зима і дуже дощове літо у 1504 p., суворі зими 1552 і 1558 pp. (Kogălniceanu et al., 1852). Про неврожайні і голодні роки з епідеміями згадує Львівський літопис у 1591, 1595 і 1599 pp., інвазії саранчі у Польщі у 1612 p. (Бевзо, 2019). У високогірних регіонах Південних Карпат найхолодніші умови припадають на 1360–1600 pp. (Szabó et al., 2024).

Відміною рисою клімату цього часу у Східних і Південних Карпатах, порівняно із Західними, є зростання посушливості. Сухі умови реконструйовані у Східних (Florescu et al., 2018; Panait et al., 2017) і Південних (Haliuc et al., 2017). Екстремально сухим у Південних Карпатах був 1650 p. (Schnitche et al., 2006). У Молдавському літописі описано екстремальну посуху з суховіями 1585 p., що тривала весну, літо і охопила територію передгір'я Східних Карпат і Молдавське плато (Kogălniceanu et al., 1852). Стійкі посушливі умови підтверджено у різних палеокліматичних індикаторах: пилком, раковинними амебами, $\delta^{13}\text{C}$ у сфагнумі у 1550–1750 pp. у Східних Карпатах (Feurdean et al., 2015; Feurdean & Willis, 2008a; Schnitche et al., 2006); вмістом ізотопів ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) у спелеотемах у 1675–1720 pp. у Південних (Warken et al., 2018) і Південно-Західних Карпатах (Perşoiu & Perşoiu, 2019).

Водночас на основі дендрокліматичних реконструкцій у 1600–1720 pp. у Східних Карпатах виявлено тепліші епізоди, порівняно із кліматом Західних Карпат. У цей же час у Південно-Західних Карпатах (Апушень) на тлі загальних посушливих умов, зниження температур повітря взимку, підвищення температур повітря влітку реконструйовано інтенсивні дощі і каскад раптових паводків (Perşoiu & Perşoiu, 2019). Нестабільні умови зволоження у 1600–1680 pp. н.е. виявлено і у болотних відкладах Східних Карпат (Diaconu et al., 2020). У цей час у Західній Україні, за літописними даними, знайдено згадки про сильну посуху у 1637–1638 pp. Нею літописці пояснювали часті пожежі повсюдно на теренах

сучасної Львівської області. У 1638 р. посуха тривала всю весну і аж до середини липня (Бевзо, 2019). Гідрокліматичні відмінності у проявах клімату МЛП протягом цього часу, очевидно, пов'язані із фазою ПАК-, яка по-різному вплинула на Західні та Східні і Південні Карпати (Constantin et al., 2007; Magyari et al., 2013; Perşoiu et al., 2017). Ще однією відмінною рисою режиму опадів у Східних і Південних Карпатах є вплив на них регіональної системи циркуляції Східна Атлантика/Західна Росія (Warken et al., 2018).

Наступний період (кінець XVII – перша половина XVIII ст.) на тлі високої сонячної активності – повсюдно відносно теплий у Карпатах. У Західних Карпатах найвищі літні температури повітря припадають на кінець XVII ст. (у 1687 р. +12,2°C на висоті 1500 м (Niedźwiedź, 2004)). Часті холодні роки з аномальними опадами (пізнім снігом у червні) співпадають з вулканічною активністю у 1672–1695 рр. (Niedźwiedź, 2004). Документальні архіви Центральної Європи свідчать про найменшу кількість екстремальних подій у першій половині XVIII ст. (Przybylak et al., 2005). Епізоди потепління 1700-х років, які розглядаються як ранні ознаки потепління, відображені в дендрокліматичних реконструкціях температур літа і документальних даних Західних Карпат. Зокрема, вищі середні (порівняно з періодом 1961–1990 рр., температури повітря виявлено у 1712, 1738, 1748, 1757, 1774 рр. (Bartholy et al., 2004; Büntgen et al., 2013; Gradziński et al., 2016). Аномальними були літні морози в 1716 р. і снігопади в липні та серпні 1724 р. у Низьких Татрах (Niedźwiedź, 2004a).

У другій половині МЛП істотними стають 16-річні цикли температурних коливань, як в Західних, так і в Східних Карпатах. Вони узгоджуються і з циклами виявленими за даними, реконструйованими із документальних даних Центральної Європи (Dobrovolný et al., 2010). Так, у період 1690 –1780 рр., відповідно до записів печерних відкладів, у Південних Карпатах реконструйовано десятиліття із зниженням кількості атмосферних опадів (Cleary et al., 2019). На такі короткі періоди вказують і сухі умови торфовищ Східних Карпат (Kern et al., 2016).

Відносно вологий період кінця XVIII – початку XIX століття – спільна гідрокліматична ознака клімату Західних і Східних Карпат (Feurdean et al., 2015; Rácz, 2020). Про це свідчать реконструкції деревних кілець (Büntgen et al., 2007; Nechita et al., 2017; Roibu et al., 2022), записи сталагмітів з передгір'я Північноугорських Карпат (Siklósy et al., 2009). Період високої кількості атмосферних опадів у літній період (між 1780–1815 рр.) зафіксовано у сталагмітах Південних і Південно-Західних Карпат (Cleary et al., 2019; Longman et al., 2019). Цей же період виявлено за зростанням температурної мінливості у спектрі дендрокліматичних даних зі Східних Карпат. Особливістю регіону в цей період є згладжений режим атмосферних опадів.

XIX століття стало кінцевою холодною частиною МЛП, хоча деякі ознаки поширюються ще на початок XX століття. Для неї характерні часто повторюване холодне і вологе літо, а також часті посухи у Карпатах (Alexandrowicz, 2019; Cleary et al., 2018; Feurdean et al., 2015). У більшості регіонів Карпат, окрім Південних, найнижчі температури повітря реконструйовано на початку XIX століття, резонуючи з часом виверженням Тамбори у 1815 р. Однак такий вплив виражений менше, ніж на теренах Західної Європи (Büntgen et al., 2015; Z. Kern et al., 2016; Perşoiu & Perşoiu, 2019; Pora & Kern, 2009). Холодне та вологе літо з високочастотною мінливістю зареєстроване у Східних і Південних Карпатах (Cleary et al., 2018; Feurdean et al., 2015; Lehoczky et al., 2016). Тривалий період похолодання (1793–1895 рр.) відображений у дендрокліматичних реконструкціях літніх температур у Татрах, з найхолоднішою фазою 1829–1851 рр., найхолоднішим літом у 1844 р. (із середньою температурою повітря літа +7,9°C) (Niedźwiedź, 2004b).

Закінчення Малого льодовикового періоду у Карпатах відбувалося поступово упродовж XIX ст., що супроводжувалось низкою екстремальних гідрокліматичних подій (Kaczka, 2004; Niedźwiedź, 2004b). Екстремальні явища демонструють слабку кореляцію з вулканічними подіями та мінливістю сонячного випромінювання. Екстремально холодні зими сильно корелюють з негативною фазою Північноатлантичного коливання. Однак відносно холодні і

вологі роки («роки без літа») часто були результатом потужних глобальних вивержень вулканів (Wanner et al., 2022).

Висока частота посух – ще одна особливість Малого льодовикового періоду на прикінцевій фазі. Це підтверджують дендрокліматичні реконструкції та хід інших палеокліматичних індикаторів: ізотопів кисню, нітрогену і карбону у сталактитах. Проте поширення посух досить хаотичне у просторі Карпат. Регулярні посухи відбувались у XVIII столітті в Південних і Південно-Західних Карпатах (Cleary et al., 2019; Kern et al., 2016; Levanič et al., 2013) і наприкінці XVIII ст. (~ 1770–1790 рр.) у східнокарпатському передгір'ї (Roibu et al., 2022). У Східних Карпатах найбільшу кількість та інтенсивність посушливих років зафіксовано в XIX столітті (Nagavciuc, Ionita, et al., 2019; Roibu et al., 2022). Трьохрічна посуха протягом 1805–1807 рр. і посушливий період 1860-х рр. реконструйовано за кільцями дуба у передгір'ї Північноугорських Карпат (Kern et al., 2013). Останній епізод відносять до найсильнішої літньої посухи МЛП (Büntgen, Franke, et al., 2010; Wilczyński & Skrzyszewski, 2003).

У Європі завершення Малого льодовикового періоду пов'язують з відступом гірських льодовиків після 1860 р. (Pfister & Wanner, 2021; Wanner et al., 2022). У Південно-Західних Карпатах тенденція до потепління встановилася приблизно з 1850-го року з короткими перервами (Perşoiu & Perşoiu, 2019). Ранні ознаки закінчення Малого льодовикового періоду до кінця XVIII століття та окремі холодні роки (1818, 1820-ті, 1840-ті) зафіксовано у Східних Карпатах у кільцях дерев (Pora & Bouriaud, 2014; Pora & Kern, 2009) і в покладах гуано кажанів з печери (Geantă et al., 2012). Згідно з вейвлетним аналізом рядів дендрокліматичних даних у Західних Карпатах (Büntgen et al., 2013) 1850 р. – рік переходу до іншої ритміки, коли міжрічних 2–4-річних коливань температур повітря літа стає менше і домінантними стають триваліші періоди (64–128 років).

Поступове потепління зумовлене зменшенням вулканічної активності та збільшенням сонячного випромінювання. Крім того, зменшився зимовий приріст маси льодовиків, а також дещо зросла концентрація парникових газів. Повільне потепління у XX столітті, передусім, помітне у зменшенні частоти та

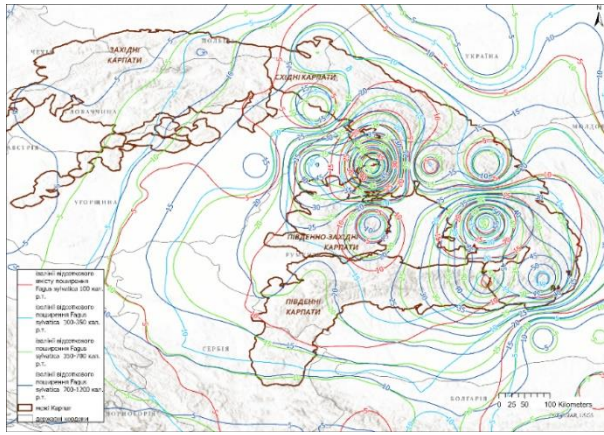
інтенсивності холодних екстремальних явищ влітку і взимку. Екстремальні хвилі тепла були рідкісними аж до переходу до швидкого потепління у 80-х рр. ХХ ст.

4.5. ЗМІНИ ЛАНДШАФТІВ УПРОДОВЖ ОСТАННЬОГО ТИСЯЧОЛІТТЯ

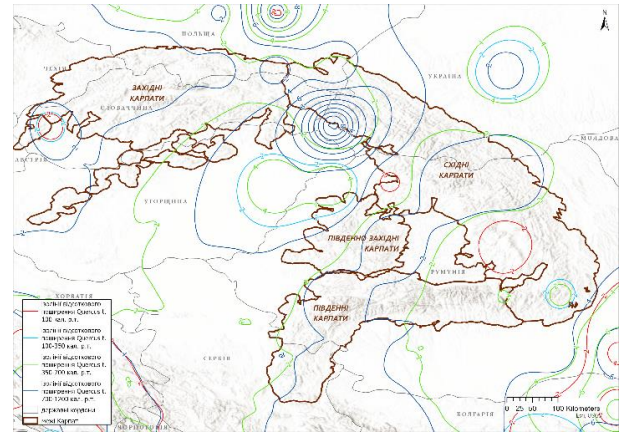
Упродовж останнього тисячоліття карпатські ландшафти зазнали суттєвих перетворень, спричинених людською діяльністю та підсилених зміною клімату. Якщо на початку минулого тисячоліття Карпати були заселені тільки у передгір'ях і переважно у Західних Карпатах, то до середини ХІХ ст. антропогенні перетворення сягнули високогір'їв і були найінтенсивнішими у Південних Карпатах (de Martonne, 1917; Kholiavchuk et al., 2024; Munteanu et al., 2014, 2015).

За цей час повсюдно зменшилась частка основних лісотвірних порід карпатських лісових ландшафтів (бук, дуб, граб) (рис. 4.17) і паралельно зросли площі лісів з вільхою, березою, сосною, бузиною, горобиною, дереном, а також трав'янисті види антропогенного походження. Окрім того, на тлі антропогенної діяльності зросла повторюваність екзогенних схилових процесів і небезпечних гідрометеорологічних подій. Тому у цьому підрозділі ми проаналізували динаміку означених ландшафтних компонентів і процесів як реакцій на зміни клімату та людської діяльності упродовж останнього тисячоліття.

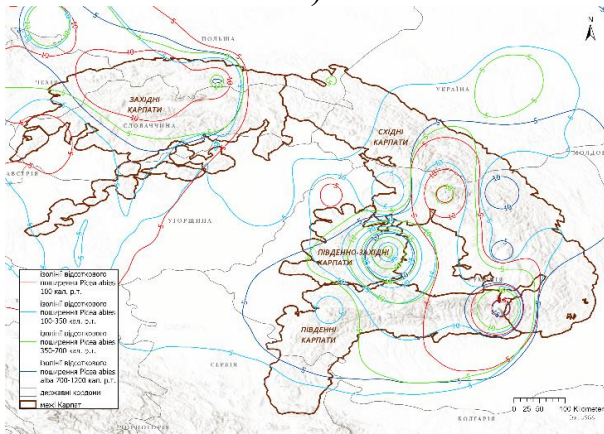
На початку Середньовічного теплого періоду Карпати переважно оточували дубово-букові ліси (рис.4.17). У передгір'ї Західних Карпат частка лісових ландшафтів складала від 50 до 80% (Alexandrowicz, 2020). У передгір'ї і низькогір'ї південної частини Західних Карпат та у передгір'ї південно-західного макросхилу Східних Карпат велика частка пилку мезотермофільних деревних таксонів (дуба, липи, граба) у верствах періоду СТП і низькі значення трав'янистих таксонів вказують на переважання густо заліснених ландшафтів з домінуванням дуба (Alexandrowicz, 2020; Geantă et al., 2012). На протилежному макросхилі, у передгір'ї Східних Карпат у геоекотоні «широколисті ліси – лісостеп» переважав бук європейський і граб звичайний (Dmytruk et al., 2014; Gerasimenko et al., 2019), зростала частка ліщини і відбувалась інтродукція теплолюбного волоського горіха (Gerasimenko et al., 2018; Юрченко, 2019).



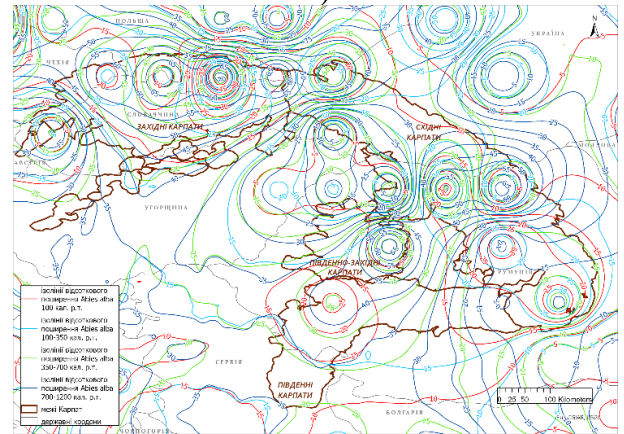
а)



б)



в)



г)

Рис. 4.17. Поширення основних лісотвірних порід карпатських лісів упродовж останнього тисячоліття на основі паліноспектрів: а) бука, б) дуба; в) ялини; г) ялиці. Складено автором на основі моделі поширення видів рослин у Європі REVEALS (Fyfe et al., 2021)) з доповненнями за відібраними опублікованими спорово-пилковими діаграмами (дод. Е).

До XVIII століття у передгір'ях та низькогір'ях частка оброблюваних земель у Східних і Південних Карпатах була невисокою (Fărcaș et al., 2013; Feurdean et al., 2011; Geantă et al., 2012). На початку СТП нещільна мережа поселень на заплавах і нижніх терасах передгірських річкових долин суттєво не впливала на перебіг природних процесів у Карпатах (Alexandrowicz, 2020). Так, у XII ст. гірська частина Західних і Східних Карпат залишалась залісною, тоді як орні землі переважали лише в давньоруських поселеннях низовин і річкових долин, які межували з передгір'ями (Demek et al., 2012; Gerasimenko et al., 2019; Чумак, 2013).

Подальше потепління упродовж СТП сприяло зростанню людності, міграціям в пошуках нових поселень і розвою сільського господарства схилами Карпат уверх. Так, цей період пов'язаний із заселенням людськими спільнотами західних передгір'їв Західних і Східних Карпат, долин великих річок, а також межигір'їв Західних і Східних, меншою мірою Південних Карпат (Gebica et al., 2013; Gebica et al., 2016; Starkel, 2005; Starkel et al., 2013). У зв'язку з цим у палінологічних діаграмах нами помічено зменшення частки пилку дерев, зростання пилку сільськогосподарських культур, появу великої частки видів малакофауни відкритих екосистем.

Заселення і великий попит на орні землі у Західних і Східних Карпатах, імовірно (з XIII–XIV століття ця територія була частиною важливого міграційного шляху кочових пастухів) призвели до інтенсивного вирубування та випалювання лісів. Такі процеси найперше відбувались навколо поселень. Удобрений попелом ґрунт обробляли протягом 2–3 років, поки він не ставав неродючим, а потім використовували як пасовище або залишали, а нову ділянку лісу розчищали. Закинуті поля зазвичай відновлювалися лісом. Така практика природокористування, наприклад в низькогірних Карпатах (Бескидах, Бещадах) (Kukulak, 2003), проіснувала до XVIII–XIX ст. Вирубка лісів на схилах передгірних долин посилила ерозію ґрунту, що призвело до збільшення надходження мулистого-суглинистого наносів у русла річок. Середньовічний теплий період став сприятливим і для пасовищного господарства у гірських регіонах (Tanțău, Geantă, et al., 2014). Ознаки тривалішого сезону випасання худоби у високогір'ї знайдено повсюдно у Карпатах (Feurdean et al., 2016; Geantă et al., 2014).

Однак середньо- і високогірні ландшафти загалом продовжували зберігати свій природний характер. Наприкінці Середньовічного теплого періоду дубово-букові ліси досягали 800–850 м, а прохолодна смуга хвойних лісів 1700 м н. р. м. у Східних Карпатах та 1800 м н. р. м. – у Південних Карпатах (Kata, 2024; Rácz & Campbell, 2013), а отже кліматично відповідала верхній межі лісу (Czajka, Łajczak, & Kaczka, 2015; Gałka et al., 2016; Treml et al., 2006). Про м'який клімат

свідчить також зростання бука на верхній межі лісу у Східних Карпатах (Feurdean et al., 2016; Githumbi et al., 2022).

На нашу думку, на основі проаналізованих палінограм і моделі поширення рослинного покриву REVEALS (Fyfe et al., 2021) поширення бука з-поміж інших карпатських лісотвірних порід найкраще відображає просторові зміни кліматичних умов та антропоресії. Зокрема, упродовж СТП частка бука була удвічі більшою, порівняно з початком ХХ т. у передгірних геокотонах та геоекотоні «широколисті ліси – лісостеп». Про теплі умови і достатнє зволоження (відповідно до величин SPEI-3 вегетаційного періоду (Sochová et al., 2024)) може свідчити максимальне поширення дуба на південно-західному макросхилі Східних Карпат у Закарпатті (рис. 4.5.1). Ці судження узгоджуються з тривалішою вологою фазою СТП, про що йдеться у підрозділі 4.3.

Наступний період перетворення ландшафтів припадає на початок кліматичного похолодання і посушливих умов під час Малого льодовикового періоду. Подібно до інших гірських регіонів Європи, період МЛП в Карпатах виражений у збільшенні повторюваності паводків (Gębica et al., 2016; Perşoiu & Perşoiu, 2019; Rădoane et al., 2019), схилових процесів, зсувів, селевих потоків (Alexandrowicz, 2023; Gądek et al., 2016; Kędzia et al., 2023; Kędzia & Kotarba, 2018; Kotarba, 2006), посиленні ерозії (Tlapáková et al., 2021), підвищення рівнів води в озерах (Alexandrowicz, 2013). Всі ці прояви демонструють регіональні та локальні відбитки зміни клімату, які розвивались на тлі зростаючої антропоресії (Dabkowski et al., 2019; Gałka et al., 2017; Hájek et al., 2016; Tanțău, Feurdean, et al., 2014; Wieszik et al., 2020).

Активізація гірничої промисловості і волоська колонізація призвели до різкої і постійної трансформації карпатських ландшафтів на захід, південь і вверх схилами Карпат. Масове скорочення лісових масивів почалось у XIII–XV ст. у Західних Карпатах (Gebica et al., 2013; Kołaczek et al., 2018; Skoczyłlas-śniaz & Alexandrowicz, 2022; Wieszik et al., 2019) та Східних Карпатах (Gałka et al., 2016; E. Magyari et al., 2009; Peters et al., 2020), у XVI–XVII століттях у Південних Карпатах та найзахідніших частинах Західних Карпат (Dabkowski et al., 2019; Demek et al., 2012b; Kapustová et al., 2018; Moldovan et al., 2022). Інтенсивне

використання деревини для будівництва призвело до зменшення частки як листяних (бук європейський, необхідний, наприклад, для виробництва поташу (Kukulak, 2000), так і хвойних (ялиця та ялина звичайна) дерев (Magyari et al., 2018; Wasnik et al., 2016; Wiezik et al., 2019), тоді як частка дубових лісів подекуди зросла (Peters et al., 2020).

У Південних і Східних Карпатах зменшення частки бука у XIII–XIV ст. століттях також пов'язане з посушливими умовами перехідного до МЛП, що підтверджується у низці комплексних реконструкцій (Florescu et al., 2017; Haliuc et al., 2017; Longman et al., 2017, 2019). Докази вирубки лісів і спалювання деревини для гірничої промисловості знайдені у Східних Карпатах вже на початку XVI ст. (Mindrescu et al., 2023). Ялиця відновилися в багатьох карпатських лісах, ймовірно, завдяки сприятливим умовам для росту після випасу, переважної рубки бука європейського під час інтенсивної колонізації та згрібання підстилki (Kořaczek et al., 2021). Про похолодання на тлі активізації антропогенної діяльності у геоекотоні «широколисті ліси – лісостеп» свідчить зростання бореальних порід – берези і вільхи (Герасименко, 2007). Холодніші умови відображені і у зменшенні таксонів дуба і липи у передгір'ї Карпатського басейну і розширенні степової рослинності (*Poaceae*, *Asteroideae*, *Chenopodiaceae*, *Apiaceae*) (Geantă et al., 2012).

Тепліші десятилітні епізоди упродовж 1450–1650 pp. у першій половині Малого льодовикового періоду пов'язані з посиленням вирощування сільськогосподарських культур і веденням скотарства, а відповідно підвищеною частотою пожеж у Східних Карпатах. Підтвердження цього віднайдено у реконструкціях за відкладами озер, боліт і річних кілець дерев у Східних (Feurdean et al., 2012, 2015; Haliuc et al., 2016) і Західних Карпатах (Wiezik et al., 2019). У передгірному геоекотоні Східних Карпат збагачення ґрунтів частками мікроскопічного вугілля, наявність пилку рослин-пірофілів (Gerasimenko et al., 2018) також свідчить про зростання впливу людини на рослинність.

Встановлено, що короточасні періоди відновлення лісів збігаються з холодними умовами МЛП, змішаним режимом інтенсивності/охоплення пожежами, сприятливим для бука та ялини, та запустінням земель через

історичні зміни. Це виявлено у комплексних палеогеографічних реконструкціях з усіх гірських регіонів Карпат (Feurdean et al., 2017; Finsinger et al., 2018; Jakab et al., 2023; Kołaczek et al., 2018; Wieszik et al., 2019). Періоди сукцесії відображено у збільшенні кількості пилюк клімаксових дерев (особливо бука зі зменшенням пилюк трав антропогенного походження). Ще одне підтвердження – збільшення у зсувних відкладах тіньюлюбних видів малакофауни поміж верств з переважанням видів, які живуть у відкритому середовищі (Alexandrowicz, 2020).

Значна мінливість зволоження та антропопресія зумовили каскадний прояв небезпечних природних явищ у середині Малого льодовикового періоду. Так, інтенсивна колонізація передгір'їв і низькогір'їв а також освоєння (вирубка лісів) волоськими пастухами гірських схилів Карпат сприяли підвищенню частоти і потужності паводків у XIV–XVI ст. у Західних Карпатах (Gebica et al., 2013). Підтвердження інтенсивної річкової ерозії, берегової седиментації і селевих потоків протягом цього часу виявлено у реконструкціях за алювіальними та зсувними відкладами з Татр, Моравських Бескидів і передгір'я Східних Карпат (Gebica et al., 2023; Pawlik et al., 2022; Tlapáková et al., 2021). Активні схиліві процеси, включаючи зсуви, реконструйовано у Зовнішніх Західних Карпатах (Бескиди) у 1260–1420 роках (Gašiorowski & Sienkiewicz, 2010; Pánek et al., 2009, 2013) та у 1560, 1609 роках (Bajgier-Kowalska, 2002; Pánek et al., 2009). Ці процеси – наслідок контрастних холодних/теплих періодів, екстремальних або тривалих атмосферних опадів, а також підвищення водності річок. У Західних Карпатах ще один епізод активних зсувів і посилення річкової активності відбувся у вологіший і холодний період (~1550–1750 pp.) (Alexandrowicz, 2023; Gašiorowski et al., 2023; Margielewski et al., 2010).

Другий пік інтенсивної експлуатації лісів відбувся за часів Австро-Угорської монархії (з кінця XVIII до початку XX століття), що збігається з найбільш мінливим періодом зволоження. Ландшафти Західних Карпат зазнали найсуттєвіших змін, спричинених розширенням орних угідь (рис. 4.18) і пасовищ у гірських районах, де зростали бук європейський та ялина звичайна (Frodlová & Horsák, 2021; Wasnik et al., 2016; Wieszik et al., 2019). Так, у Моравсько-Сілезьких Бескидах такі угіддя досягли найвищих ділянок гір (Demek et al., 2012).

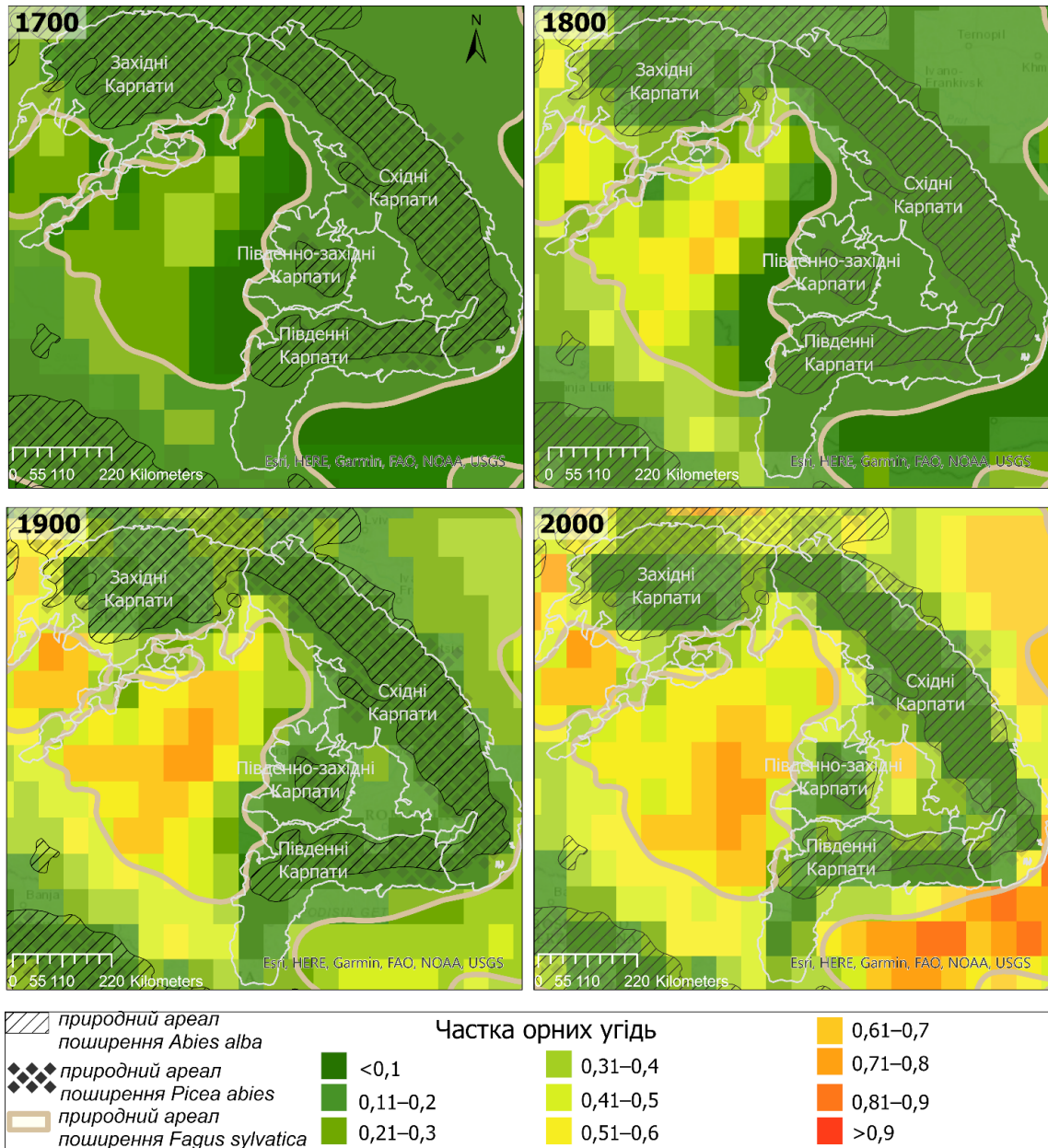


Рис. 4.18. Динаміка орних угідь (створена автором з використанням даних (Ramankutty, 2012)) і природних ареалів домінантних таксонів дерев у сучасних лісах Карпат (дані з (Caudullo et al., 2017)) у Карпатах упродовж 1700–2007 рр.

У Східних і Південних Карпатах зниження межі лісу виражене у заміщенні у палінологічних діаграмах деревних таксонів субальпійськими чагарниками (*Alnus viridis*) та альпійськими трав'янистими угрупованнями (Geantă et al., 2014; Vincze et al., 2017)(Geantă et al., 2014; Vincze et al., 2017), як наслідок посушливих умов, частих підпалів та відгінного скотарства у високогір'ї (Haliuc et al., 2016) (рис. 4.19).

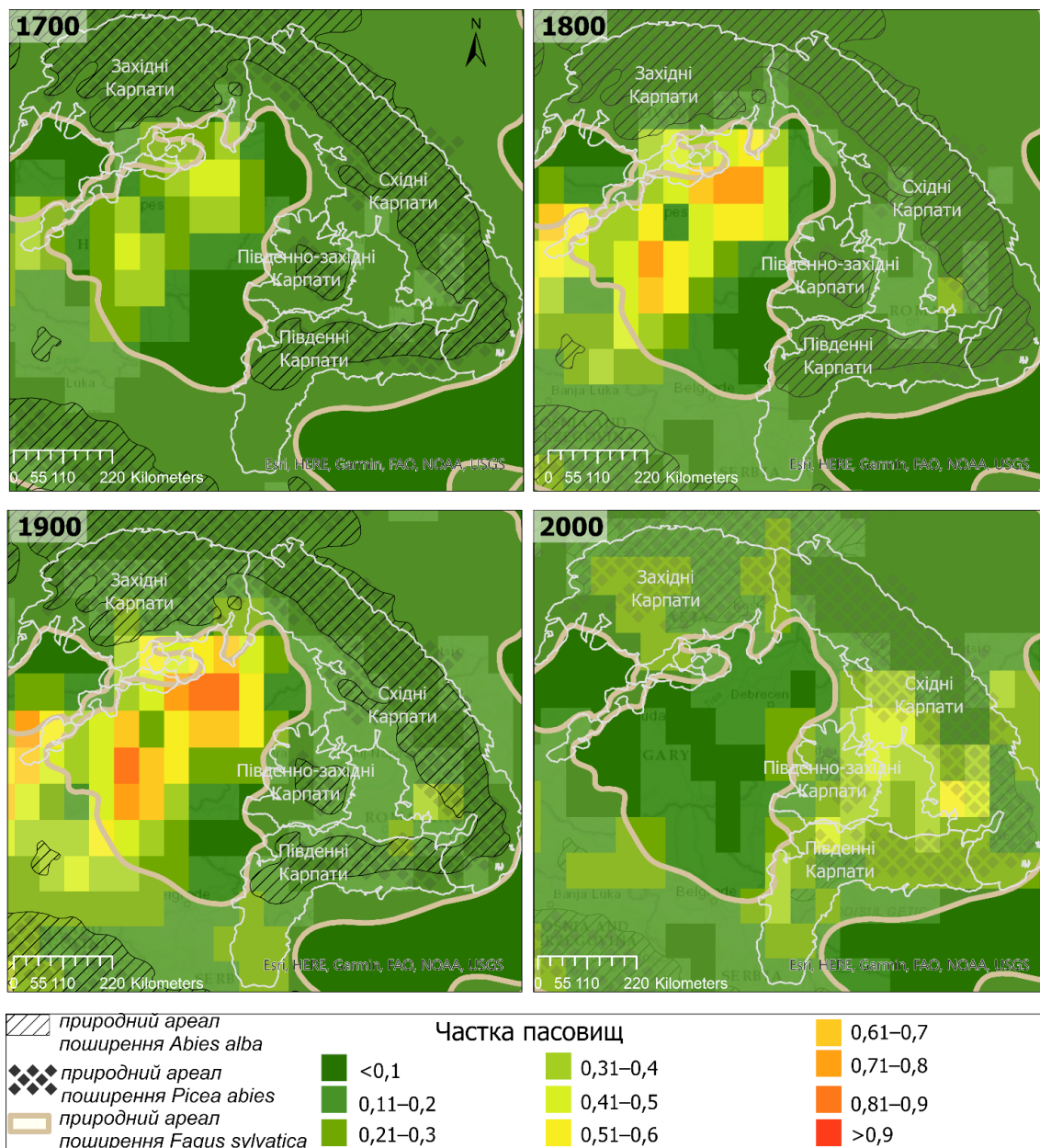


Рис. 4.19. Динаміка пасовищ (створена автором з використанням даних з (Ramankutty, 2012)) і природних ареалів домінантних таксонів дерев у сучасних лісах Карпат (дані з (Caudullo et al., 2017)) у Карпатах упродовж 1700–2007 рр.

У Південних Карпатах деструктивні зміни лісів з’являються на початку МЛП, але стали помітними на всіх висотних рівнях лише в ХХ ст. (Szabó et al., 2020). У середньогір’ї під час повторної сукцесії бук став більш поширеними за рахунок зниження частки ялини (Vodnariuc et al., 2002) (рис. 4.17). У передгірному геоекотоні Східних Карпат та суміжному з ним геоекотоні «широколисті ліси – лісостеп» постійне зростання пилку пасовищних синантропних рослин у палінограмах відкладів цього часу (Cleary et al., 2018;

Dmytruk et al., 2014; Geantă et al., 2012; Gerasimenko et al., 2019) свідчить про повсюдне зведення лісів.

Часта повторюваність дощового літа у XIX столітті послуговували пусковим механізмом каскадних несприятливих природних процесів, зокрема почастішання небезпечних схилових процесів у гірських регіонах. Так, у Західних Карпатах (Татри) волога фаза 1850-1900 рр. спричинила інтенсифікацію селевих потоків (1813, 1846–1854, 1882–1885, 1910–1912 рр.), багато з яких збігалися зі значними паводками та активною схиловою седиментацією (1820–1830, 1850–1860, 1880–1900 та 1910–1920 рр.) (Gadek et al., 2016; Kędzia et al., 2023; Kędzia & Kotarba, 2018) та трансформації річкової мережі (Kłapyta et al., 2016; Pawlik et al., 2022). У Західних Зовнішніх Карпатах активні гравітаційні рухи мас віднайдено у палеогеоморфологічних реконструкціях кінця Малого льодовикового періоду (1829–1833, 1844–1848, 1861–1869, 1881–1884 р.) (Bajgier-Kowalska, 2002). Згідно з палеорекоконструкціями ландшафтів Східних Карпат (Mîndrescu et al., 2013; Tapody et al., 2021) активні ерозійні процеси та інтенсивне накопичення делювіальних відкладів відбувалось у кінцевій вологій фазі Малого льодовикового періоду у середньо- та високогір'ї Східних Карпат. Така активність знизилась після 1920 р. (Gadek et al., 2016) Однак ми не виявили досліджень з річним датуванням гравітаційних процесів у цьому регіоні.

Архіви алювіальних відкладів, виявлених у палеорекоконструкціях переважно річкових долин передгір'їв і низькогір'їв Західних і Східних Карпат, вказують на те, що клімат останнього тисячоліття на тлі усього голоцену у поєднанні з антропогенним впливом найбільше вплинув на динаміку руслових процесів. З одного боку, потужна седиментація відбулась внаслідок антропогенного перетворення схилів (Gebica et al., 2013; Kukulak, 2003; Stacke et al., 2014). З іншого боку, протягом МЛП у Карпатах, особливо наприкінці, спостерігалось часте чергування вологих періодів зі збільшенням частоти та амплітуди багатоводних та маловодних періодів (Longman et al., 2019; Rădoane et al., 2019). У результаті таких каскадних змін трансформовані схили стали ще вразливіші до наступних екстремальних гідрометеорологічних подій.

У свою чергу активна зона руслоформування у передгір'ї північного схилу Західних та північно-східного макросхилу Східних Карпат, адаптуючись до цих нових режимів стоку, зазнала значних змін: відбувалось випрямлення та розширення русла. Це сприяло внутрішньорусловій бічній ерозії, що призвело до накопичення великого прошарку алювіальних відкладів (мадів за (Kalicki, 2000). Періоди підвищеної швидкості відкладення мадів збігаються з синергетичним поєднання паводкових режимів і посиленням антропогенного фактору. Так, про постійне зростання антропопресії як важливе джерело навантаження на руслові процеси у передгір'ї Карпат свідчить збільшення розміру фракцій та різнорідного гранулометричного складу алювіальних відкладів у верхніх частинах розрізів (Chiriloei et al., 2012; Gebica et al., 2013; Gebica et al., 2016; Rădoane et al., 2015).

Наприкінці Малого льодовикового періоду зведення лісу (вирубка та випалювання) досягло максимуму. Це відображено у зменшенні частки бука європейського, ялиці звичайної, дуба та граба. Починаючи з XIX ст., за активного зведення лісів і зростання площ пасовищ, відбувалось збіднення лісостепових геоекотонів (Gerasimenko et al., 2019; Hájek et al., 2016; Magyarai et al., 2010; Sümegi et al., 2012). На цей час припадає штучне заліснення низько- та середньогірних схилів Карпат ялиною європейською (рис. 4.17) та сосною звичайною (Carter et al., 2020; Feurdean & Willis, 2008a; Tanțău et al., 2011; Tanțău, Geantă, et al., 2014). Це призвело до переважання монодомінантних лісів у більшості регіонів Східних Карпат. Крім того, сосна звичайна часто використовувалась для створення промислових лісів у низько- та середньогір'ях Південних та Східних Карпат (Tanțău, Geantă, et al., 2014). Тому поширення основних карпатських деревних порід у XIX ст. уже не є відображенням кліматотонів. Реконструкції донних відкладів високогірних озер також підтверджують антропогенні трансформації геоекотону верхньої межі лісу з другої половини XIX ст. (Chiroiu et al., 2016; Szabó et al., 2024).

Через означені антропогенні впливи ці ліси стали вразливими до значних дистурбацій (вітровалів, інвазій шкідників, схилових процесів) наприкінці МЛП. Негативний вплив таких збурень посилювався екстремальними атмосферними

явищами (інтенсивними атмосферними опадами, посухами) у періоди з 1820 по 1850 рр. і з 1880 по 1910 рр. у Західних та Східних Карпатах (Izworska et al., 2023; Karlik et al., 2021; Popa & Kern, 2009).

На сильно трансформованих схилах виникали антропогенні збіднені луки та світловимогливі, адаптовані до порушень лісові масиви із дуба, берези, сосни та ліщини (*Corylus avellana*), тоді як у природних лісових ландшафтах ці порушення сприяли їх стійкості та біорізноманіттю (Fărcaș et al., 2021; Ferencík et al., 2022; Šímová et al., 2019; Tanțău et al., 2011). Усі означені процеси та проаналізовані нами реконструкції свідчать про те, що у результаті каскаду несприятливих природних і антропогенних процесів протягом ХІХ століття лісистість на початку ХХ ст. у Карпатах досягла найнижчих значень за все тисячоліття.

Висновки до розділу 4

1. На основі синтезу 119 палеокліматичних реконструкцій голоцену автором встановлено асинхронність у мінливості і магнітуді тенденцій термічного режиму і режиму зволоження мікрокліматокронів у різних регіонах нуклеарного і, особливо, морфологічного типу. Визначено, що короткоперіодична етапність клімату голоцену Західних і Східних Карпат відповідає атлантико-континентальному типу кривої палеокліматичних змін температур повітря, а Південних – континентальному типу. На основі найдовших реконструкцій ходу температур повітря літа виявлено часові зміщення у настанні кліматичного оптимуму між Південними і Східними Карпатами, які складають приблизно 2000 років.

2. Підтверджено, що протягом останнього тисячоліття клімат Карпат відображає етапність змін клімату, яка властиві для всієї Європи. Прояви дипольної природи (північ – південь) атлантичних циркуляційних паттернів АБК і ПАК упродовж тисячоліття виявлено у регіональних особливостях клімату Малого льодовикового періоду і Середньовічного теплого періоду ландшафтних провінцій Карпат. Фази зволоження дещо пізніше (~100 років)

наступали/тривали у континентальній частині Східних і Південних Карпат. На основі сезонних дендрокліматичних реконструкцій та реконструкцій палеоклімату за ізотопами у печерних відкладах доведено, що для клімату СТП на тлі максимуму сонячної активності тисячоліття характерна дрібна ритміка мінливості із переважанням 4–8-річних періодів у Західних та Східних Карпатах, 16–32-річна – у Південно-Західних Карпатах.

3. Визначено, що упродовж Малого льодовикового періоду вплив сонячних мінімумів узгоджувався із холодними і вологими фазами, а вулканічна активність із величиною радіаційного форсингу понад 10 Вт/м^2 – з холодними роками. Регіональні прояви клімату у відхиленні в часі від цих циклів пов'язуємо з панівними режимами регіональної атмосферної циркуляції АБК і ПАК, трансформованими над горами. Регіональні відмінності між Західними та Східними/Південними Карпатами пояснено різною силою впливу середземноморських циклонів і циркуляційного паттерну Східна Атлантика/Західна Росія. Прогалиною у доказах цього впливу на палеоклімат є палеокліматичні реконструкції з гірської частини Східних Карпат у межах сучасної території України. Виявлені високочастотні сигнали мінливості зволоження в кінцевій частині Малого льодовикового періоду можуть слугувати індикаторами переходу між мікрокліматохронами.

4. Створено серію карт просторово-часового розподілу середньорічних сезонних температур та кількості атмосферних опадів температур липня і січня у Карпатах упродовж Малого льодовикового періоду. На основі них виявлено: і) пересічно на 1°C нижчі середньорічні температури повітря у Карпатах порівняно з сучасною кліматичною нормою; ii) найбільші (досягали 2°C) регіональні відмінності у передгір'ї та суміжних рівнинах у межах кліматотону «лісостеп – степ», менші – у високогірних частинах і найменші – у середньогір'ї; iii) поступове підвищення температури повітря взимку (на $0,5\text{--}1^\circ\text{C}$ загалом) із найбільшими значеннями на північному і північно-східному макросхилах та влітку (на $0,2\text{--}0,4^\circ\text{C}$ загалом) із найвищими значеннями у Західних Карпатах.

5. Встановлено, що поширення біокліматичних поясів на початку минулого тисячоліття у Карпатах підпорядковувалось природним чинникам

висотної диференціації ландшафтів. Періодизація змін ландшафтів узгоджується з кліматичними періодами останнього тисячоліття. Підтверджено, що клімат СТП сприяв залісненню високогір'їв, заселенню і розвою сільського господарства у північних передгір'ях і низькогір'ях; розвитку пасовищного господарства і тривалішому сезону відгінних пасовищ в середньогірних і високогірних регіонах. Виявлено, що регіональні особливості поширення бука і дуба відбивають ритміку теплих і вологих періодів СТП.

6. Синтез 33 палінодіаграм з різних регіонів Карпат дав змогу визначити, що МЛП став часом підвищеної антропопресії, яка досягла високогірних регіонів Карпат. Два піки (XV–XVI і XIX ст.) інтенсивних природних і антропогенних збурень спричинили різкі зміни у карпатському ландшафті та висотній структурі біокліматичних поясів. З XIX ст. поширення основних карпатських деревних порід не відображає мінливість кліматотонів.

РОЗДІЛ 5. ЗМІНИ КЛІМАТУ РЕГІОНІВ КАРПАТ У ХХ–ХХІ СТ.

5.1. КЛІМАТ КАРПАТ У ХХ–ХХІ СТ.

Сучасне потепління у Карпатах співпало з періодом, впродовж якого з'являється мережа стаціонарних метеорологічних спостережень. Тому накопичені масиви даних інструментальних спостережень та їхня інтерполяція послуговували основою для виявлення змін клімату упродовж ХХ–ХХІ ст. у Карпатах. Окрім того, автором порівнюються зміни клімату і ландшафтів, виявлені за інструментальними даними, із реконструйованими сигналами змін довкілля у палеоархівах, які охоплюють ХХ ст.

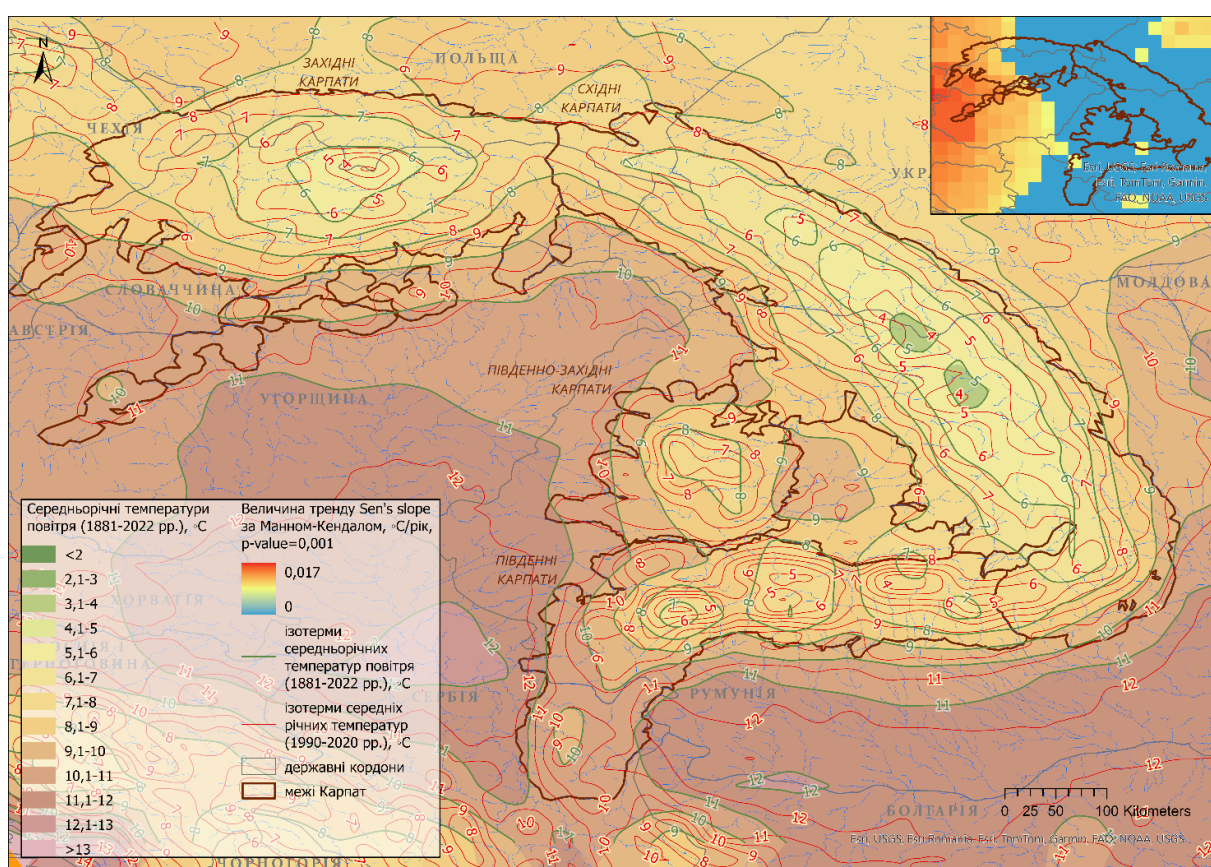


Рис. 5.1. Середні річні значення температур повітря та їх трендові зміни у Карпатах (1881–2020 рр.) (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

Згідно з проаналізованими даними інструментальних метеорологічних спостережень для клімату цього часу характерна стійка тенденція до потепління (Холявчук, 2012), що узгоджується з даними у відібраних палеорекоonstrukціях (дод. Д). Багаторічні коливання виявлено у ході температур річних, сезонних

температур повітря та атмосферних опадів. У таких дрібноритмічних змінах клімату ХХ–ХХІ ст., як і у випадку клімату періодів СТП і МЛП, помічено регіональні особливості (рис. 5.1).

З метою періодизації змін клімату упродовж ХХ–ХХІ ст. автором здійснено попередній статистичний аналіз найдовших рядів даних метеорологічних спостережень із застосуванням непараметричного тесту методом рампи, розкладання вейвлет-спектру і методу різницевих інтегральних кривих (рис. 5.2, 5.3). На їх основі автором виявлено, що статистично значимі ($p < 0,001$) зміни (перехід до потепління) у температурному режимі періоду 1881–2020 рр. усіх метеостанцій відбувся упродовж 1980–1990 рр. Такі сигнали змін знайдено також у дендрокліматичних реконструкціях літніх температур повітря у Західних і Східних Карпатах (Büntgen et al., 2015; Pora & Bouriaud, 2014; Pora & Kern, 2009; Roibu et al., 2022; Sochová et al., 2024). Про це також свідчать вищі середні значення річних температур повітря у 1991–2020 рр., порівняно з середніми річними температурами усього періоду (1881–2020 р.).

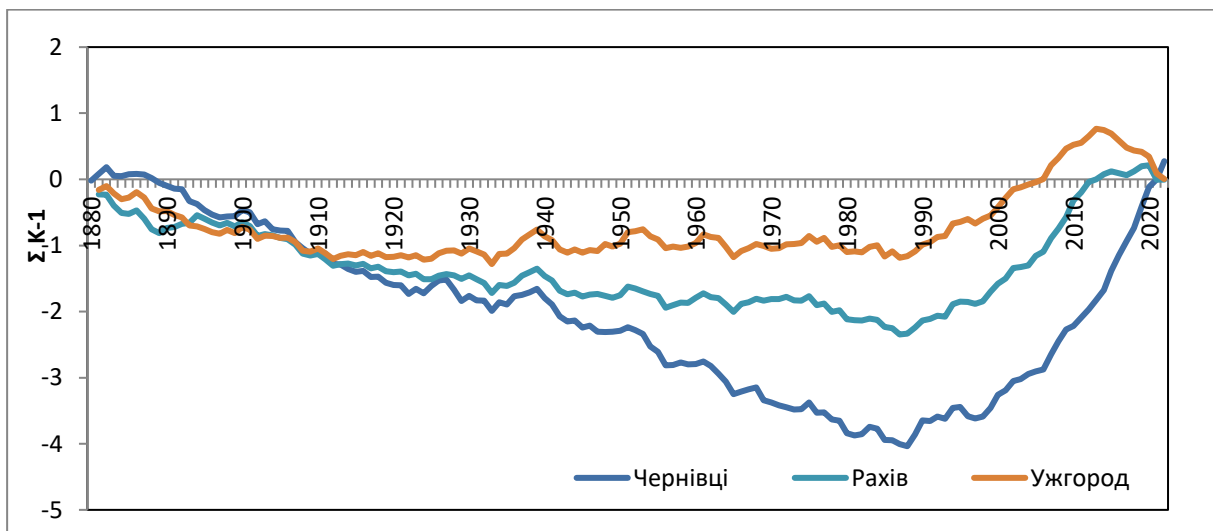


Рис. 5.2. Різницеві інтегральні криві річних температур повітря (на прикладі найдовших рядів даних в Українських Карпатах)

У режимі річних атмосферних опадів точки змін різняться у часі у ході даних різних метеостанцій. З-поміж них період з меншою кількістю атмосферних опадів виявлено у 1940–1960 рр. Роки 1962 і 1963 – точки змін ходу річних атмосферних опадів, які статистичні значимі ($p < 0,05$) у передгір'ї

Східних Карпат (Коломия, Чернівці). Графічний аналіз вікового ходу річної кількості атмосферних опадів у регіоні дослідження вказує на декілька періодів відносного зростання та зниження значень (рис. 5.3). Проте, на відміну від ходу температур, де часові межі періодів були чіткими, тут вони більш розмиті.

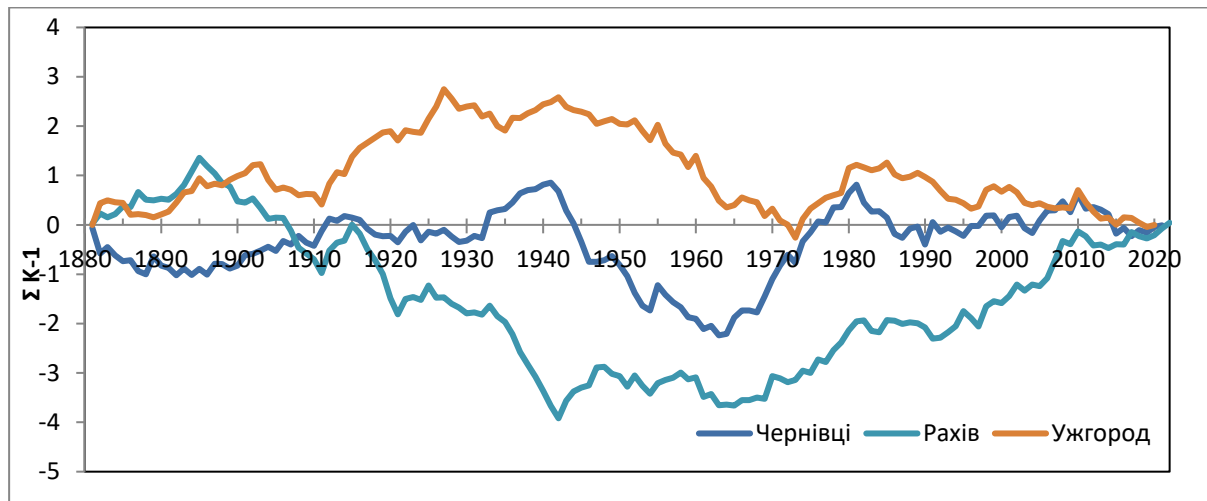


Рис. 5.3. Різниць інтегральні криві річних сум атмосферних опадів (на прикладі найдовших рядів даних в Українських Карпатах)

Результати трендового аналізу кліматичних характеристик виокремлених періодів та нелінійної параметричної регресії методу рампи свідчать також про відсутність статистично значимих тенденцій динаміки режиму зволоження. Означена специфіка результатів статистичного аналізу ходу атмосферних опадів, спонукала до виділення нами умовно трьох періодів відносних підвищень чи знижень кількості річних атмосферних опадів:

- 1) від 1881р. до початку 1940-х рр. – зростання річних сум атмосферних опадів;
- 2) з початку 1940-х рр. до кінця 1960-х рр.: річні суми атмосферних опадів зменшуються;
- 3) з кінця 1960-х рр. – зниження величини модульних коефіцієнтів (за методом інтегральних кривих) змінюється їх зростанням, їх амплітуди зменшуються. З 1981 р. у передгір'ї Східних Карпат ми виявили незначне зменшення кількості атмосферних опадів (Холявчук, 2015). У ході атмосферних опадів за даними решти метеостанцій змін не виявлено. Детальніше особливості

виділення таких періодів описані в окремих дослідженнях автора (Kynal & Kholiavchuk, 2016).

Окрім того, у попередньому розділі ми виявили зв'язок мінливості ходу палеокліматичних індикаторів з індексами кліматотвірних чинників (інтенсивністю сонячного випромінювання, індексом ПАК). Це спонукало нас до пошуку такого зв'язку із ходом кліматичних показників за інструментальними даними у ХХ–ХХІ ст. Автором виявлено, що періоди до десяти років найбільш типові у цей час. Вони відображають локальні трансформації як результати поєднання впливу атмосферної циркуляції, станів діяльної поверхні та режиму термічних показників радіаційного генезису. Про це детальніше йтиметься у наступних підрозділах.

Отже, на основі визначених особливостей ходу річних температур повітря та атмосферних опадів для подальшого детального аналізу нами виділено такі періоди: 1881–1940 рр.; 1941–1960 рр., 1961–1990 рр., 1991–2020 рр. Клімат періоду 1850–1880 рр. є близьким до клімату періоду 1881–1940 рр. Цей відтинок часу є одним із завершальних періодів МЛП. Однак у 1850–1880 рр. тільки з'являється мережа перших метеостанцій, які охоплюють передгір'я. Тому клімат цього часу розглянуто у межах наступного підрозділу.

5.2. Кліматична мінливість у регіонах КАРПАТ УПРОДОВЖ 1880–1940 РР.

Ранній період інструментальних метеоспостережень припадає на поступове завершення Малого льодовикового періоду і перші ознаки потепління, хоча статистично значимих тенденцій у ході річних і сезонних температур повітря протягом цього періоду не виявлено. Значення середньорічних температур температури повітря цього періоду пересічно на 1°C були нижчими за середні значення клімату нашого часу (1991–2020 рр.) (рис. 5.4). Найбільші значення таких відмінностей встановлено у суміжних з Карпатами геоекотонах, середньогірних і високогірних поясах.

Холодний початок цього періоду відображає пізні епізоди клімату Малого льодовикового періоду, а тому хід річних і сезонних температур схожий до розподілу цих значень у 1720–1850 рр. (дод. Л, М, Н). Підтвердження цьому

знаходимо у палеокліматичних реконструкціях. Так, упродовж 1820–1870 рр. для клімату Південно-Західних Карпат характерні низькі літні температури повітря, які реконструйовані на основі вмісту ізотопів $\delta^{18}\text{O}$ в льодовому керні печери (нижче середнього багаторічного значення) (Bădălută et al., 2020). Епізодичність таких проявів підтверджена ранніми інструментальними спостереженнями. Зокрема, згідно з даними спостережень перших метеостанцій у передгір'ях і суміжних рівнинних просторах (Чернівці, Львів, Краків, Сігішоара, Клуж-Напока, Тімішоара), період 1850–1870 рр. був відносно теплим (дод. Г). Подібно у високогір'ях Південних і Східних Карпат температури наближались, а подекуди були і вищими за сучасні (рис. 5.4, дод. Л4).

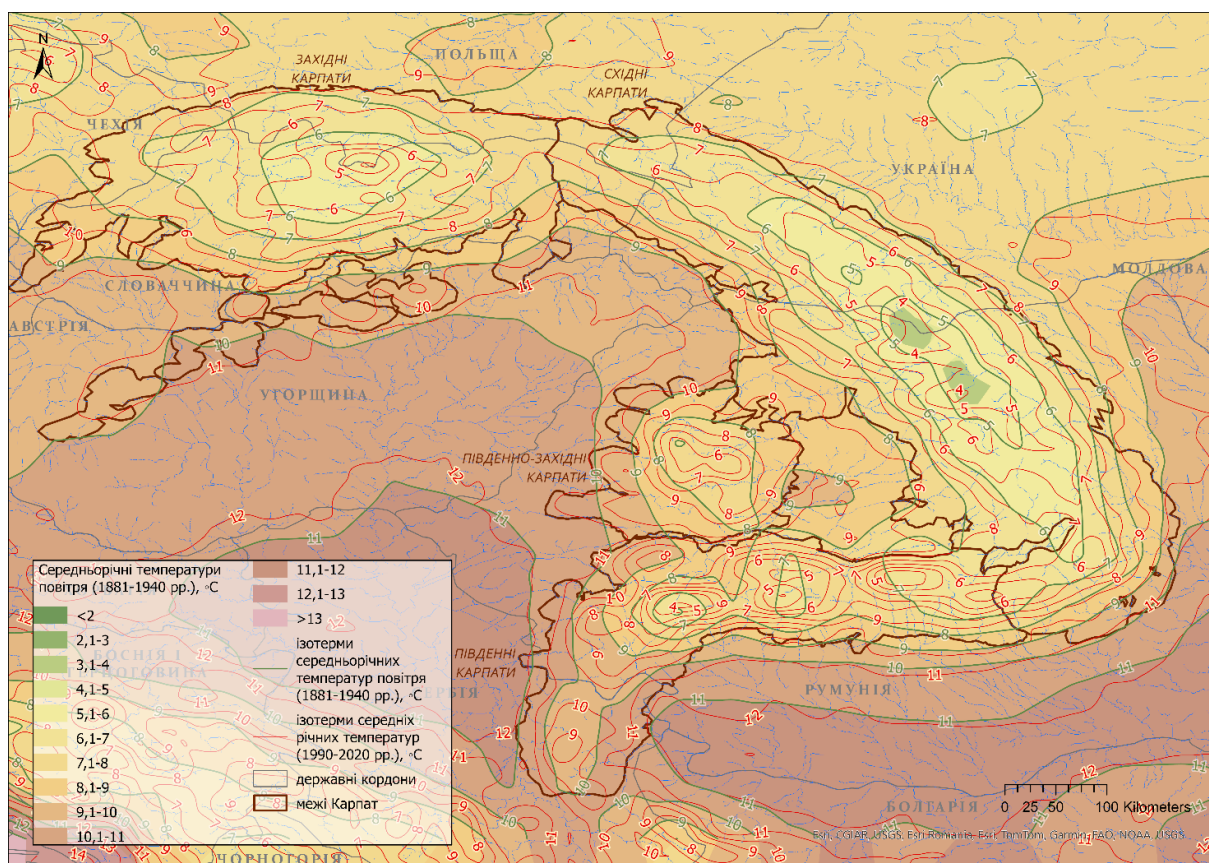


Рис. 5.4. Середньорічні температури повітря у Карпатах у 1881–1940 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

Загалом у Карпатах, відповідно до ходу середніх річних та сезонних температур повітря, потепління відбулось на початку 1900-х років. Потепління початку ХХ століття відповідає тенденціям зміни глобального клімату. Так, холодні умови влітку виявлено у передгір'ї Південно-Західних Карпат за

інструментальними температурними даними (метеостанції Тімішоара, Бая-Маре, Сібіу) ще упродовж 1890–1920 рр. За дендрокліматичними реконструкціями у Татрах (Niedźwiedz, 2004b) потепління розпочалось на рубежі XIX–XX ст. – у 1896–1926 рр., а далі до 1940 р. ідентифіковано за почастишенням теплого літа. Завершення МЛП згідно з палеокліматичними реконструкціями за відкладами печерних гуано у передгір’ї і низькогір’ї Східних Карпат відбулось у 1890-х рр. (Cleary et al., 2018; Geantă et al., 2012). Окремі холодні роки до 1920-х рр. виявлено у реконструкціях за лімнологічними відкладами (Gaşiorowski & Sienkiewicz, 2010; Gasiorowski & Sienkiewicz, 2010).

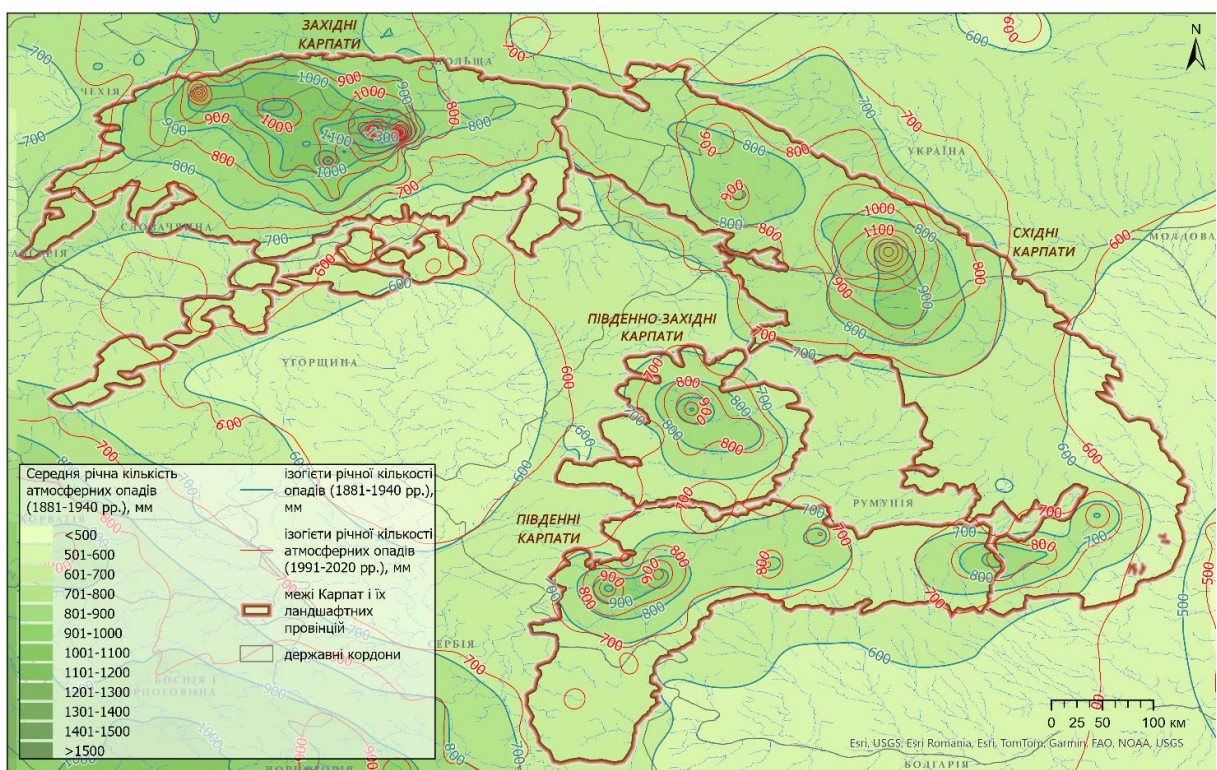


Рис. 5.5. Середня річна кількість атмосферних опадів у Карпатах у 1881–1940 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

Просторовий розподіл річної кількості атмосферних опадів загалом відповідає сучасному з вираженими ядрами нуклеарних регіонів кільцевого характеру над найвищими масивами з асиметрією на захід (рис. 5.5). Вона свідчить про панівні джерела адвекції зволоження з Атлантичного океану та Середземного моря. Найсухіші умови на тлі встановлення негативної фази АБК у цей період характерні для Курбурських Карпат.

Як зазначалось у підрозділі 4.4, з-поміж виявлених автором особливостей клімату ХІХ ст. – значна мінливість режиму зволоження, зокрема збільшення кількості екстремальних подій. На основі вейвлет-аналізу (рис. 4.11), проведеного на основі рядів реконструйованих температур за річними деревними кільцями у середньогір'ї Західних і Східних Карпатах (Büntgen et al., 2013; Pora & Kern, 2009), автором виявлено зрушення режиму температур повітря приблизно у 1850–1880 р. У цей час відбувається перехід до багаторічної мінливості з періодом 128 років у Західних і 32 роки – у Східних Карпатах. Виявлений період у кліматичній мінливості середньогірного поясу Східних Карпат узгоджується з холодною фазою Атлантичного багаторічного коливання (дод. В), що сприяє більшому зволоженню регіону.

Упродовж періоду 1850–1940 рр. відносно сухішою була друга половина ХІХ ст. Зокрема, у передгір'ї східних Карпат (за даними метеоспостережень у Чернівцях) сухими були 1861, 1866 та 1867 рр. Розраховано, що у ці роки індекс атмосферних посух SPI у теплий період року складав -1,7 – -2,7 (Холявчук, 2022). Інтенсивність цих посушливих періодів відповідає умовам періоду 1940–1960 рр. Окрім того, зібрані автором документальні проксі-дані підтверджують такі посухи і доповнюють інформацією у періоди відсутності метеоспостережень (Холявчук, 2022). Результати наших досліджень за ранніми інструментальними спостереженнями відповідають результатам дендрокліматичної реконструкції атмосферних посух у передгір'ї Східних Карпат, суміжного з Молдавським плато. Так, Roibu et al. (2022) виявили послідовно сухі 1866-ий і 1867-ий роки на основі реконструйованого індексу SPEI квітня – червня.

Період 1882–1900 рр. у передгір'ї Західних і Східних Карпат був одним із найсухішим. Так, у цьому регіоні стійкий дефіцит атмосферних опадів характерний упродовж 1886–1888 рр. (Roibu et al., 2022), що відповідає результатами наших досліджень посух за метеорологічними інструментальними і документальними даними у Буковинському Передкарпатті (Киналь & Холявчук, 2018; Холявчук, 2022). Подібно у передгір'ях Західних Карпат (на теренах сучасної Чехії та Польщі) такі сухі роки (1882, 1884, 1887 р.) виявлені на основі документальних даних та ранніх інструментальних спостережень (Brázdil

et al., 2015; Cebulska & Twardosz, 2014; Walanus et al., 2021) Посушливі роки у другій половині XIX ст. відображають сильні позитивні фази Північноатлантичного колювання (дод В2). Період інтенсивних і тривалих посух у 1882–1890 рр. віднайдено і у дендрокліматичній реконструкції території геоекотону «лісостеп – степ» (Levanič et al., 2013; Sochová et al., 2021).

Перехід до відносно вологого періоду на тлі негативної фази АБК з даними інструментальних спостережень відбувся на рубежі XIX–XX ст. Feurdean et al. (2015) за збільшенням частки вологостійких видів та значень $\delta^{13}\text{C}$ у сфагнумі болотних відкладів, виявили, що до 1950 рр. переважали вологіші умови у високогірних болотах Східних Карпат. Вологіші умови відображені у зростанні пилку бука та зменшення частки злакових у відкладах печерного гуано у передгір'ї Східних Карпат, які суміжні з Трансільванським плоскогір'ям (Geantă et al., 2012).

5.3. КЛІМАТ РЕГІОНІВ КАРПАТ УПРОДОВЖ 1940–1960 РР.

Період 1940–1960 рр. у Карпатах дещо сухіший і прохолодніший. Статистично значиме похолодання характерне для Східних, Південно-Західних і Південних Карпат. Найбільше (на $0,6^\circ\text{C}$) річні температури повітря знизились у Сербських Карпатах, на південних макросхилах Південних, Південно-Західних, у передгір'ї Курбурських Карпат та на західному макросхилі Східних Карпат, які суміжні з Трансільванським плоскогір'ям (рис. 5.6).

Похолодання відбувалось на тлі позитивної фази АБК, що сприяла зміщенню північноатлантичних циклонів на північ і зволоженню лише Західних Карпат. У вище означених південних регіонах Карпат клімат став більш континентальними, що сприяло похолоданню. Наприклад, у вітчизняних досліджень клімату Українських Карпат вказується на домінуючий (85 %) вплив полярних повітряних мас на клімат періоду 1956–1965 рр. (Бучинський та ін., 1971).

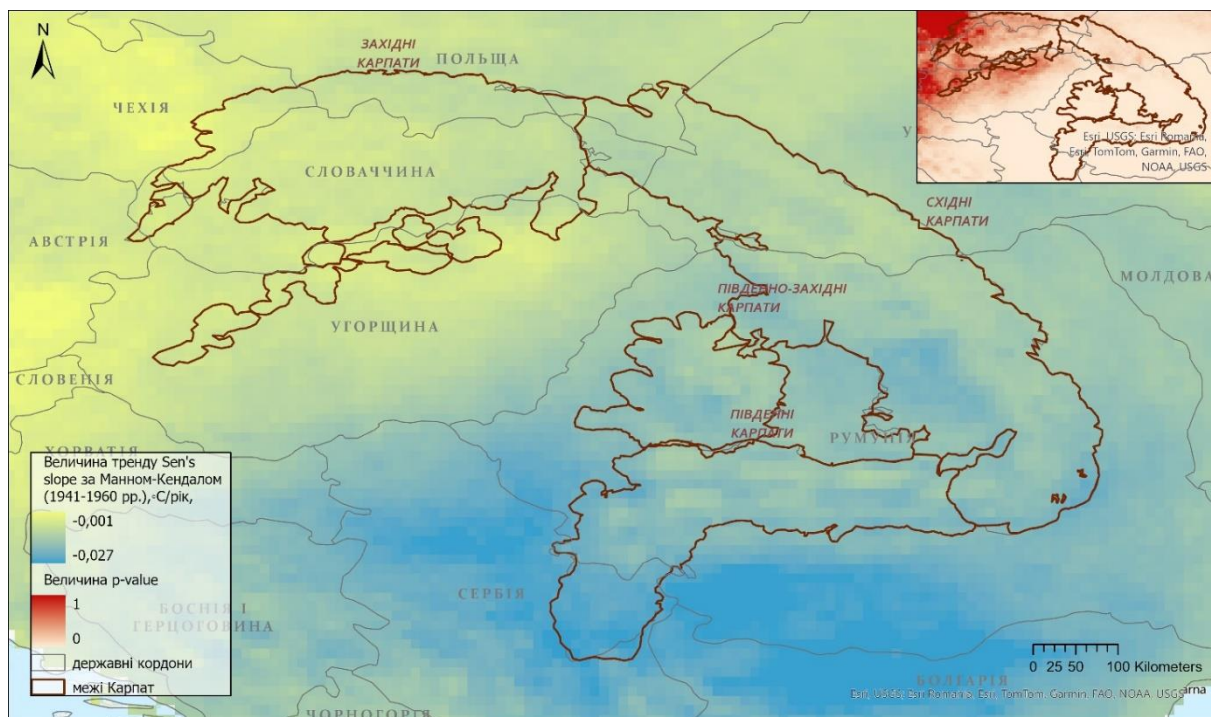
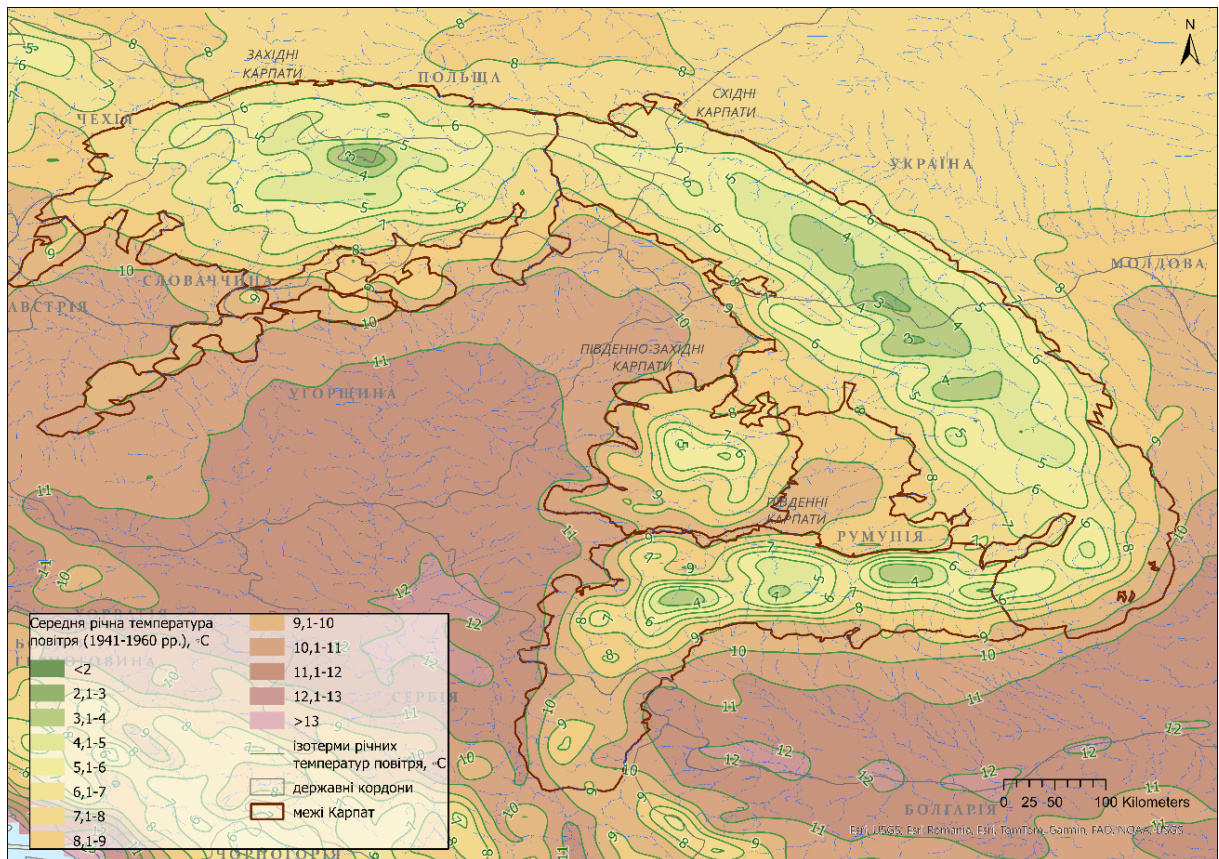


Рис. 5.6. Трендові зміни середньорічних температур повітря у Карпатах упродовж 1941–1960 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

Через зволоження атлантичними циклонами річні температури у Західних Карпатах, особливо у західній частині, майже не змінились. На південному макросхилі Західних Карпат вони були близькими до термічних умов останніх 30 років (рис. 5.7). На наш погляд, відносно теплі умови у цьому регіоні пов'язані з адвекцією теплого середземноморського повітря через зміщення Середземноморського колювання на північ до Центральної Європи. На північному та північно-західному макросхилі клімат був теплішим, ніж у період 1880–1940 рр.

Упродовж 1940–1960 рр. похолодання підтверджено у низці палеокліматичних реконструкцій. Так, протягом цього періоду виявлено кілька екстремально холодних зим (1939/1940, 1941/1942, 1946/1947, 1955/1956 рр., а екстремально теплим було літо 1946 рр. (+11,3°C), а також літо 1950 р. (+11,2°C) (Niedźwiedz, 2004b). Про холодніші умови на початку та потепління до кінця періоду свідчить динаміка вмісту $\delta^{18}\text{O}$ у льодових відкладах високогірної печери в Цемняку в Татрах (Varabach et al., 2023). Зниження літніх температур повітря відображено у незначному прирості річних деревних кілець у середньогір'ї

Калімань (Pora & Kern, 2009). Згідно з реконструкцією за відкладами гуано печери Магурічі з Карпатського басейну потепління виявлене уже з 1938 р. (Cleary et al., 2018). Окрім того, на основі цієї реконструкції виявлено, що вміст ізотопу $\delta^{13}\text{C}$ на тлі недавнього потепління стає більш чутливим до температури повітря, а ніж до зволоження.



атмосферних опадів за місяць (Twardosz & Cebulska, 2020). На основі ходу інтегральних кривих встановлено, що у Рахові кількість річних атмосферних опадів різко зменшується, а модульний коефіцієнт сягає мінімального значення – -3,34 (1942 р.) (рис. 5.3).

У передгір'ї Східних Карпат, яке суміжне з Трансільванським плоскогір'ям, у 1947 р. сухіші умови виявлено за різким зниженням вмісту пилку бука та зростання частки ясена і верби у покладах печерного гуано (Geantă et al., 2012). У холодний період року (листопад–травень) цього ж року на південно-західному макросхилі Українських Карпат зафіксовано катастрофічний паводок (Кирилюк, 2001). Описані події підтверджують асинхронний вплив різних циркуляційних систем на режим зволоження на різних макросхилах у багаторічному і сезонному контекстах.

Окрім того, падіння рівня ґрунтових вод (один з найнижчих за тисячоліття у високогірних озерах і болотах) виявлено за палеокліматичними реконструкціями болотних відкладів у середньогір'ї Східних Карпат р 1950-рр. (Feurdean et al., 2015). Автори цього дослідження пов'язують такі зміни, окрім кліматичних, зі зростанням антропопресії. У низькогір'ї та середньогір'ї Західних Карпат посухи десятирічного масштабу реконструйовано у 1940–1960 рр. (Büntgen, Brázdil, et al., 2010). З-поміж них найсухішими були 1947, 1948 та 1964 рр.

Відносно менша річна кількість атмосферних опадів відображена у зміщенні ізогієти 600 мм на північний схід приблизно 10 км (рис. 5.8.). Сухішою була і низькогірна частина північно-східного макросхилу Східних Карпат. Сухіший період відображений у статистично значимому 32-річному періоді як прояв позитивної фази АБК у Буковинському Передкарпатті (рис. 5.9). Окрім того, у ході річних температур повітря виявлено спектрально потужний 4-річний період упродовж 1939–1944 рр. як відгук на сильно негативну фазу ПАК (рис. 5.9). За таких циркуляційних умов на протилежному маскросхилі Східних Карпат вплив ПАК і АБК на ритміку клімату мінімальний.

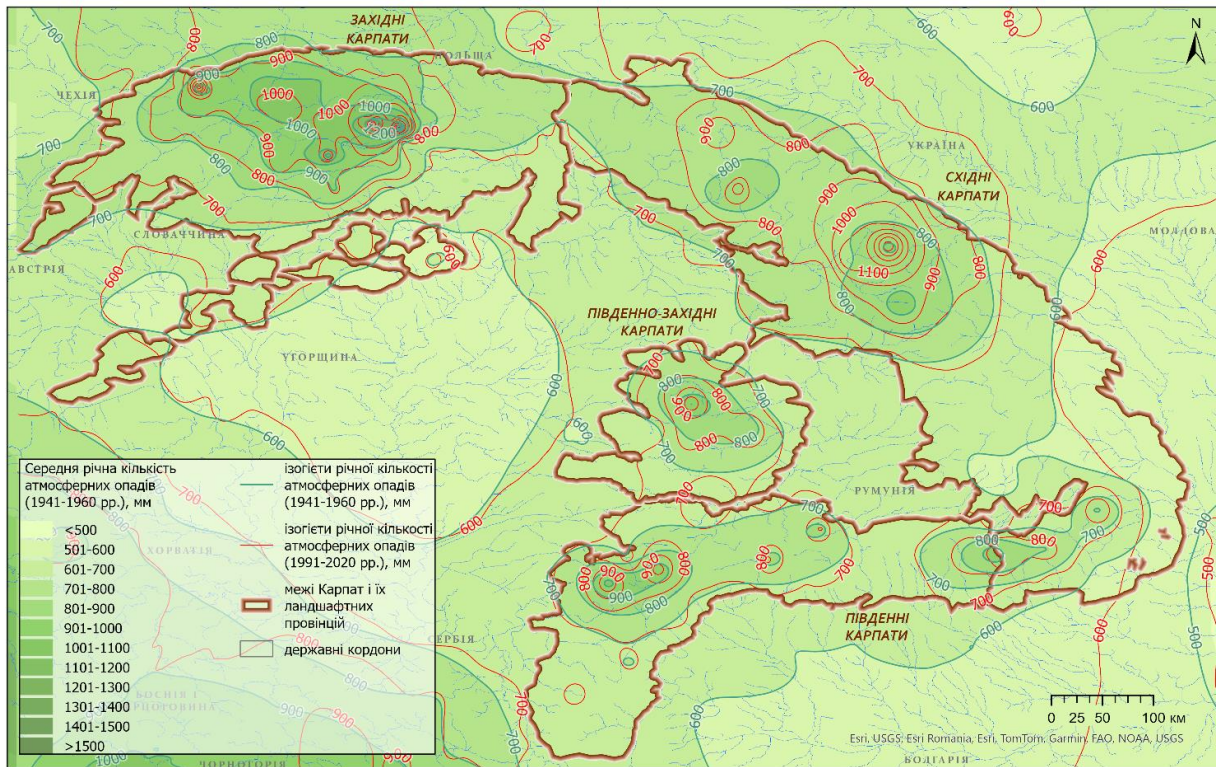


Рис. 5.8. Середня річна кількість атмосферних опадів температури повітря у Карпатах у 1941–1960 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

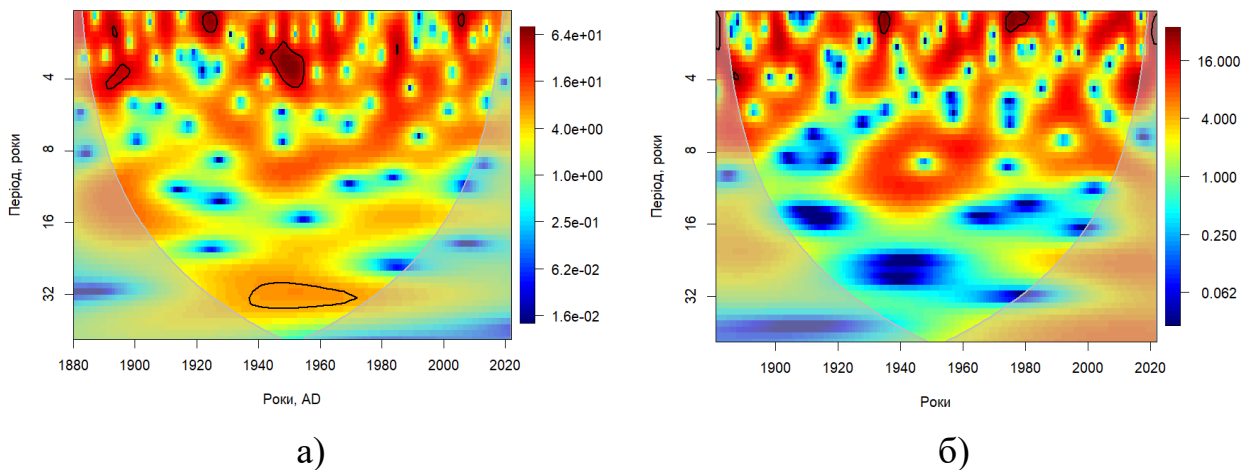


Рис. 5.9. Спектрограми ходу річних температур повітря за даними інструментальних спостережень: а) метеостанції м. Чернівці; б) метеостанції м. Закопане

На тлі зростання континентальності у Південно-Західних Карпатах потепління влітку засвідчує знижений вміст $\delta^{18}\text{O}$ у печерному льоді з Південно-Західних Карпат (Bădălută et al., 2020). Зниження вмісту цього ізотопу також

вказує на зменшення надходження атлантичного вологого і відносно прохолодного повітря. Отже, нами підтверджено придатність використання цього індикатора для реконструкції домінантних циркуляційних паттернів.

5.4. Кліматична мінливість упродовж 1960-1990 рр.

Клімат 1960–1990 рр. вважаємо перехідним періодом до стрімкого потепління. Через регіональні кліматичні відмінності у Карпатах такий перехід відбувся у різні роки у різних ландшафтних регіонах. Статистично значима тенденція до потепління виявлена у ці роки у Західних Карпатах, хоча у гірських поясах Східних, Південних і особливо у Південно-Західних Карпатах річна температура продовжували знижуватись (рис. 5.10). Одна з можливих причин – широкомасштабне зниження (або затемнення) сумарної сонячної радіації у 1950–1980 рр. (Masson-Delmotte et al., 2021; Холявчук, 2019). Masson-Delmotte et al. (2021) виявили, що із середньою достовірністю багаторічні коливання антропогенних аерозольних викидів послуговували основним чинником. На цьому тлі на теренах України, Польських та Румунських Карпат зафіксовано незначне зниження максимальних температур і підвищення мінімальних температур повітря (Birsan et al., 2014; Wyruch et al., 2018; Осадчий et al., 2018).

Загалом поле розподілу середніх річних температур повітря у Карпатах у 1961–1990 рр. (рис. 5.11) дуже схоже з таким полем у 1941–1960 рр. Основні відмінності стосуються розширення ареалів значень температур (річна температура повітря $<+4^{\circ}\text{C}$), що визначають розвиток прохолодних і холодних біокліматичних поясів у Східних і Південних Карпатах. У внутрішніх низькогірних і середньогірних поясах клімат також був переважно прохолодним. Автором виявлено, що такі умови згідно з даними метеоспостережень відповідають дендрокліматичним реконструкціям літніх температур повітря. Зокрема, найхолодніші умови реконструйовані в 1970-х роках, а потепління – у 1989–1990 рр. (Büntgen, Franke, et al., 2010; Niedzwiedz, 2004b).

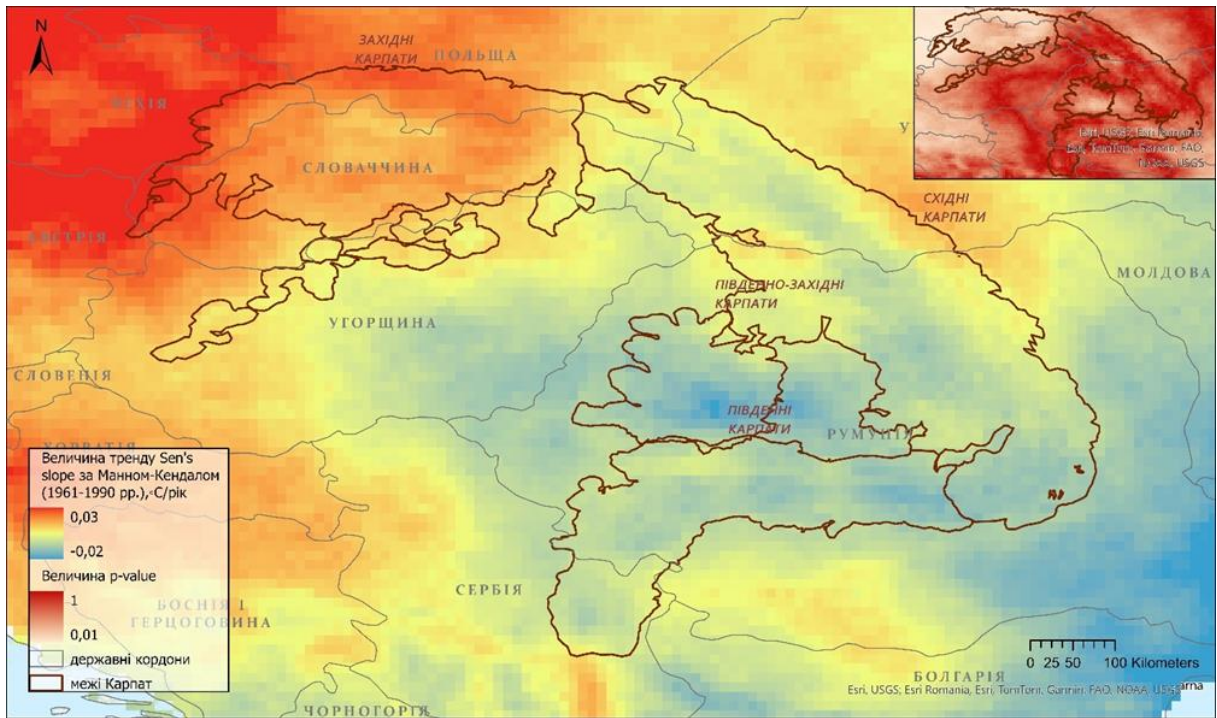


Рис. 5.10. Трендові зміни середньорічних температур повітря у Карпатах упродовж 1961–1990 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

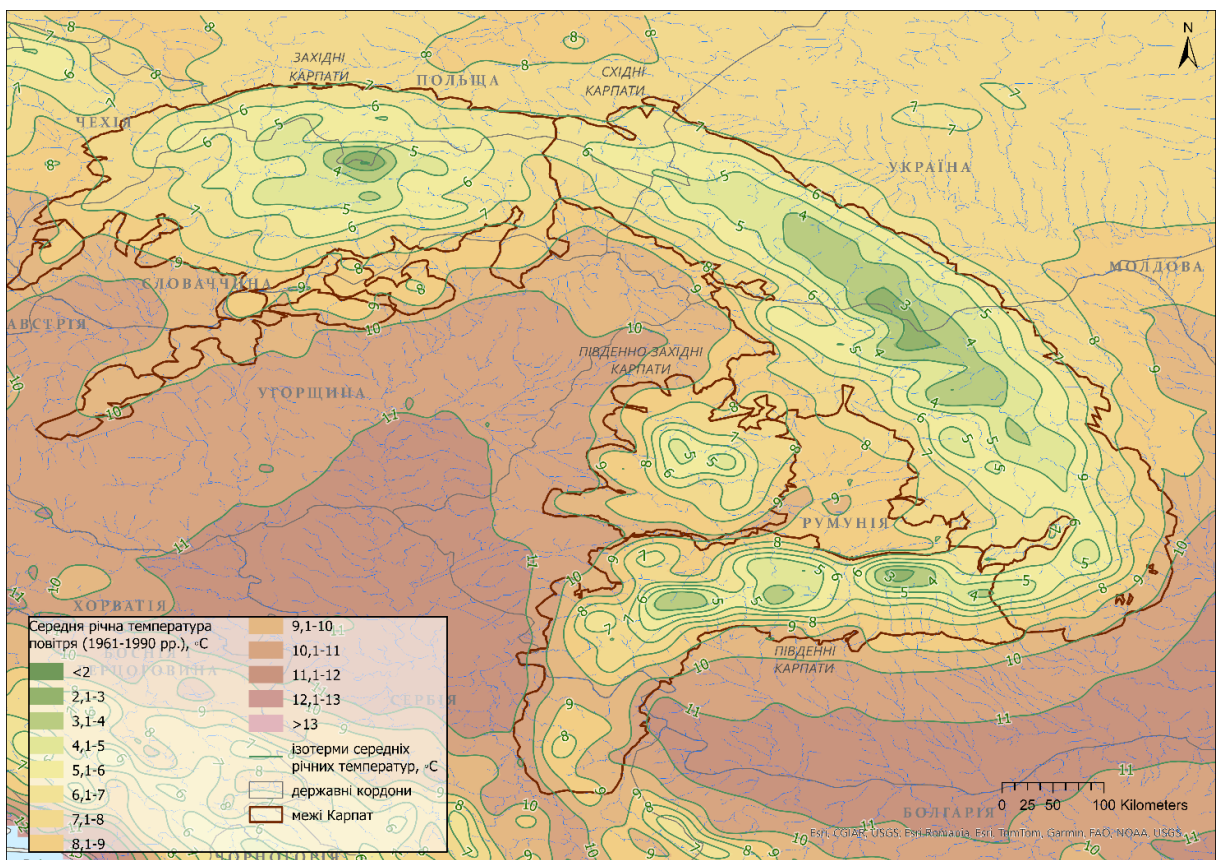


Рис. 5.11. Середньорічні температури повітря у Карпатах у 1961–1990 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

У ці роки за даними метеоспостережень високогірних метеостанцій Західних Карпат (Високі Татри) і Південних Карпат (Ретезат, Фегараш) підтверджено розвиток холодного субальпійського поясу, а на висотах понад 2500 м ознак дуже холодного субнівального поясу. Відносно холодні і вологі умови клімату формувались за переважання «холодної» негативної фази АБК. Вона сприяла активізації атмосферних опадів у низькогірних і середньогірних поясах. На нашу думку, у Західних Карпатах такі процеси спричинені впливом 2–4-річних сильно позитивних фаз ПАК. Це підтверджують згенеровані нами спектрограми кліматичної мінливості за денрокліматичними реконструкціями літніх температур повітря у Західних і Східних Карпатах. Тому річний максимум опадів у Західних Карпатах виявлено у біокліматичних поясах до 2000 м н. р. м. Наприклад, у Високих Татрах найбільшу річну кількість атмосферних опадів зафіксовано на висоті 1991 м н. р. м на метеостанції Каспровий Верх (1889 м) (Niedźwiedź, 2012). Однак на висотах 1500–1600 і 2300–2600 м н. р. м. кількість атмосферних опадів приблизно однакова (1400–1600 мм), що, у свою чергу, відповідає максимальній кількості атмосферних опадів на цих же висотах у Південних Карпатах.

Згідно з ізотопною палеокліматичною реконструкцією нашарувань печерного льоду у кліматі Південно-Західних Карпат встановлено прояви негативної фази АБК: у дещо холоднішому літі у 1960–1980 рр. і швидкому потеплінні після 1980 р. (Bădălută et al., 2020). Згідно з денрокліматичною реконструкцією літо 1982 рр. було одним з найвологіших за останні три століття у передгір'ї Східних Карпат (Roibu et al., 2022). Виявлені риси у різних регіонах Карпат свідчать, що клімат Карпат загалом у 1961–1990 рр. був вологішим, порівняно з попереднім (рис. 5.12). Саме у цей час орографічний вплив споруди на клімат суміжних рівнинах проявлявся у посиленні атмосферних опадів. Ареал прояву цього впливу виявлено від північно-східного макросхилу Східних Карпат до долини р. Дністер. Наприклад, таке поле атмосферних опадів характерно під час катастрофічного червневого паводку 1969 р. на північно-східному макросхилі Українських Карпат (Кирилюк, 2001).

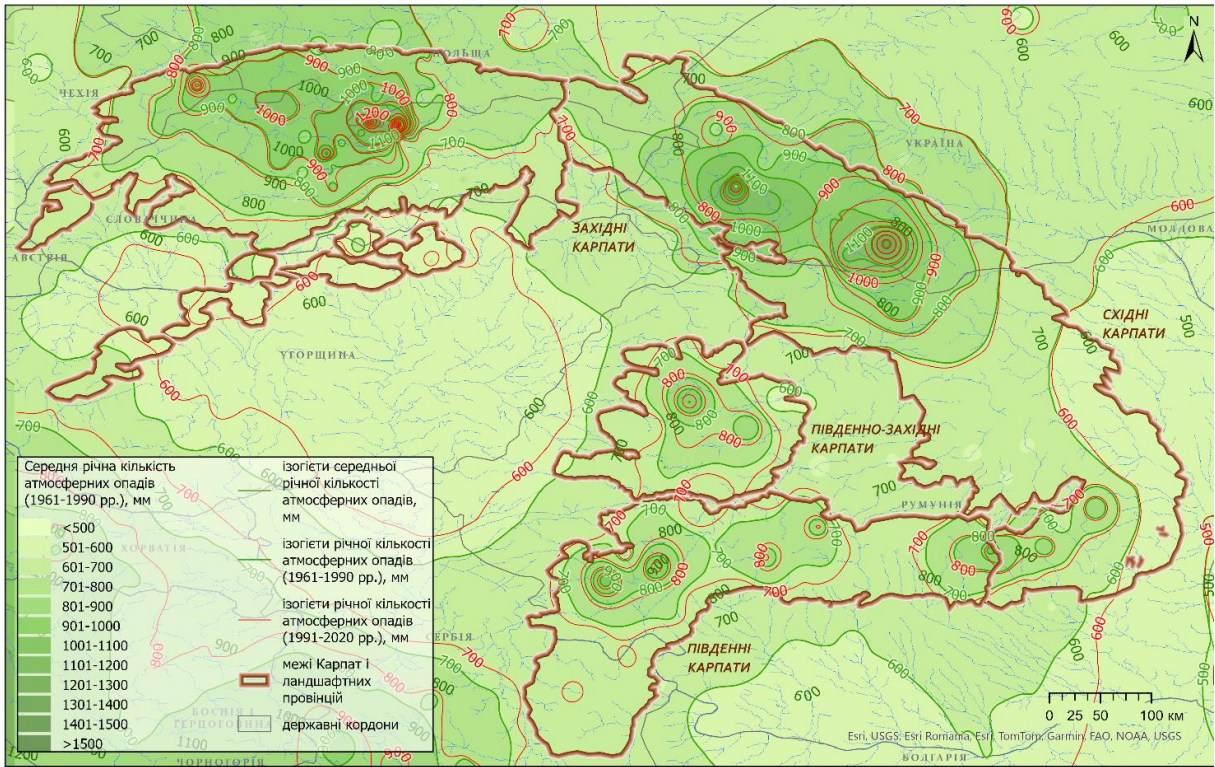


Рис. 5.12. Середня річна кількість атмосферних опадів у Карпатах у 1961-1990 рр. (складено автором на основі даних регулярної сітки CRU TS v. 4.08)

Перехід до потепління у 1961–1990 рр. засвідчений у всіх палеокліматичних реконструкціях. На основі вейвлет-аналізу, проведеного на часових рядах реконструкції температури деревних кілець з 1040 по 2011 рр. н.е. Західних Карпат (Татри) виявлені зрушення режиму температур повітря у 1960-х рр. У спектрограмах у цей час встановлено зменшення потужності усіх циклів. Такі особливості з переважання міжрічної мінливості характерні і для початку СТП, і кінця МЛП. На основі просторої інтерполяції інструментальних даних встановлено, що на межі переходу від холоднішого до теплішого періоду, з'являються екстремальні поля приземних температур повітря, що повторюються упродовж 2–4 років і є нетиповими для наступних періодів. До них зараховуємо паттерни, коли для високогір'їв характерні дуже низькі температури повітря і деформації температурних полів поступово оконтурюють нижчі висотні ландшафтні пояси Карпат.

У 1971–2007 рр. виявлена підвищена мінливість реконструйованих індексів посух SPEI-3, яка схожа до періоду 1821–1870 рр. (Roibu et al., 2022). Згідно з цією

дендрокліматичною реконструкцією закінчення відносно вологого періоду у передгір'ї Східних Карпат припало на 1982 рр. На перехідний кліматичний період у Прикарпатському передгір'ї в 1980–2000 рр. вказує тенденція до максимального зниження кореляції літніх опадів і ширини кілець дуба звичайного (Sochová et al., 2024). У цей же період низькі значення кореляції індексу посух SPEI-3 і ширини кілець дуба звичайного характерні для Закарпатського передгір'я.

5.5. Клімат РЕГІОНІВ КАРПАТ У КІНЦІ ХХ – НА ПОЧАТКУ ХХІ СТ.

У 1991–2020 рр. в усі місяці у Карпатах спостерігається потепління, що підтверджується значущими додатними трендами середньомісячних температур повітря. Швидке підвищення місячних, сезонних і річних температур повітря з 1980-х рр. свідчить про потужний сигнал антропогенного потепління. Потепління відбувається на тлі позитивної фази АБК з максимальними значеннями індексу за весь час 1850–2024 рр. (дод. В1), що відображає екстремальне прогрівання поверхневих вод Атлантичного океану.

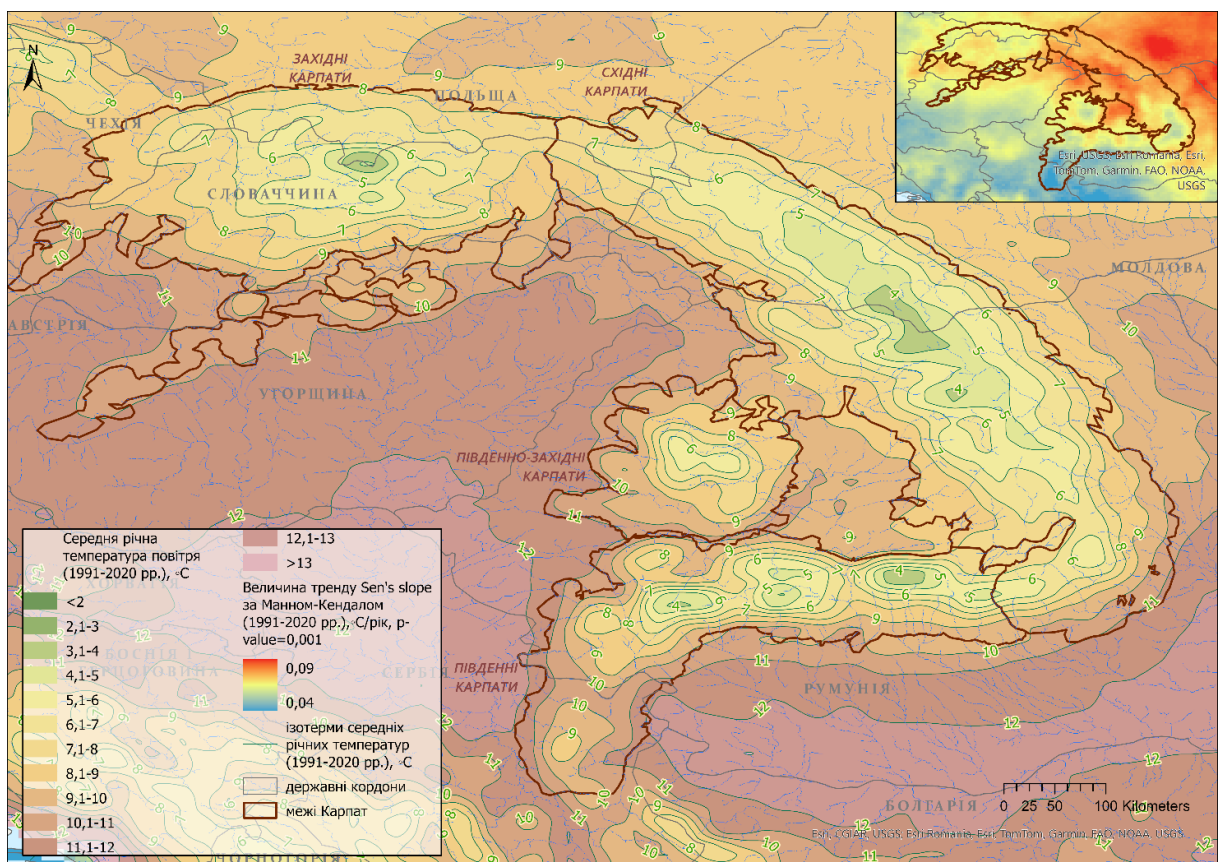


Рис. 5.13. Середні значення і трендові зміни річних температур зміни повітря у Карпатах упродовж 1991–2020 рр.

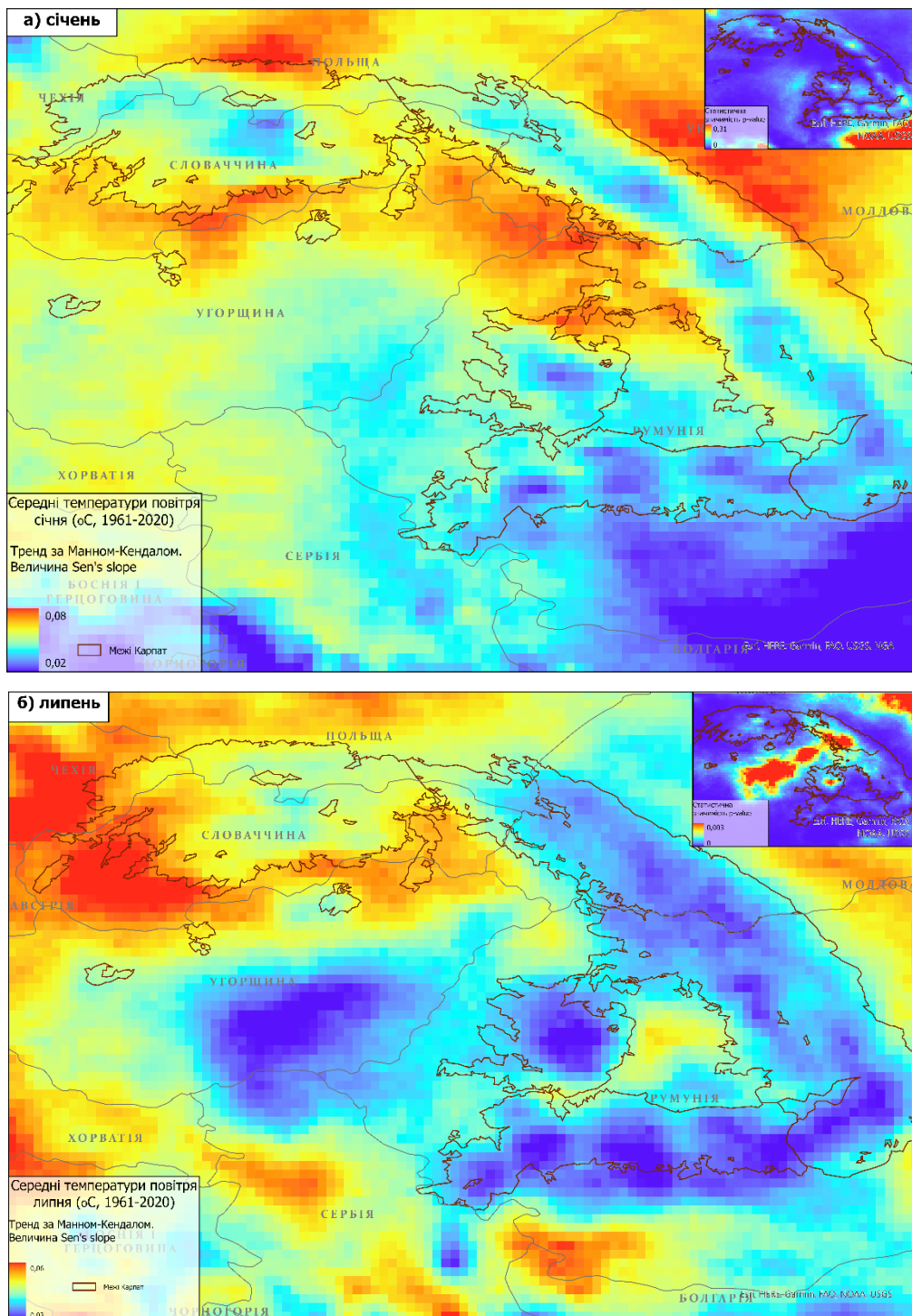


Рис. 5.14. Трендові зміни середньомісячних температур повітря упродовж 1961–2020 рр.: а) січня; б) липня.

Найбільше потепління стосується Східних Карпат. Так, у передгір'ях по обидва боки споруди, у середньогірному поясі південно-західного макросхилу швидкість потепління сягає 0,9 °C за десятиліття (рис. 5.13). Високі значення характерні також для південного макросхилу Західних Карпат (0,6-0,7 °C). Найменше потепліло у передгір'ях і низькогір'ях південного макросхилу

Південних Карпат, особливо на теренах сучасної Сербії. У підрозділі 3.1. встановлено, що значення сумарної сонячної радіації у цьому регіоні упродовж останніх 30 років відповідають значенням південних макросхлибів Західних Карпат. Тому, очевидно, що пом'якшувальний вплив на клімат цієї частини Карпат чинять середземноморські циклони, які змістились на північний схід.

Потепління найменш помітне в січні у високогір'ях. Так, для високогірних ландшафтних поясів характерна не лише найнижча величина тренду, але окрім того, вона статистично незначима (рис. 5.14). Натомість липень став теплішим у всіх Карпатах, особливо у Західних (рис. 5.14). Останнє спонукає до висновку про зміни у силі впливу атлантичної циркуляції, а, відповідно, у ймовірному зростанні сухості гірського клімату в цій частині (Cebulska & Kholiavchuk, 2022; Kholiavchuk, 2022). Отже, геопозиційні характеристики ландшафтних провінцій Західних, Східних, Південних та Південно-західних Карпат визначають регіональні відмінності полів приземних температур повітря над Карпатами. Вони помітні і у мінливості розподілу температур. Зокрема, значна мінливість січневих температур у відносно вузькій частині Карпат характерна для Південних Карпат, що ускладнює багаторічну стабільність холодних біокліматичних смуг (рис. 5.15).

У січні найхолодніші умови у низькогірних біокліматичних поясах притаманні Східним Карпатам, на північно-східному макросхилі зокрема, який зазнає найбільшого впливу арктичних повітряних мас. Це підтверджує висновок про найменш виражене висотно залежне потепління у Східних Карпатах, принаймні у їх північній частині (Misu et al., 2021). Misu et al. (2021) вказують, що зміна магнітуди тренду з висотою найменша у цій частині Карпат і у ході температур повітря весни і літа. Наші дослідження вказують, що таке потепління мало залежне від висоти у Південних Карпатах (рис. 5.13). На основі аналізу серії річних зрізів просторового розподілу січневих і липневих температур упродовж 1961–2020 рр. визначено, що аномально холодні характерні для періоду 1961–1990 рр., а аномально теплі – для періоду 1991–2020 рр. (рис. 5.15, 5.16).

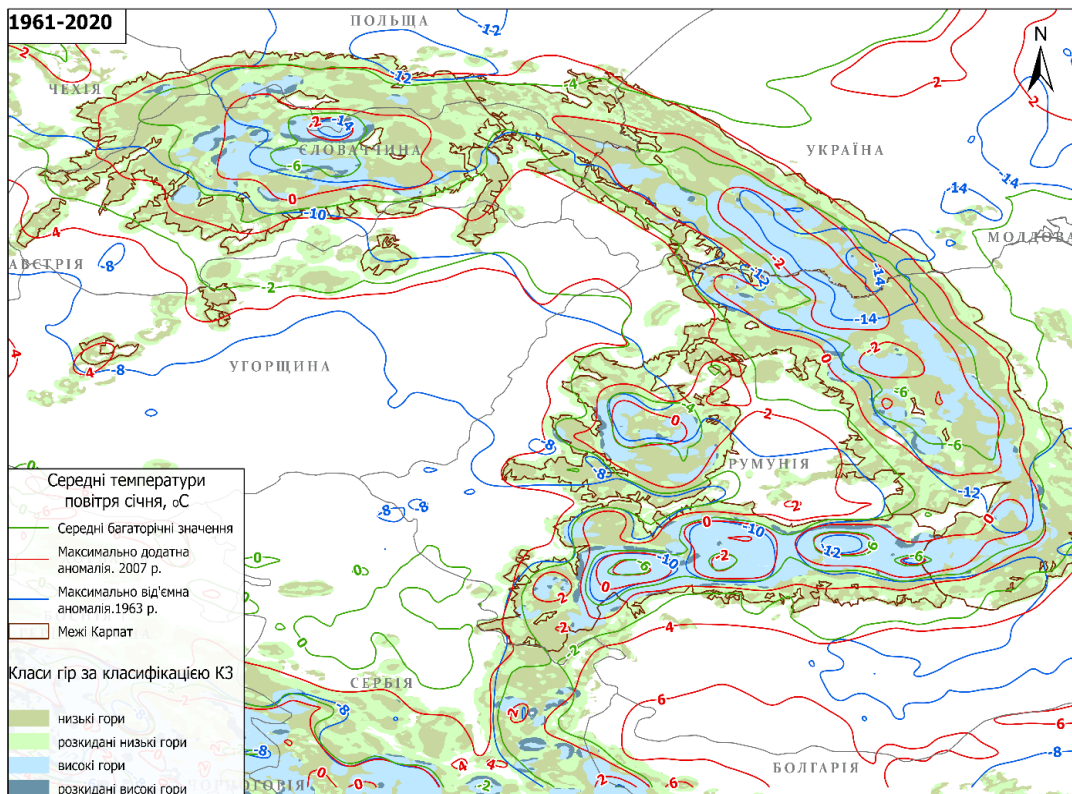


Рис. 5.15. Мінливість поля середніх температур повітря січня упродовж 1961–2020 рр.

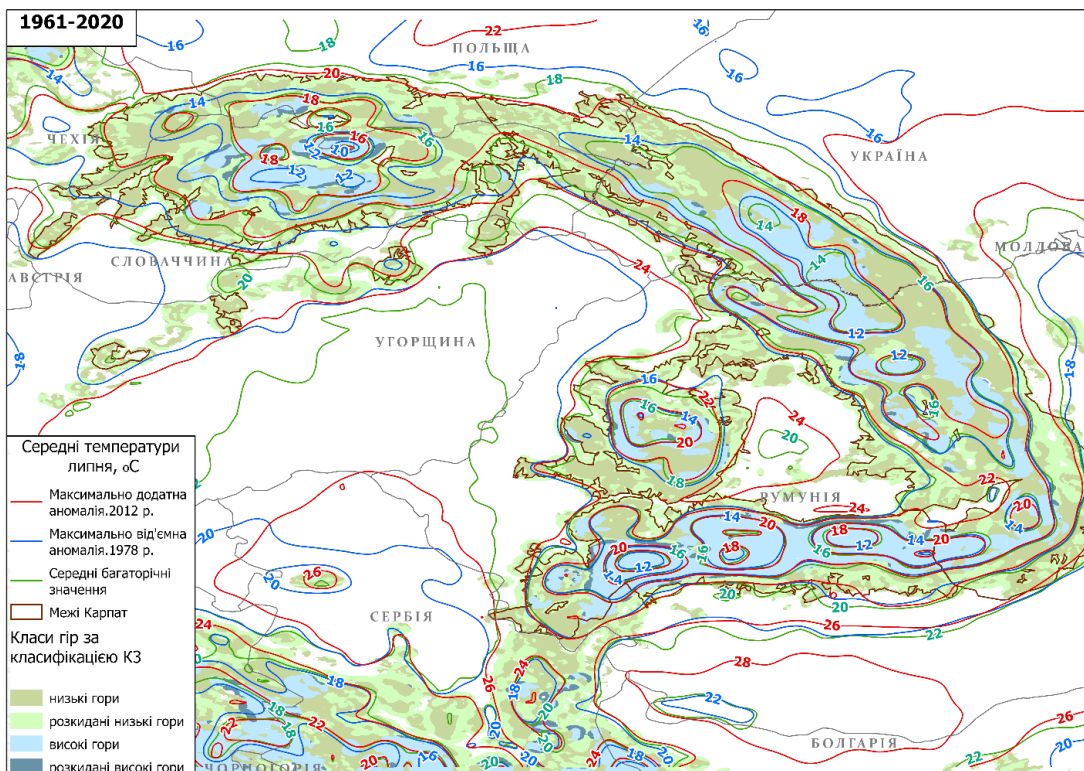


Рис. 5.16. Мінливість поля середніх температур повітря липня упродовж 1961–2020 рр.

Липневі температури повітря найвищі у Південних Карпатах, особливо на західних та південно-східних схилах, де спостерігаються високі додатні аномалії, які у контексті почастишання атмосферних посух (Budeanu et al., 2016; Schurman et al., 2019) можуть бути загрозливими для функціонування лісових ландшафтів (рис. 5.16). Навіть у високогірних лісових ландшафтах Західних Карпат впродовж останніх десятиліть помітний вплив дефіциту атмосферних опадів, що на тлі високих температур повітря, супутніх інвазій комах-шкідників і вітровалів спричиняє всихання смерекових лісів (Schurman et al., 2019). Підвищення ризику атмосферних посух характерно також для північно-західного та північного передгір'я Західних Карпат, підвітряний південно-східний макросхил Східних Карпат і закриті міжгірні долини (Cebulska & Kholiavchuk, 2022; Onderka & Recho, 2023). Ареал низьких липневих температур повітря, що уможливають розвиток альпійських і субнівальних ландшафтів, виявлено на регіональному рівні тільки у Західних Карпатах (рис. 5.16).

Результати дослідження з використанням спектрограм вказують на переважання коротких міжрічних коливань кліматичних індикаторів. Вони узгоджуються із попередніми дослідженнями автора за даними метеостанцій у розрізі років (Kynal & Kholiavchuk, 2016). Зокрема, вирізняються 4-, 7–9-річні флуктуації температур повітря. Переважання спектрально потужних і статистично значимих коротких 4–8 річних циклів встановлено і на основі спектрограм за палеокліматичними реконструкціями з усіх регіонів Карпат.

Виявлені особливості спонукають до низки неоднозначних висновків. Останні 30 років – час швидкого потепління з вираженим проявом антропогенного чинника. Тому, на наш погляд, закономірно, що він завуальовує природні, радіаційно і циркуляційно спричинені цикли (рис. 4.11, 4.12). З іншого боку, домінування дрібних циклів може свідчити про дисипацію довших природних циклів, а отже про завершення мікроклімахронів різного рівня. Про це йтиметься у розділі 7.

5.6. ЗМІНИ ЛАНДШАФТІВ НА ТЛІ ЗМІН КЛІМАТУ У КАРПАТАХ ХХ-ХХІ СТ.

Зміни адміністративно-політичного устрою упродовж першої половини ХХ ст. призвели до суттєвих соціально-економічних змін у Центральній та Східній Європі. Це, у свою чергу, спричинило динаміку у структурі природокористуванні в Карпатах упродовж ХХ–ХХІ ст. (рис. 5.17). Зокрема, відбулось зміщення від переважання сільськогосподарського до лісового природокористування. У другій половині ХХ ст. сукцесія карпатських лісових ландшафтів вгору схилами зумовлена відновленням антропогенно пригнічених деревостанів, і тільки незначна частка її площі (~10%) пояснюється підвищенням температури повітря (Feurdean et al., 2016; Martazinova et al., 2011; Mihăilă et al., 2021; Vincze et al., 2017).

Зміни природокористування початку ХХ ст. відбувались на тлі почастищення каскаду небезпечних природних явищ. На рубежі ХІХ–ХХ ст., у час максимального зниження частки заліснених карпатських ландшафтів, особливо частими були паводки, селі, зсуви. Вони засвідчені у низці палеогеоморфологічних реконструкцій, які охоплюють ХХ ст. Так, катастрофічні паводки виявлено у низькогір'ї Західних Карпат у 1910–1916 рр. (Bajgier-Kowalska, 2002), на північно-східному макросхилі Українських Карпат в 1911 і 1927 роках (Кирилюк, 2001). Упродовж 1880–1900 та 1910–1920 рр. активність схилових процесів зросла у Високих Татрах (Gadek et al., 2016). Потужні селі реконструйовані у Високих Татрах у 1882–1885 рр., 1910–1912 рр. і 1934 р. (Kędzia, 2017). Снігові лавини у Східних Карпатах виявлено нами у 1902, 1910, 1921, 1928 і 1931–1932 рр. (Decaulne et al., 2023).

З початку ХХ ст. у режимі водності річок помічено тенденцію до активного врізання звужених частин річкових русел, що супроводжувалося лісовідновленням раніше покинутих ділянок (Chiriloaei et al., 2012; Stacke et al., 2014). Наприкінці ХХ ст. активізація схилових процесів – ще один індикатор зростання кількості екстремальних подій у режимі зволоження. Це в свою чергу може слугувати провісниками переходу між кліматичними періодами. Так, інтенсифікацію небезпечних морфогенетичних схилових процесів зафіксовано у

1970–1990 рр. у реконструкціях високогір'їв Західних Карпат (Gadek et al., 2016; Кларыта et al., 2016) і Східних Карпат (Decaulne et al., 2023; Gavrilă et al., 2022).

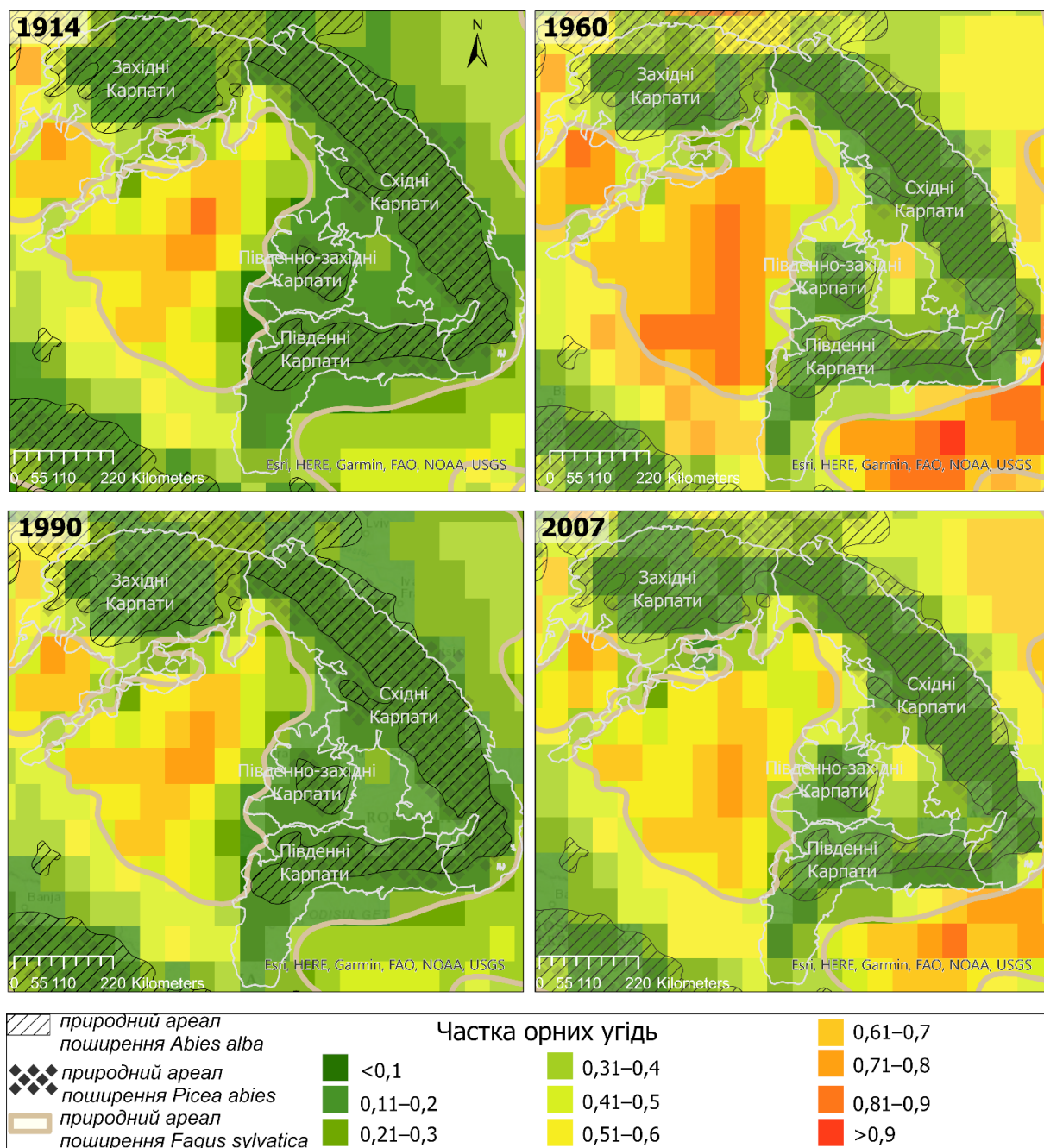


Рис. 5.17. Динаміка орних угідь (створена автором з використанням даних з (Ramankutty, 2012)) і природних ареалів переважаючих порід у сучасних лісах Карпат (дані з (Caudullo et al., 2017)) у Карпатах упродовж 1900-2007 рр.

У період між означеними вище подіями переважали відносно стабільні кліматичні умови, які сприяли залісненню карпатських ландшафтів (рис. 5.17). Площа лісів зросла між двома світовими війнами (Kozak, 2003; Munteanu et al., 2014). Цей процес відбувався шляхом хаотичного лісовідновлення закинутих

земель із різними практиками природокористування та асинхронним політичним і соціально-економічним розвитком у регіонах Карпат (Kroczak et al., 2018; Sobala, 2022; Sobala et al., 2017).

У другій половині ХХ ст. у передгірних і суміжних зональних геоекотонах антропопресія внаслідок вирубки лісів та посилення сільськогосподарського природокористування продовжувала зростати. Це реконструйовано і у пилкових спектрах озерних, болотних відкладів та відкладів гуано. Так, у цей час виявлено найвищі значення злаків та інших трав'янистих таксонів і зниження частки таксонів широколистих лісів (Geantă et al., 2012; Gerasimenko et al., 2019). У верхніх верствах відкладів таксони бука, дуба, граба присутні з високими значеннями, що вказує на відновлення лісового покриву у деяких регіонах, наприклад низькогір'ях Східних Карпат, які суміжні з Карпатським басейном (Geantă et al., 2012).

Занедбання сільськогосподарських угідь стало основним чинником недавнього збільшення лісового покриву в Карпатах (наприклад, збільшення на 6% у Польських Карпатах з 1990 по 2012 рік (Kędra & Szczepanek, 2019)). Цей процес відбувався особливо активно у віддалених гірських регіонах (Affek et al., 2021; Kozak et al., 2007), у районах, менш придатних для сільського господарства, а також на крутих схилах високогір'їв (Bucala, 2014; Kozak et al., 2007). Водночас штучне збільшення лісів ялини звичайної (на 46 % у Південних Карпатах (Tudoran & Zotta, 2020)), зменшення лісів з домішкою ялиці (до 39 % в Українських Карпатах (Mohtych et al., 2019)) і тенденція до домінування бука європейського були характерними для післявоєнного періоду.

Після 1990 року соціально-економічні умови переходу до ринкової економіки (зниження рентабельності сільського господарства та покращення можливостей для працевлаштування в промислових центрах або туристичних і рекреаційних послугах) сприяли подальшому зменшенню території оброблюваних земель у (Bucala-Hrabia, 2018; Kolecka et al., 2017; Kozak et al., 2004; Ortyl & Kasprzyk, 2022). У Польщі, Словаччині та Чехії, де постсоціалістичні земельні реформи і підтримка Європейського Союзу були запроваджені найперше, зменшення площі орних угідь і пасовищ і відповідне збільшення площі карпатських лісових ландшафтів стали

найбільш помітними (Griffiths et al., 2013; Kolecka & Kozak, 2019; Munteanu et al., 2015; Ortyl & Kasprzyk, 2022). Навпаки, ліси в Румунських Карпатах, навіть у першому десятилітті ХХІ століття, все ще зазнавали значного впливу випасу худоби (рис. 5.18).

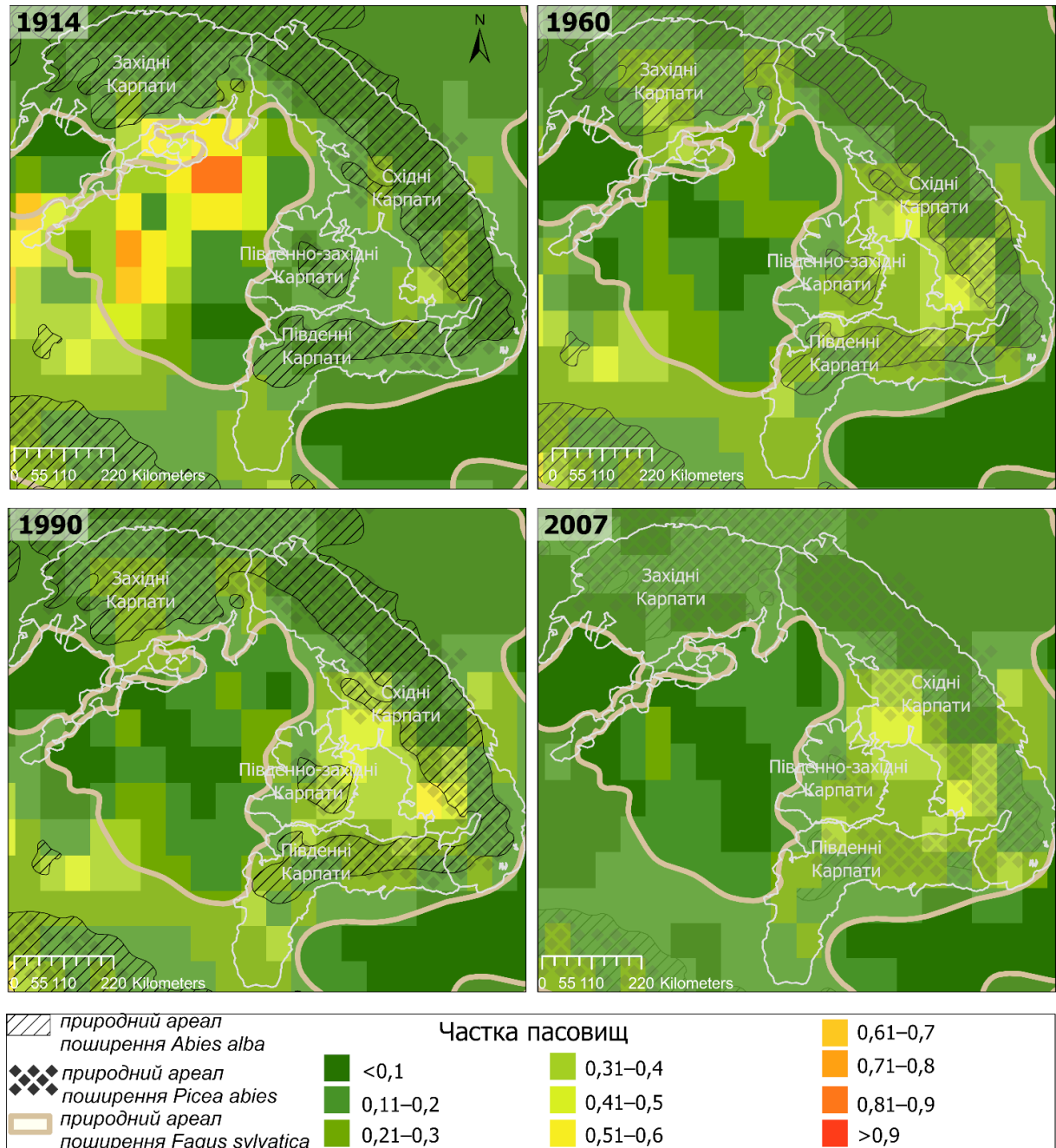


Рис. 5.18. Динаміка пасовищ (створена автором з використанням даних з (Ramankutty, 2012)) і природних ареалів переважаючих порід у сучасних лісах Карпат (дані з (Caudullo et al., 2017)) у Карпатах упродовж 1900–2007 рр.

Занедбання земель також є основною рушійною силою недавньої висотної сукцесії лісів (Dinca et al., 2017; Kucsicsa & Bălteanu, 2020; Łajczak & Spyt, 2018),

яка підтримується тривалим вегетаційним періодом через глобальне потепління (Kucsicsa & Bălteanu, 2020). Висотне розширення лісу було найвиразнішим упродовж останніх десятиліть із середнім підйомом угору на 0,5–1 м на рік (Czajka, Łajczak, & Kaczka, 2015; Sitko & Troll, 2008; Weisberg et al., 2013). Так, у Східних Карпатах (Чорногірській області) верхньолісовий геокотон розширився на 80 м вверх схилами упродовж 1933–2001 рр., а площа пасовищ (полонин) скоротилася на третину (Sitko & Troll, 2008). Такі швидка експансія відбулась в основному за рахунок ялини.

Зміна клімату у XX–XXI ст. по-різному впливає на карпатські ландшафти, лісові передовсім. Підвищення середньої температури повітря призвело до збільшення тривалості вегетаційного періоду на два тижні (Bucha & Kogen, 2017; Popescu & Sofletea, 2020; Schieber et al., 2017). Довший вегетаційний період у поєднанні з більшим накопиченням азоту у біомасі та підвищеним вмістом вуглекислого газу (Vacek et al., 2023) є сприятливим для росту дерев (Bosela et al., 2016), особливо у прохолодних високогір'ях (Právělie et al., 2022). Отже, кліматичні ніші для лісових ландшафтів стали ширшими за рахунок альпійських і субальпійських поясів, а кліматотон верхньої межі лісу в Карпатах змістився до найвищих частин високогір'їв Карпат (Dinca et al., 2017; D. M. Micu, Dumitrescu, et al., 2021; Primicia et al., 2015).

Водночас потепління останніх десятиріч спричинило непрямі ефекти на стійкість лісових ландшафтів. Наприклад, щорічне відмирання дерев зростає пропорційно до сум активних температур понад +10 °C через інвазії жуків-короїдів (Mezei, Vlaženec, et al., 2017; Mezei, Jakuš, et al., 2017; Sproull et al., 2017). Зміна клімату також дедалі більше впливає на вологозабезпечення лісових ландшафтів, що особливо помітно під час екстремальних посух у передгір'ях та низькогір'ях (Lukasová et al., 2020; Páscoa et al., 2020). Атмосферні опади є основним обмежуючим фактором росту лісів на південних схилах (Schurman et al., 2019).

Ялина звичайна з-поміж основних карпатських деревних порід є найбільш вразливою до зміни клімату (підвищення температури червня та липня, особливо у низькогір'ях (Bosela et al., 2021; Sidor et al., 2015). Екстремальна літня спека

(наприклад, у 2000 та 2003 роках) призвела до зниження темпів росту ялини звичайної на 10–35% у Південних Карпатах (Begović et al., 2023; Björklund et al., 2019a), що, ймовірно, було спричинено комбінованим ефектом високої температури та великого дефіциту води в ґрунті (Björklund et al., 2019b; Gazol et al., 2015). Водночас ялина може адаптуватися (Petrik et al., 2023) або навіть рости краще за вищих температур (особливо в кінці літа та взимку вище 700 м н. р. м. (Bougiaud & Pora, 2009; Saulnier et al., 2020)). Наприклад, поширення смерекових лісів у субальпійському поясі у Східних Карпатах пов'язане з потеплінням (Pora et al., 2017). Вони також вразливі до вітровалів, яких побільшало упродовж останніх 30 років.

Вищі літні температури повітря сприяють вищим темпам росту ялиці в Карпатах. Така тенденція характерна для Західних Карпат, тоді як літня посуха обмежує її ріст у Східних і Південних Карпатах (Horodnic & Roibu, 2020; Mihaï et al., 2021). Букові ліси, особливо монодомінантні (Lavnyu et al., 2020) і ті, що ростуть на висотах 600–1200 м н. р. м, більш вразливі до посух в червні та липні, ніж до високих літніх температур повітря (Bokwa et al., 2021; Budeanu et al., 2016; Hlásny et al., 2016; Shvidenko et al., 2017). Дубові ліси найбільш стійкі до різних кліматичних умов, наприклад, у Східних Карпатах (Nechita et al., 2017). Тільки сильні та тривалі періоди посухи (Nagavciuc et al., 2020, 2023; Nagavciuc, Ionita, et al., 2019), які почастишали в останньому столітті, підвищили вразливість дуба до ураження грибами і напівпаразитами омели (Doležal et al., 2010).

Отже, антропогенний вплив став постійним чинником розвитку гірських ландшафтів Карпат, навіть високогірних поясів. Тому сучасна конфігурація геоботанічних поясів, особливо верхня межа поширення лісових ландшафтів, не відповідає кліматично зумовленим межам. Водночас через депопуляційні процеси у високогір'ї та середньогір'ї і зменшення площ пасовищ та сіножатей, лісові ландшафти на тлі потепління, особливо у Західних та Східних Карпатах, підійматимуться вище (Холявчук, 2023). Означені процеси необхідно враховувати в інтерпретації майбутньої динаміки нуклеарних ландшафтних регіонів.

ВИСНОВКИ ДО РОЗДІЛУ 5

1. Шляхом просторово-часового аналізу даних інструментальних метеорологічних спостережень і палеокліматичних індикаторів визначено, що зміни річних і сезонних температур повітря у Карпатах відповідають тенденції поступового глобального потепління упродовж XX–XXI ст. і швидкого – починаючи з 1980-х рр. Потепління виявлено у всіх місяцях упродовж року, з найменшими значеннями у січні у високогір'ї. Липень став повсюдно теплішим, особливо в Західних Карпатах, що призводить до зменшення площі альпійських і субальпійських біокліматичних поясів. Автор припускає, що прояв антропогенного чинника кліматотворення упродовж XX–XXI ст. завуальовує природні, радіаційно і циркуляційно спричинені цикли клімату регіонів Карпат.

2. Поєднання статистичних методів аналізу мінливості клімату дало нам змогу виявити короткі періоди, які значною мірою відповідають паттернам регіональних океанічних та атмосферних циркуляцій. Ритміка Атлантичного багаторічного коливання відображена у 30-річних теплих/холодних фазах та сухих/вологих фазах у середньогір'ях. 4–8-річні позитивні фази Північноатлантичного коливання пов'язані з теплими і сухими роками у більшості ландшафтних регіонів Карпат, окрім їх західних частин. Збільшення кількості таких коротких періодів упродовж останніх 30 років може свідчити про дисипацію довших природних циклів, а отже про завершення кліматохронів різного рівня.

3. На основі порівняння інструментальних і палеокліматичних даних, які охоплюють кінець XIX і XX ст., підтверджено придатність застосування палеокліматичних індикаторів для виявлення короткоперіодичних змін клімату: 1) вміст ізотопів $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{12}\text{N}$, отримані за реконструкціями печерних відкладів, слугує прямим сигналом багаторічного ходу літніх температур та регіональних джерел надходження атмосферних опадів (атлантичного і середземноморського); 2) дендрокліматичні реконструкції добре узгоджуються з багаторічним ходом літніх температур повітря у Західних і Східних Карпатах та ритмікою атмосферних посух у передгірних поясах Східних Карпат; 3) вміст

$\delta^{13}\text{C}$ у сфагнумі озерних та болотних відкладів середньогірних і високогірних поясів містять чіткі сигнали періодів зволоження, спричинених коливаннями Атлантичного багаторічного коливання; 4) просторове поширення карпатських лісотвірних порід, реконструйоване за палінологічними індикаторами узгоджується із біокліматичними поясами до XIX ст..

4. Потепління клімату і зменшення антропопресії – ключові чинники ландшафтної сукцесії в Карпатах упродовж XX–XXI ст. Упродовж XX–XXI ст. антропогенний вплив став постійним чинником розвитку гірських ландшафтів Карпат, навіть високогірних поясів. У другій половині XX ст. сукцесія карпатських лісових ландшафтів вгору схилами зумовлена відновленням антропогенно пригнічених деревостанів, і тільки ~10% її площі пояснюється підвищенням температури повітря. У XXI ст. конфігурація геоботанічних поясів, особливо верхня межа поширення лісових ландшафтів, не відповідає кліматично зумовленим межам. Через депопуляційні процеси у високогір'ї та середньогір'ї, зменшення площ пасовищ і сіножатей, лісові ландшафти на тлі потепління, особливо у Західних та Східних Карпатах, підійматимуться вище. Такі процеси необхідно враховувати в інтерпретації майбутньої динаміки нуклеарних ландшафтних регіонів.

РОЗДІЛ 6. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗМІН КЛІМАТУ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ

6.1. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗМІН КЛІМАТУ ЕКОТОННИХ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ

Зміну клімату геоекотонів, як інших ландшафтних регіонів Карпат, автором розглянуто у контексті динаміки полів розподілу температур повітря та атмосферних опадів. Для аналізу обрані найтипівіші кліматичні показники, оскільки синтез їх реконструкцій здійснено у попередніх розділах. Зокрема, з метою виявлення просторо-часових закономірностей змін клімату геоекотонних ландшафтних регіонів проаналізовано динаміку полів розподілу річних температур повітря $+8 - +12$ °C, ізотерм літніх температур $+20$ і $+22$ °C, ізогіет річних сум атмосферних опадів $500-600$ мм та сезонних атмосферних опадів. Їх просторова динаміка означена нами кліматотонами.

У випадку зональних геоекотонних регіонів навколо Карпат йдеться про флуктуації, просторові межі яких проявляються у багатовіковому часовому вимірі. Окрім того, для просторового порівняння використано карти просторового розподілу кліматичних типів за класифікацією Кеппена – Гейгера на основі змодельованих сіткових даних (Beck et al., 2023), які також відображають ці сезонні характеристики клімату.

Літні температури повітря упродовж останнього тисячоліття на теренах геоекотону «широколисті ліси – лісостеп» були нижчими (до 1°C) за значення температур останньої кліматичної норми (1991–2020 рр.). У нашому дослідженні враховано, що усі реконструйовані кліматичні індикатори мають сезонну роздільну здатність, а тому свідчать не про величини температур липня, а літа загалом. Для співставлення ізотерм липня та літа взято до уваги, що середні температури літа, зазвичай, на 1°C нижчі від температур найтепліших місяців липня і серпня. Тобто сучасна ізотерма температур літа $+19^{\circ}\text{C}$ відповідає ізотермі липня $+20^{\circ}\text{C}$ (рис. 6.1).

Кліматотон «широколисті ліси – лісостеп» незмінно має меридіональне положення. Він відбиває орокліматогенний вплив Карпатської споруди, адже на протилежному макросхилі Східних Карпат, термічні межі цього геоекотону

проходять приблизно на тій же широті. Отже, за екологічним підходом «ядро – периферія» гірська система впливає на клімат суміжних рівнинних просторів на відстані 50–60 км на північний схід від осі споруди у регіоні Східних Карпат.

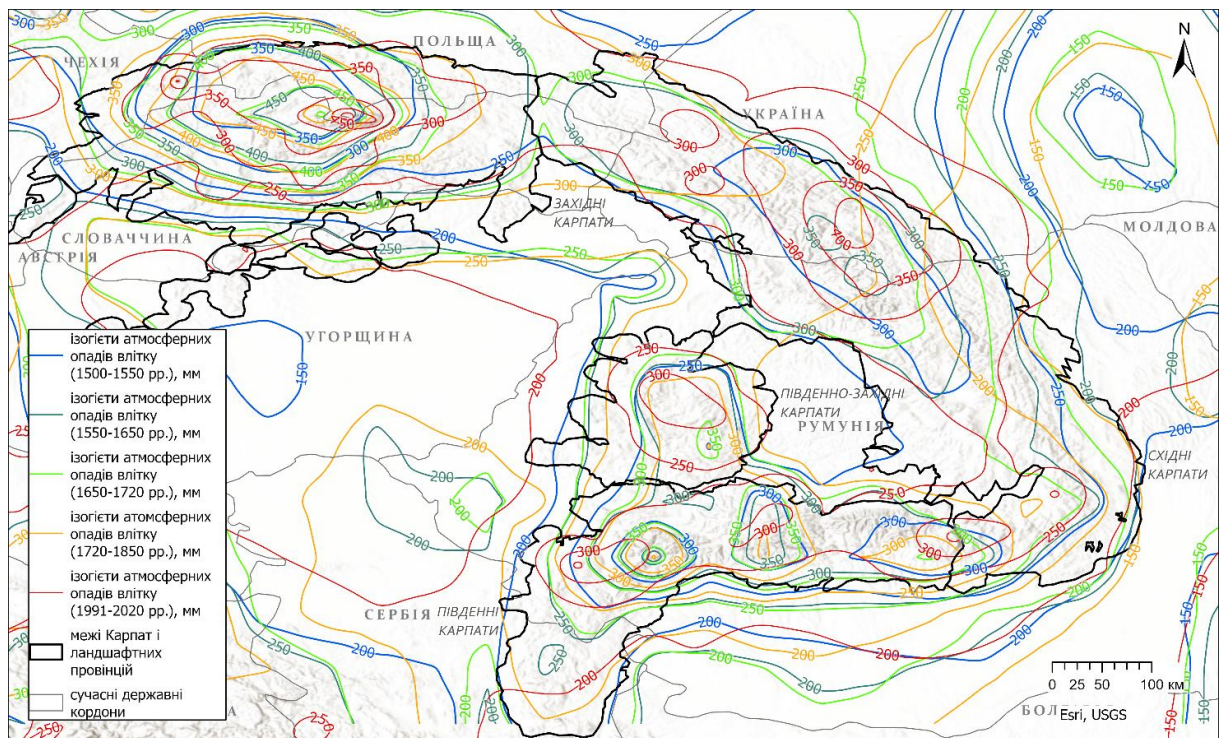


Рис. 6.1. Багатовікова динаміка поля розподілу середніх температур повітря літа (створена автором)

Стійкою рисою просторового поширення термічних меж кліматотонів «широколисті ліси – лісостеп», «лісостеп – степ» є їх зближення біля Курбурських Карпат на півдні Східних Карпат. Йдеться про щільний просторовий розподіл ізотерм середніх температур літа, тобто стрімкий деформаційний вплив гірської споруди на кліматотон і відповідно мінімальні просторові коливання кліматотону. Зокрема, ізотерми середніх температур повітря літа $+19^{\circ}\text{C}$ і $+21^{\circ}\text{C}$ проходять на відстані до 50 км одна від одної. Просторові коливання цих ізотерм упродовж досліджуваного періоду ще менші (10–20 км). Ці особливості вказують на мінливість клімату як сприятливе тло для заміщення одного геоекотону іншим – «боротьбу за простір» між регіонами під орокліматогенним впливом–тиском гірських пасом. Окрім того, така специфіка слугує ознакою підвищеної вразливості низькогір'я цієї частини Карпат до сукцесії степу і швидкої висотної зміни біокліматичних поясів.

До початку ХХ ст. найдалі від Карпат східні термічні межі кліматотону «широколисті ліси – лісостеп» проходили у 1551–1650 рр., а найближче – у 1720–1850 рр. Перший період у палеокліматичних реконструкціях відображено як відносно прохолодний і вологий період у передгір’ї Східних Карпат, а період завершення МЛП – як холодний зі значною мінливістю зволоження. Найбільша просторова «міграція» термічних меж кліматотону – sukcesія у бік передгір’їв Східних Карпат – відбулась у ХХ–ХХІ ст. Так, у південній частині Східних Карпат, у Карпатському басейні кліматотон змістився у низькогір’я.

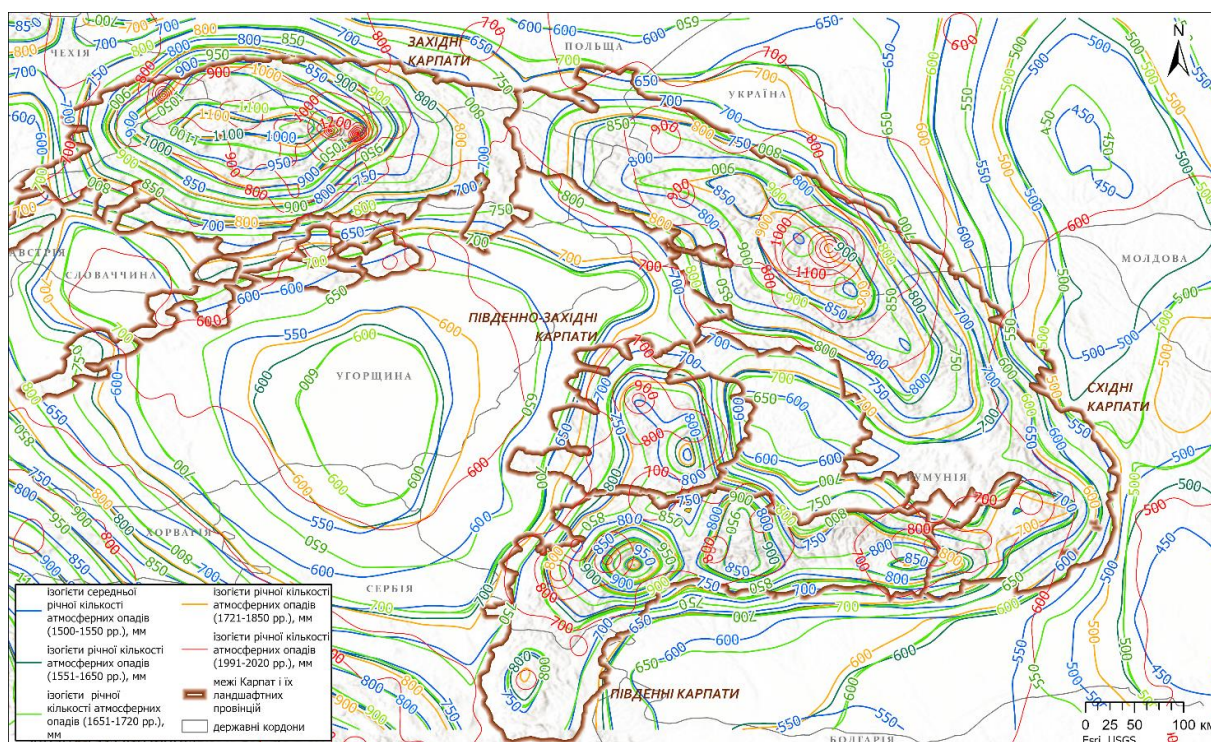


Рис. 6.2. Багатовікова динаміка поля розподілу річної кількості атмосферних опадів у Карпатах (створена автором)

Отже, упродовж тисячоліття (до поч. ХХ ст.) на тлі відсутності значимих тенденцій у ході термічних характеристик зональних геоекотонів, які суміжні з Карпатами, визначальною у флуктуаціях кліматотону «широколисті ліси – лісостеп» є мінливість режиму зволоження. Динамічною у полі розподілу річної кількості атмосферних опадів є ізогієта 600 мм, що відповідає оптимальному зволоженню лісостепу. Її просторові коливання були максимальними у Карпатському басейні (рис. 6.2). Упродовж останнього століття кліматотон зміщувався на відстань 100 км (рис. 6.3). Найближче до Карпат він проходив у

Карпатському басейні у 1961–1990 рр., а у 1941–1960 рр. у Буковинському Передкарпатті. Така специфіка свідчить про відмінності у джерелах зволоження регіонів по різні боки гірської споруди, а, відповідно, і про відмінності у просторово-часових флуктуаціях меж зволоження кліматотону.

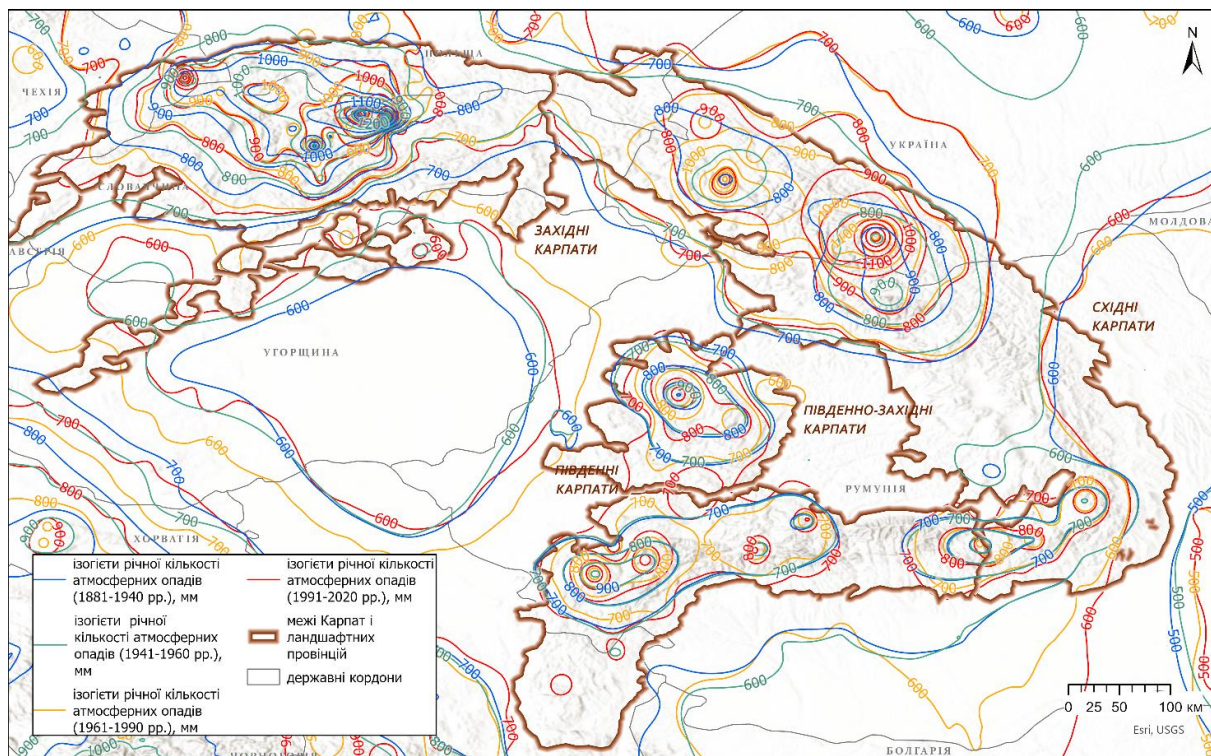


Рис. 6.3. Динаміка поля розподілу річної кількості атмосферних опадів у Карпатах у XX – XXI ст. (створено автором)

На межі геоекотону «широколисті ліси – лісостеп» і Буковинського Передкарпаття відносно вологим було літо упродовж 1500–1700 рр. (рис. 6.4). Такі умови разом з дещо вищими середніми температурами зим (дод. М) сприяли поширенню мезофільних широколистяних таксонів (граба і бука) (Gerasimenko et al., 2018). Період з вологим літом у геоекотоні «лісостеп – степ», який суміжний з південно-західним макросхилом Східних Карпат, більш виражений упродовж 1650–1850 рр. Взимку вологі умови переважали у 1720–1850 рр. у геоекотонах по обидва боки гірської споруди (рис. 6.3). Відносно сухими були зими XVI ст. та XX ст. Деформація поля розподілу зимових опадів уздовж північно-східного макросхилу Східних Карпат на північний захід свідчить про місцевий карпатський циклогенез, підсилений адвекцією вологи із

Середземного і Чорного морів (рис. 6.5). Влітку виявлено протилежний напрямок зволоження, що охоплює геоекотон «широколисті ліси – лісостеп», спричинений гідродинамічним ефектом гірської споруди у загостренні атмосферних фронтів. Такий орографічний вплив видозмінює кліматичну мінливість суміжних геоекотонів. У результаті вологі та сухі періоди не співпадають з періодизацією зональних ландшафтів (Герасименко, 2007).

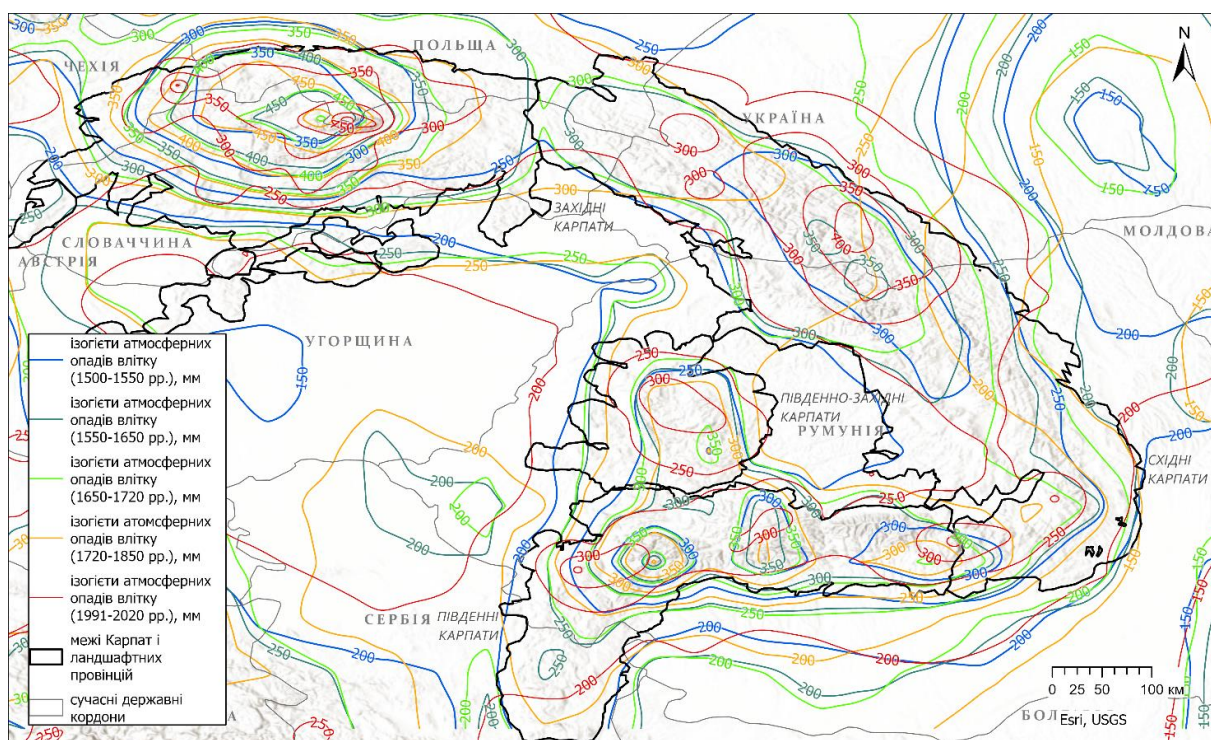


Рис. 6.4. Багатовікова динаміка поля розподілу кількості атмосферних опадів влітку у Карпатах у ХХ – ХХІ ст. (створено автором)

Виявлені флуктуації кліматотону «широколисті ліси – лісостеп», радше відображені у зміні видової структури лісових мозаїк цього геоекотону упродовж останнього тисячоліття (до початку ХХ ст.). Водночас антропопресія, особливо у ХХ ст. стала визначальною у сукцесії геоекотонів у бік передгір'їв. Це підтверджено у реконструкціях зональних широколистих і лісостепових ландшафтів за палінологічними спектрами (Gerasimenko et al., 2018, 2019; Безусько & Безусько, 2014; Безусько et al., 2011).

На основі просторового розподілу кліматичних типів за Кеппеном – Гейгером робимо висновок, що упродовж останніх 30 років кліматотон

«широколисті ліси – лісостеп» зміщується на північ. На це також вказує міграція на північ кліматотону «лісостеп – степ» з підтипом клімату Dfa (рис. 6.6).

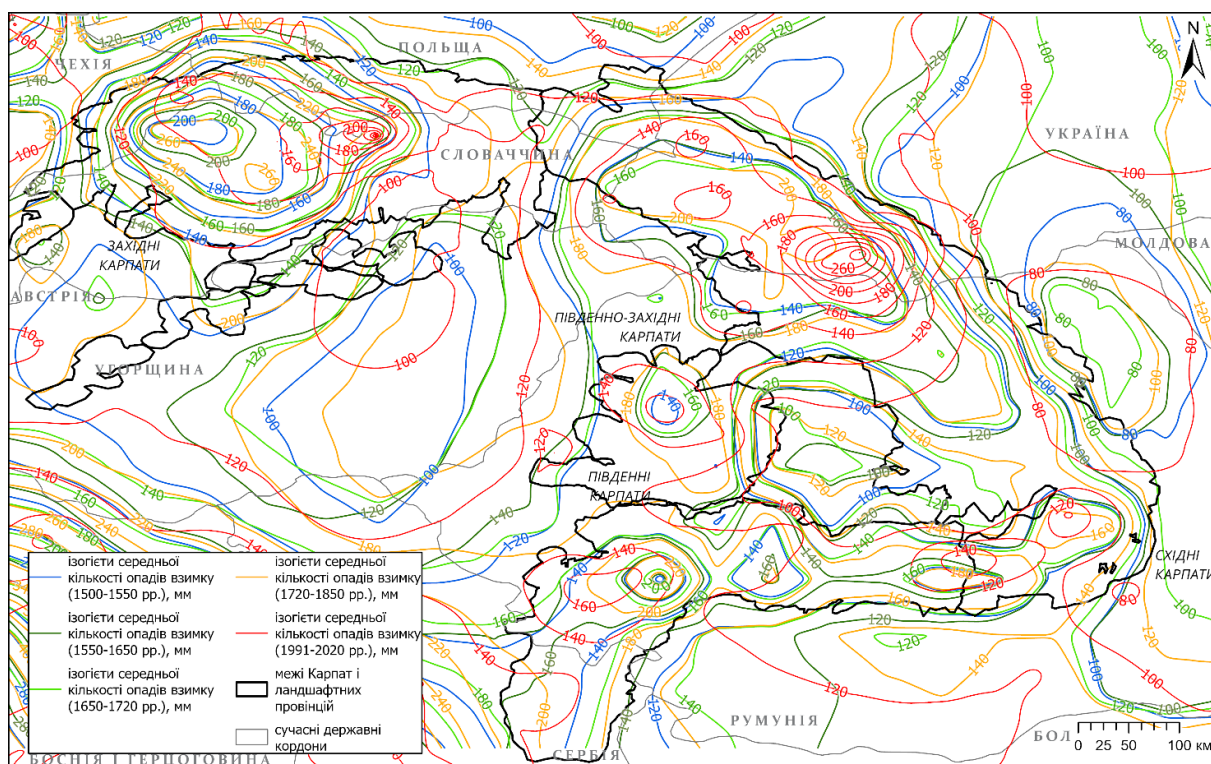


Рис. 6.5. Багатовікова динаміка поля розподілу кількості атмосферних опадів взимку у Карпатах (створено автором)

Особливості динаміки кліматотону «лісостеп – степ» пов’язуємо із з просторовими коливаннями літньої ізотерми $+22^{\circ}\text{C}$ та кількістю річних атмосферних опадів у діапазоні 500–550 мм. Як зазначалось у підрозділі 3.2, у більшості регіонів, які суміжні з південним і південно-західним макросхилом Карпат, середня температура липня $+22^{\circ}\text{C}$ досягнута упродовж 1991–2020 рр. Відповідно, згідно з класифікацією кліматів за Кеппенном – Гейгером у Карпатах поширеним стає підтип клімату Dfa із температурою повітря найтеплішого місяця вище $+22^{\circ}\text{C}$ (рис. 6.6г). На наш погляд, його можна вважати відображенням кліматотону «лісостеп – степ» за термічною ознакою.

За реконструйованими даними початку минулого століття підтип клімату Dfa властивий лише Нижньодунайській низовині, яка суміжна з Південними і Курбурськими Карпатами (рис. 6.1.6а). Проте ознаки цього підтипу клімату виявлені значно північніше, у Карпатському басейні, у сухий період 1930–1960 рр. (рис. 6.1.3.) Це наводить на думку, що сукцесія «холодного» кліматотону

позитивну фазу Атлантичного багаторічного коливання (дод. В1), вплив якого найбільший у цих регіонах Карпат. Спектрограми палеокліматичних реконструкцій з цих регіонів (рис. 4.12) підтверджують вираженість 30-річних періодів упродовж останнього тисячоліття як ймовірний результат дисипації триваліших сонячних циклів рівня мікрокліматохрону I і II за означенням Веклича (1987).

6.2. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗМІН КЛІМАТУ НУКЛЕАРНИХ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ

Останнє тисячоліття – час виражених висотних змін ландшафтних регіонів нуклеарного типу – висотних біокліматичних поясів Карпат. Аналіз просторової динаміки цих регіонів, які змінюються від дуже теплих лісових до нівального поясу, дають змогу простежити просторову міграцію висотних кліматотонів. Водночас автором враховано, що упродовж останнього тисячоліття антропогенне перетворення карпатських ландшафтів набуло максимальних масштабів. Протягом цього періоду динаміка висотного геоекотону верхньої межі лісу підпорядковується передусім дії антропогенного чинника, хоча у регіональному масштабі загальне поширення лісових поясів відображає орокліматичні умови.

На тлі тисячолітніх змін передгірні і низькогірні біокліматичні пояси зазнали найбільших трансформацій. Річні температури повітря у діапазоні + 8-+10 °C слугують оптимальною кліматичною нішею для проростання теплих і дуже теплих лісових поясів. Ізотерма +8 °C у сучасних умовах приблизно співпадає з передгірним геоекотоном на північному і північно-східному макросхилі Західних і Східних Карпат (рис. 6.7). На південному макросхилі усіх Карпат і північно-східному схилі Курбурських Карпат ця ізотерма піднімається вище і дуже теплі пояси з переважанням дуба поширюються у низькогір'ях. Зазначимо, що до XX ст. така ізотерма розташовувалась у суміжних з Карпатами регіонах. Упродовж Малого льодовикового періоду геопросторово вона охоплювала Хотинську височину (дод. Л). Це свідчить про те, що у зональних широколистяних ландшафтах того часу були сприятливі умови і для

проростання хвойних лісів, що відображено у паліноспектрах з цього регіону (Gerasimenko et al., 2018).

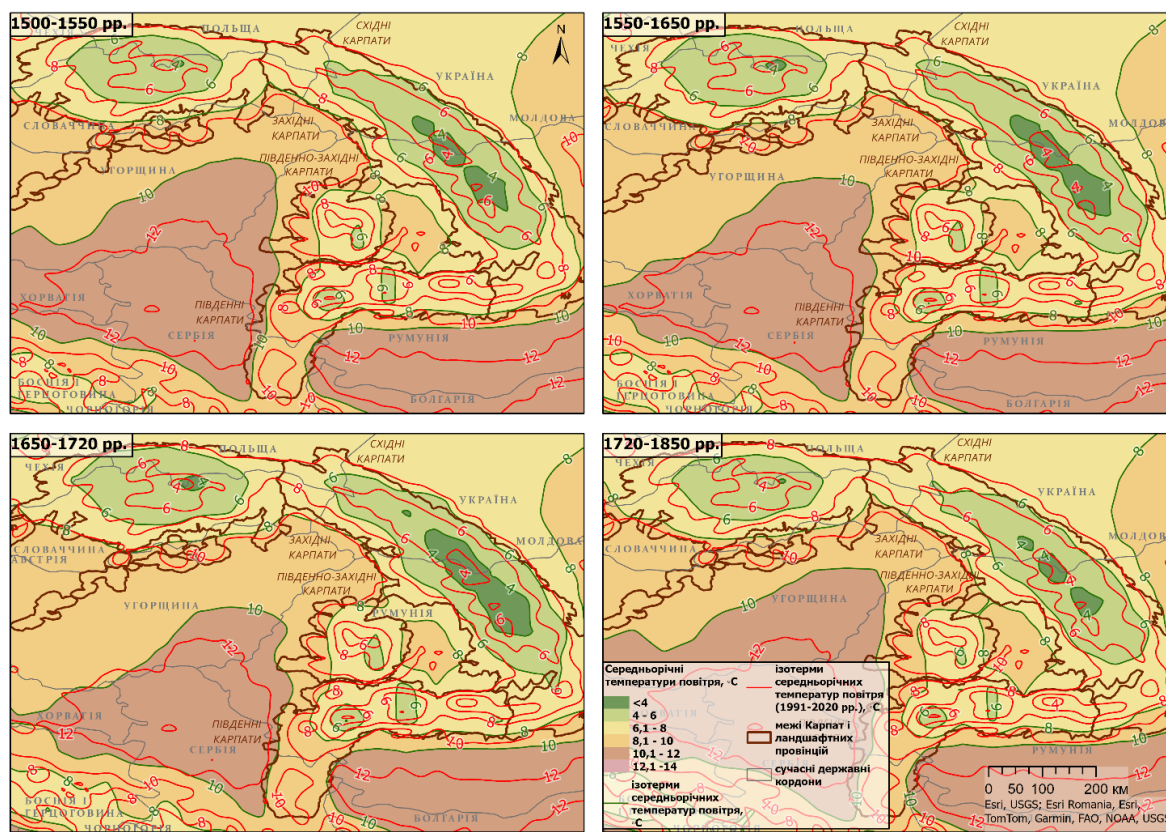


Рис. 6.7. Багатовікова динаміка середньорічних температур повітря у Карпатах: а) 1500–1550 рр.; б) 1551–1650 рр.; в) 1651–1720 рр.; г) 1721–1850 рр. (створені автором)

Верхня термічна межа домінування широколистяних лісів у Карпатах протягом останнього тисячоліття просторово найстабільніша у Східних Карпатах. Зокрема, упродовж 1720–1850 рр. просторова конфігурація річної ізотерми $+6^{\circ}\text{C}$ на північно-східному схилі Східних Карпат найбільше відповідала її положенню у 1991–2020 рр. На нашу думку, клімат цього регіону – ще один орокліматогенно спричинений варіант посиленого впливу АБК, що підтвердили спектрограми тисячолітніх ходів літніх температур повітря (рис. 4.11б). Отже, кліматична мінливість цього нуклеарного регіону у Східних Карпатах відображає динаміку регіональних атмосферних циркуляційних паттернів атлантичного генезису.

Упродовж XX ст. теплі широколистолисові пояси та помірно теплі смереково-букові ліси стали домінантними у Карпатах. Їхнє домінування підкріплюється розширенням низькогірних та середньогірних ділянок із середньорічними температурами у діапазоні +6– +8 С, зокрема у Південних і Південно-Західних Карпатах (рис. 6.7). Пилкові записи з низькогірних озер вказують на зміну від домінування хвойних до широколистих таксонів, і під час СТП (Diaconu et al., 2020; Feurdean & Willis, 2008b). Ймовірною відмінністю кліматичних умов цього поясу упродовж СТП, є більше зволоження (Feurdean et al., 2015; Florescu et al., 2017; Onac et al., 2014). Такі судження потребують більше підтверджень, зокрема із регіонів Західних і Східних Карпат.

Помірно прохолодні пояси зі змішаними лісами зазнали відносно незначних просторових змін упродовж останнього тисячоліття. Основна риса цієї динаміки – висотна сукцесія і заміщення прохолодного, субальпійського і альпійського поясів. Найнижче розташування термічних меж цих поясів характерне для 1651–1720 рр. і припадає на час мінімуму Маундера із значною мінливістю фаз ПАК. Така особливість найбільша помітна на північному і північно-східному макросхилі Західних і Східних Карпат (рис. 6.7в). Отже, протягом тисячоліття біокліматичні межі прохолодного і дуже прохолодного регіонів нуклеарного типу зазнали найбільших просторових флуктуацій і висотної сукцесії.

Про просторову динаміку холодних поясів у Карпатах важче судити, оскільки недостатньо палеокліматичних реконструкцій з високогірних частин. Більшість з них стосуються змін високогірних ландшафтів Південних Карпат усього голоцену (Finsinger et al., 2018; Magyari et al., 2018; Vincze et al., 2017). Дослідження вказують на постійне зростання антропогенного впливу, зокрема на підставі вмісту мікроскопічного вугілля та пилку рослин антропогенного походження, що ускладнює виокремлення кліматичних індикаторів у змінах ландшафтів. Водночас упродовж XX ст. у всіх дослідженнях, як і в дослідженні недавніх антропогенних змін (Szabó et al., 2020), виявлено стійку тенденцію потепління вверх схилами.

Упродовж другої половини ХХ ст. – початку ХХІ століть у просторовому розподілі біокліматичних поясів помічено найбільші зміни. Упродовж 1961–2010 рр. типи клімату за Кеппеном-Гейгером зазнали такої просторової динаміки: ареал альпійського клімату дещо зменшився (0,32–0,17 %), напівбореального (Dfc) дуже зменшився (45,33–24,63 %), а прохолодного, характерного для хвойнолісових ландшафтів практично не змінився (3,12–3,14%) (Spinoni et al., 2013). З метою порівняння проаналізовано також два часові зрізи (1961–1990 рр. і 1991–2020 рр.), оскільки тенденцію до потепління у Карпатах приурочують саме до початку 90-х років ХХ ст. (Kynal & Kholiavchuk, 2016). Порівняння показує суттєве зменшення площі холодних біокліматичних смуг, а отже і субальпійських, альпійських і субнівальних ландшафтів (рис. 6.7). Натомість, збільшились території з термічно оптимальними умовами для розвитку лісових ландшафтів, мішанолісових і теплих дубоволисових зокрема.

6.3. ПРОСТОРОВО-ЧАСОВІ ЗАКОНОМІРНОСТІ ЗМІН КЛІМАТУ МОРФОЛОГІЧНИХ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ

Просторово-часові особливості зміни клімату морфологічних регіонів розглядаємо у просторових конфігураціях клімату в межах ландшафтних провінцій Карпат. Зокрема, у розділі 3 ідеться про те, що для Західних, Південно-Західних і Південних Карпат властивими є кліматичні поля кільцевого замкнутого і напівзамкнутого характеру, а для Східних Карпат – субмеридіональний характер ізотерм та ізогіет. Характер просторово-часових змін цих ізоліній за останні 1000 років послуговували підґрунтям для виявлення регіональних паттернів.

Найбільших змін упродовж тисячоліття зазнавав не характер конфігурацій, а, передусім, градієнт зміни кліматичних характеристик від ядер (високогірних масивів) до передгір'їв. За умов різної інтенсивності циркуляційного впливу відбувалась деформація ізоліній у бік домінантних циркуляційних паттернів. Окрім того, у результаті аналізу багатовікової динаміки кліматичних полів виявлено, що під впливом гірської споруди у суміжних просторах (у Карпатському басейні), і широких міжгірних улоговинах (на Трансільванському

плато (рис. 6.1) також утворюються конфігурації кільцевого характеру. Їх розвиток відбувається внаслідок депресійного впливу на клімат рельєфу Середньодунайської низовини і долини р. Сірет між передгір'ям Східних Карпат і Молдавським плато.

У Західних Карпатах просторовий розподіл ізотерм річних і сезонних температур повітря та ізогіет річних і сезонних атмосферних опадів має виражений кільцевий характер. Ізолінії замикаються на переході Західних Карпат у Східні. Цей перехід представлений Серединними Карпатами, які, згідно з глобальною класифікацією гір КЗ, укладені мозаїкою розкиданих низьких і низьких гір (рис. 6.8). Тому вони слугують орографічною депресією по відношенню до розподілу кліматичних полів. Окрім того, деформації ізотерм річних температур повітря, ізогіет річних і сезонних атмосферних опадів у смузі між двома ландшафтними провінціями вказують на кліматичну межу між ними.

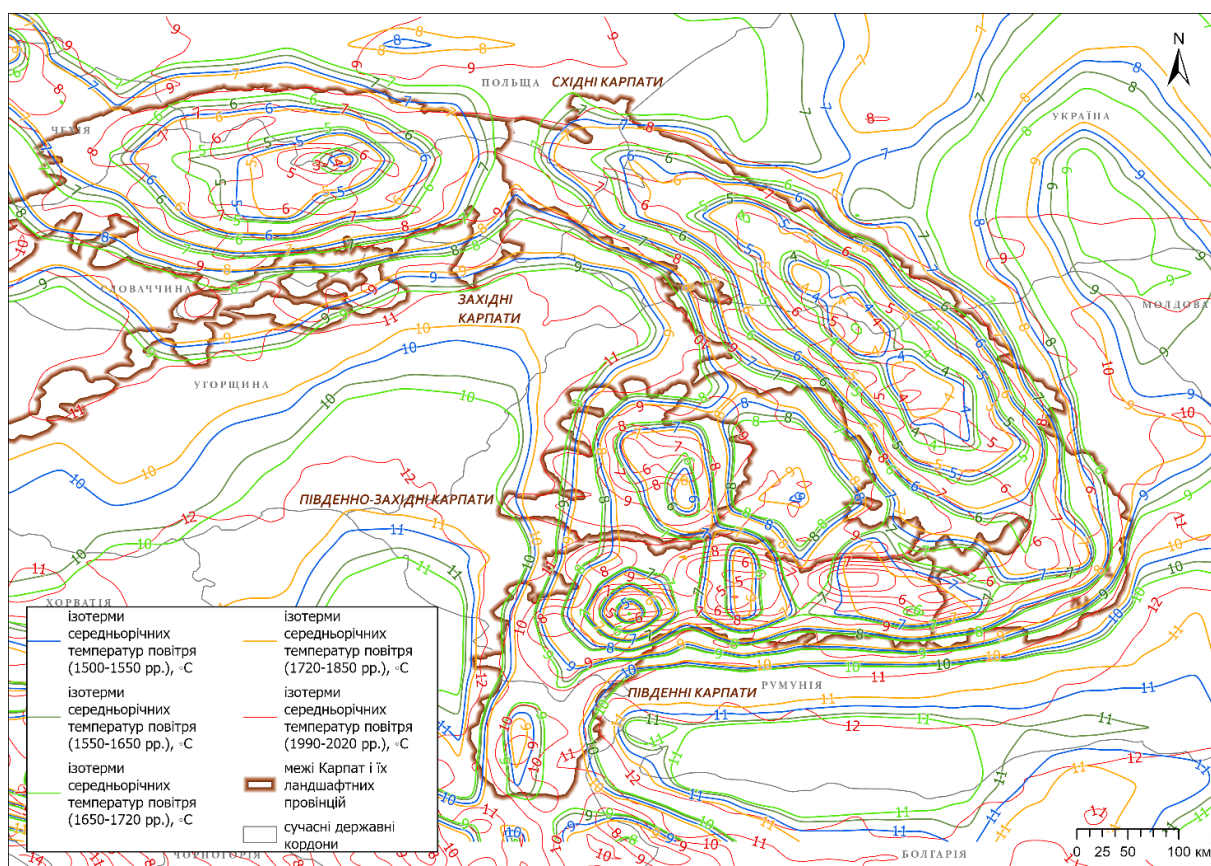


Рис. 6.8. Багаторічна динаміка річних ізотерм у Карпатах

Кільцева структура кліматичних полів у Західних Карпатах, особливо у сезонних вимірах, витягнута на захід (рис. 6.1, 6.2). Ця деформація відображає

синергетичний прояв циркуляційного, зокрема АБК, та орографічного впливів. Гідродинамічний ефект орографічного впливу розвивається над масивом високих гір (за класифікацією К3) Сілезько-Моравських Бескидів у західній частині Зовнішніх Західних Карпат, які переходять у суцільну смугу низьких гір (рис. 6.8). Найбільша деформація поля розподілу річних температур повітря на захід відбувалась упродовж відносно вологого і холодного періоду 1650–1720 рр., коли посилювався гідродинамічний вплив гірської споруди.

Найбільша деформація поля розподілу річних та літніх атмосферних опадів у напрямку на захід від гірської споруди характерна для періоду 1720–1850 рр., коли більше проявляється гідродинамічний бар'єрний ефект за умов переважання негативних фаз ПАК. Відповідно відносно вологою була кінцева частина МЛП. Однак така особливість слабо виражена на північно-західному макросхилі, який навітряний відносно до траєкторії позатропічних атлантичних циклонів.

У наш час у цій частині на тлі переважання сильно позитивної фази ПАК, а, отже, внаслідок зміщення траєкторії позатропічних циклонів на північ Європи у західній частині Західних Карпат спостерігається на 50–100 мм менше літніх атмосферних опадів, ніж упродовж вологих минулих століть. За режимом зволоження теперішній клімат у цій частині Карпат відповідає клімату періоду 1500–1550 рр. Тоді також переважала сильно позитивна фаза ПАК (рис. 4.8). Спектрограма ходу літніх температур повітря із середньогір'я Західних Карпат містить також такий сигнал: у 1500–1550 рр. переважають короткі 4–8-річних цикли (рис. 4.12а).

Кільцеву конфігурацію мають також ізолінії кліматичних полів Південно-Західних Карпат. Високі гори масиву Апушень формують ядро цієї конфігурації. Цей клас гір представлений розкиданими невеликими ареалами, тому кільцева конфігурація навколо гір є динамічною: під час тепліших періодів (1991–2020 рр.) і влітку. Тоді утворюються відокремлені локальні кільцеві структури навколо ареалів високих гір (за класифікацією К3). Асиметрія кліматичних полів спричинена пологішим західним макросхилом та стрімкішим східним. Однак західний макросхил укладений мозаїкою низьких і розкиданих низьких гір, тому не спостерігаємо чітку меридіональну ступінчасту зміну ізоліній. Максимум

кількості атмосферних опадів зміщується на північний захід Південно-Західних Карпат. Тут найменш помітні часові відмінності просторових коливань ізотерм упродовж тисячоліття. Це свідчить про проходження траєкторій циклонів атлантичного та середземноморського походження над цією частиною гір та їх загострення через бар'єрний орографічний вплив.

Просторова динаміка сезонних ізогіет свідчить про чергування відносно сухих (1500–1550 р. і 1650–1720 рр.) і вологих періодів (1550–1650 і 1720–1850 рр.) років. Тобто такі фази відповідають ритміці кліматичної мінливості на північно-західному і північному схилі Західних Карпат, яка контролюється значною мірою АБК і ПАК. Дрібні 4–8 річні цикли виявлено автором у спектрограмі ізотопу кисню з льодового ядра печери Скарішоара (рис. 4.3.3а), яка розташована на західному макросхилі Західних Карпат. Проте, на відміну від Західних Карпат, кількість атмосферних опадів на північно-західному схилі Південно-Західних Карпат упродовж останніх 30 років суттєво не змінилась. Так, кількість атмосферних опадів взимку упродовж 1991–2020 рр. відповідає рівню опадів у вологий період 1550–1650 рр., а влітку – рівню найвологішого періоду 1720–1850 рр. На нашу думку, цьому сприяє зміщений на північ вплив Середземноморського коливання, яке корелює з фазами ПАК (Criado-Aldeanueva & Soto-Navarro, 2020) та посилення орографічного термодинамічного впливу на опадотворення. Столітні вологі/сухі фази менш помітні у мінливості клімату стрімкого східного макросхилу, як і відмінності у ході річних ізоліній.

Відносно стрімкий східний макросхил Південно-Західних і північний макросхил Південних Карпат посилюють розвиток пловіометричної депресії над Трансільванським плоскогір'ям. Просторова кліматична мінливість у межах замкнутої широкої улоговини упродовж останнього тисячоліття до кінця ХХ ст. мінімальна. Особливість цього регіону – найхолодніший період упродовж 1650–1720 рр. як наслідок прояву сонячного мінімуму. Відносно мінливішим є багатовіковий режим зимових опадів, який відображає ритміку сухих і вологих періодів, які характерні для Південно-Західних Карпат. Зимово мінливість режиму зволоження вказує на надходження середземноморських циклонів за

умов менш вираженого бар'єрного впливу та ефекту дощової тіні від гірських хребтів Південно-Західних і Південних Карпат.

Отже, на нашу думку, Трансільванське плоскогір'я є полігоном певної «законсервованості» кліматичних умов упродовж останнього тисячоліття, а тому антропогенний чинник є провідним у змінах клімату цього регіону і його відображенні у ландшафті. Так, антропогенно спричинене потепління виявлене упродовж останніх десятиліть на півночі Трансільванського плоскогір'я (рис. 5.13).

Широтна витягнутість і масивні високогірні плато Південних Карпат визначають виразний прояв бар'єрного орографічного чинника на формування кліматичних полів над спорудою. Конфігурація кліматичних полів складена трьома кільцевими структурами навколо найвищих масивів: Бучеджь і Фегараш, Паринг і Ретезат (рис. 3.14). Різкі переходи до низькогір'їв по обидва боки масивів визначають поле щільного розподілу кліматичних індикаторів та їх незначні просторо-часові коливання. Платоподібний характер високогір'їв, які, зазвичай розташовані вище рівня конденсації, спричиняє мінімальний вплив циркуляційного чинника. Це проявляється у невеликих кількостях атмосферних опадів вище 1550 м (порівняно із Західними і Східними Карпатами).

У високогірних регіонах Південних Карпат упродовж тисячоліття кількість атмосферних опадів майже не змінилась, а тому виокремити вологі/сухі фази складно. Про це свідчить відсутність у спектрограмах ходу палеокліматичних індикаторів виражених 200–250-річних циклів. Така особливість виявлена автором при аналізі спектрограм за ходом палеокліматичних індикаторів на різних висотах. Натомість у середньогірній смузі поява таких циклів упродовж Малого льодовикового періоду (рис. 4.11, 4.12) вказує на висотне зміщення смуги орографічного посилення атмосферних опадів. У передгір'ї такі цикли також менш виражені, але натомість постійно проявляються короткі 2–8-річні цикли Північноатлантичного коливання. Найбільший прояв таких циклів виявлено у західній частині Південних Карпат.

Просторово-часові деформації полів атмосферних опадів у Південних Карпатах відбуваються у передгір'ях і низькогір'ях, особливо у горах Банату і Сербських горах (рис. 6.3, 6.4, 6.5). Як і у Західних і Південно-Західних Карпатах,

кліматичні поля зміщені на захід, особливо у вологій другій половині МЛП. Однак на північному макросхилі, який суміжний з Трансільванським плато, відносно вологий період влітку виражений і у XVI ст. Сезонний прояв цих деформацій може свідчити про термодинамічний характер атмосферних опадів та розвиток місцевого циклогенезу.

Динамічною, на наш погляд, є термічна межа між ландшафтною провінцією Південних і Східних Карпат. Сідловина між замкнутими полями розподілу річних ізотерм більш виражена у холодний період МЛП. На тлі потепління кліматичне поле розподілу ізогіет та ізотерм масиву Вранча тяжіє до кільцевої конфігурації ізоліній навколо високогірних ядер Фегераш і Бучеджь. Тобто кліматично упродовж останніх десятиріч Курбурські Карпати більше відповідають ландшафтній провінції Південних Карпат.

Ландшафтна провінція Східних Карпат найбільше відмінна від всіх інших провінцій за просторовою конфігурацією кліматичних полів та їхньою динамікою. На це вплинуло: розташування на перехресті різних регіональних джерел зволоження; найбільша протяжність пасом у субмеридіональному напрямку; майже суцільна смуга високогірного класу гір; широка і протяжна смуга низьких гір на північно-східному макросхилі. На основі просторового аналізу багатовікової динаміки кліматичних полів підтверджено, що найменші зміни термічного режиму відбулись на висоті 1000–1500 м – у поясі максимальної кількості атмосферних опадів. У ділянках розвитку інверсійних поясів, наприклад Чорногірській, Чивчинській, Покутсько-Буковинській областях, річні ізотерми минулих століть сходяться з ізотермами останніх тридцяти років. Такі висновки потребують подальших підтверджень палеокліматичними дослідженнями інверсійних мезокліматів у Карпатах.

Автором також встановлено, що упродовж останнього тисячоліття у Східних Карпатах суттєвих просторових змін зазнали прохолодні і холодні біокліматичні пояси. Це відбулось на тлі підвищення температур та інтенсифікації антропогенної діяльності у напрямку до верхніх частин гірських схилів. Зміщення біокліматичних поясів вгору відображене у багатовіковій динаміці річних та сезонних ізотерм. Упродовж МЛП найвище такі пояси

підіймались упродовж 1721–1850 рр. На нашу думку, це відображає посилення впливу радіаційного чинника. Так, інтенсивність сонячного випромінювання зросла після мінімуму Маундера (1645–1715 рр.) (рис. 4.7). Схожий механізм потепління виявлено нами у високогір'ї Південних Карпат під час бореального термічного максимуму. На основі виконаних автором спектрограм кліматичної мінливості усього голоцену підтверджено, що у кліматі високогір'їв найбільш помітні цикли, які підпорядковані сонячній активності. Зокрема, спектрально потужними є періоди 700–1000 років (рис. 4.5).

Висновки до розділу 6

1. Упродовж тисячоліття до другої половини ХХ ст. на тлі відсутності виражених тенденцій у термічному режимі просторово-часові закономірності змін клімату геоекотонних регіонів, які суміжні з Карпатами, пов'язані з мінливістю зволоження. Коливання сили впливу циркуляційного чинника проявляється у різній мірі орокліматогенної деформації поля атмосферних опадів. Найбільші просторові коливання (до 100 км на північний схід) у полі розподілу річної кількості атмосферних опадів виявленні у зміщеннях ізогіети 600 мм, що відповідає оптимальному зволоженню лісостепу. Синергетичний прояв орографічного і циркуляційного чинників відображений у асинхронності 100–200-річних фаз зволоження з фазами, характерними для зональних лісостепових і степових ландшафтів. Збалансоване зволоження регіонів Карпатського басейну, які суміжні з гірською спорудою, забезпечує стійкий розвиток геоекотону «широколисті ліси – лісостеп», хоча термічні межі його кліматотону упродовж останніх 30 років відповідають степовим умовам. Кліматотон «лісостеп – степ» періодично з'являється у низькогір'ї Курбурських Карпат у сухі періоди (500–550 мм атмосферних опадів за рік).

2. Зміни клімату упродовж останнього тисячоліття у розрізі нуклеарних регіонів виявлені у таких рисах: кліматична мінливість виразна у низькогірних і середньогірних смугах; високогірні біокліматичні смуги термічно залежні, тоді як низькогірні зони вразливі до дефіциту опадів; односпрямовані

(трендові) кліматичні та антропогенні зміни сприяють сукцесії нуклеарних ландшафтних регіонів Карпат, лісових зокрема, і спричиняють зменшення ареалів альпійських та субнівальних високогірних ландшафтів. З-поміж виокремлених біокліматичних поясів у Карпатах, мішанолісові ландшафти найстійкіші до флуктуацій кліматичних характеристик, а тому, ймовірно, будуть формувати найпоширеніший ландшафтний регіон Карпат нуклеарного типу.

3. Мозаїку мезокліматів, спричинених морфометричним різноманіттям морфологічних регіонів Карпат, можна укласти у конфігурації кліматичних полів розподілу річних і сезонних ізотерм та ізогіет ландшафтних провінцій. Їх багаторічна динаміка відображена у просторових коливаннях ізоліній навколо висотних ядер цих конфігурацій. Бар'єрний та депресійний прояви орографічного чинника визначають регіональні відмінності динаміки кліматичних полів ландшафтних провінцій. Виявлено, що їх просторові-часові коливання головним чином підпорядковуються прояву фаз Атлантичного багаторічного коливання.

4. На основі просторового-часового аналізу динаміки кліматичних полів у Карпатах встановлено, що типовими у кліматичній мінливості останнього тисячоліття є 2–8-річні періоди. Ці періоди відображають фази циркуляційного паттерну ПАК і статистично виразні на навітряних низькогірних та середньогірних силах по відношенню до траєкторії позатропічних атлантичних циклонів переважно за умов негативної фази, а на північно-західних і північних схилах Західних Карпат – і за умов позитивної фази ПАК. На нашу думку, значна повторюваність коротких періодів – сигнал переходу між багатовіковими палеокліматичними етапами. Обґрунтовано, що регіональний прояв циркуляційного чинника замасковує довші періоди, спричинені коливаннями сонячної активності. Тому палеокліматичні етапи тривалістю 2500–3000, та 700–1000 років більш виразні у високогір'ї. Вони ж, як і передгірні пояси, найбільш вразливі до радіаційно спричинених змін клімату, антропогенних зокрема.

РОЗДІЛ 7. ТИПИ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВИХ ЗМІН КЛІМАТУ ЛАНДШАФТНИХ РЕГІОНІВ КАРПАТ

7.1. ТИПИ КОРОТКОПЕРІОДИЧНИХ ЗМІН КЛІМАТУ ГІРСЬКИХ РЕГІОНІВ

У попередніх розділах автором виявлено короткоперіодичні зміни палеоклімату Карпат упродовж останнього тисячоліття для клімату Карпат. Періодичний характер таких змін проте асинхронний і динамічний упродовж досліджуваного відтинку у різних ландшафтних регіонах Карпат і у порівнянні з кліматом рівнинних. Автором здійснена спроба систематизувати такі варіації у типи короткоперіодичних змін на основі циклостратиграфічного аналізу.

Циклостратиграфічний аналіз у сучасних палеокліматичних дослідженнях переважно базується на застосуванні спектрального аналізу шляхом перетворення Фур'є, нелінійної оптимізації до синусних функцій і вейвлет-перетворення. Автором обрано метод вейвлет-розкладання часових рядів палеокліматичних індикаторів, проаналізованих в розділі 5, з метою встановлення змін ритміки упродовж останнього тисячоліття.

Згідно з палеогеографічними дослідженнями глобального масштабу у ході палеокліматичних індикаторів (ізотопів льодових кернів, сталактитів, дендрокліматичних) упродовж останніх двох тисячоліть найсильнішими і найузгодженішими коливаннями є періоди ~200 та ~60 років (Lüdecke et al., 2016; Lüdecke et al., 2015; Mann et al., 2020). Steinhilber & Beer (2013) при аналізі ізотопних даних ^{10}Be з керна льоду проєкту GRIP виявили, що 200-річний сонячний цикл де Фріза/Зюсса є найсильнішим спектральним компонентом. У одній із найтриваліших дендрокліматичних реконструкцій із Тибетського плато, яка охоплює 2485 р., Liu et al. (2011) виокремлено спектрально потужні цикли 1324, 800, 199 і 110 років. Kern et al., (2012) виявили вплив на клімат Центральної Європи циклів тривалістю 80, 120, 208, 500, 1000 і 1500 років. Ці автори вважають цикл де Фріза/Зюсса домінантним і найбільш вираженим в історії клімату Землі. У проаналізованих дослідженнях виявлено, що природа циклу 1500 років залишається дискусивною, хоча припускається, що він радше відображає прояв циркуляційного чинника, океанічного зокрема (Pinault, 2020).

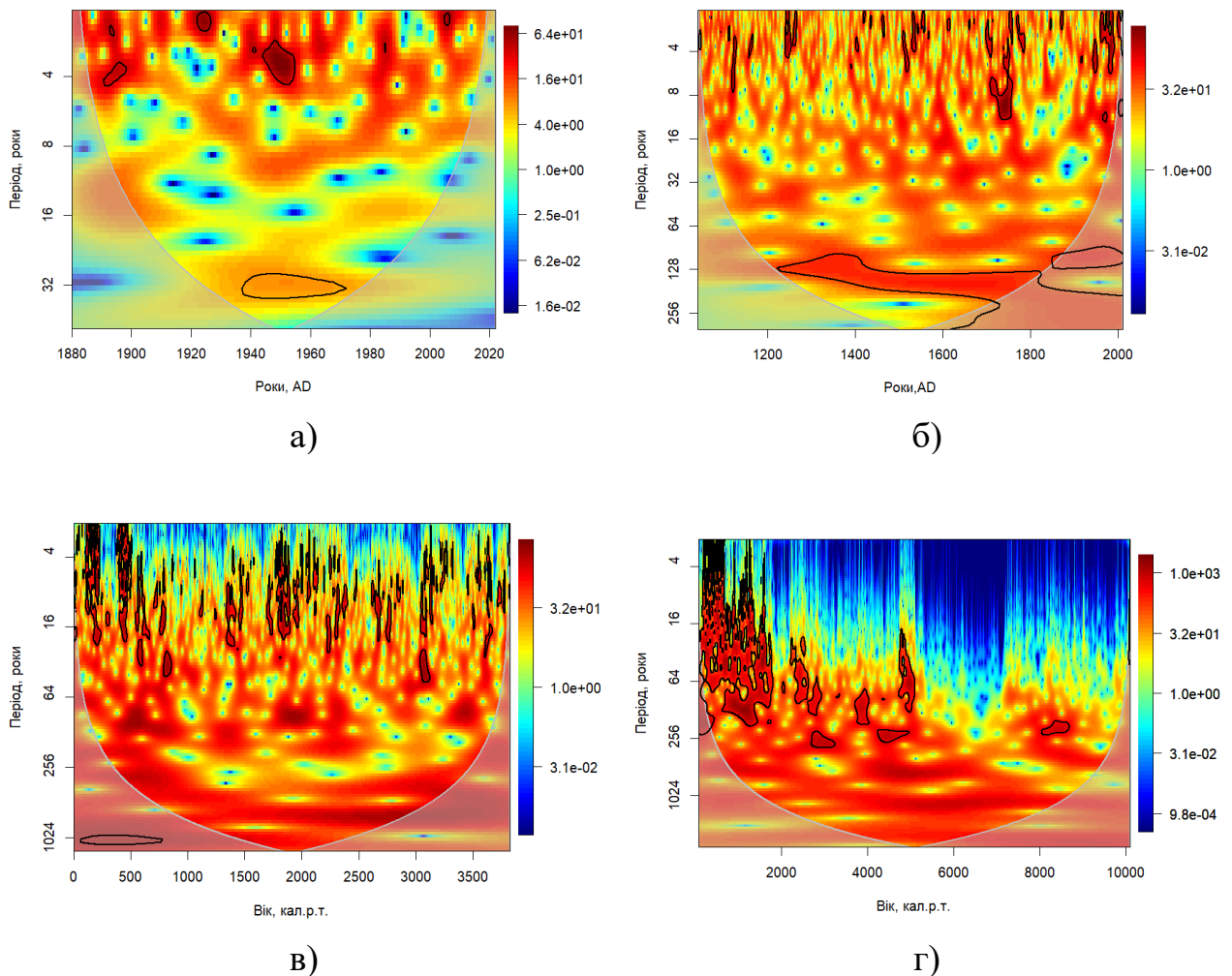


Рис. 7.1. Спектрограми вейвлет-розкладання: а) річних температур повітря за даними інструментальних спостережень метеостанції м. Чернівці; б) літніх температур повітря за кільцями дерев середньогір'я Високих Татр, Західні Карпати (Büntgen et al., 2013); в) середньогір'я Калімань, Східні Карпати (Pora & Kern, 2009), в) вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ у сталактиті передгір'я Південних Карпат (Warken et al., 2018); г) вмісту ізотопу $\delta^{18}\text{O}$ у льодових відкладах печери середньогір'я Південно-Західних Карпат на основі даних (Perşoiu et al., 2017); б). Чорними лініями обведено статистично значущі цикли на рівні 95%. Затонована область показує конус впливу, де інтерпретація сигналу може бути ненадійною. Кольорова шкала показує спектральну потужність

Означені цикли виявлено автором у ході палеокліматичних індикаторів регіонів Карпат на основі побудованих спектрограм. Найдовші цикли Хальштатта (2000–3000 pp.) пов'язуємо з етапністю клімату голоцену

(нанокліматохронами, (Веклич, 1987)). Вони проявляються значною спектральною потужністю у реконструкціях літніх температур голоцену у різних регіонах Карпат, які охоплюють території від низькогір'я до високогір'я (рис. 4.2.3).

Автором не виявлено таких циклів у Південно-Західних Карпатах, ймовірно, через синергетичний вплив циркуляційного і радіаційного чинників на дрібну ритміку палеоклімату (рис. 7.1г). Водночас такий цикл є статистично значимим (на рівні 95%) тільки у Південних Карпатах на початку голоцену. Це, підтверджує наше судження про зростання ролі циркуляційного чинника у кліматичній мінливості Карпат з початку бореального періоду. Тенденція до зниження потужності такого циклу упродовж пізнього голоцену у Південних Карпатах може свідчити, про ймовірне (90%) його завершення (рис. 4.11). У Східних Карпатах, згідно зі спектрограмами, його потужність незмінно висока.

У наш час, згідно зі спектрограмою сонячної активності усього голоцену за даними кількості сонячних плям (Solanki et al., 2004) на глобальному рівні спектрально потужним є 1000-літній цикл, хоча наймовірніше – на кінцевій його фазі. У кліматичній мінливості високогір'я Південних Карпат він був визначальним на початку субатлантичного періоду, а у передгір'ях – на завершальному етапі (зі статистичною значимістю на рівні 97,5%) (рис. 4.11). Подібні судження про зниження амплітуди цього циклу упродовж останньої тисячі років знаходимо і в інших європейських дослідженнях (Kern et al., 2012). У середньогір'ї Східних Карпат він присутній зараз, і ще може тривати 100–200 років (зі статистичною значимістю на рівні 90%) (рис. 4.12).

Водночас у середньогірних регіонах Східних Карпат упродовж усього пізнього голоцену спектрально потужним є період 1500 років. Оскільки у попередніх розділах нами виявлено підвищену чутливість кліматичної мінливості до атлантичних циркуляційних паттернів, ми припускаємо, що виявлений 1500-літній цикл може відображати їхню тривалішу динаміку. Він також виявлений у низькогір'ї у час настання голоценового кліматичного оптимуму (рис. 4.11а). Тобто це також може підтверджувати зростання впливу атлантичних циркуляційних паттернів під час потепління.

500-річний цикл сонячної активності менше виражений у спектрограмах ходу палеокліматичних проксі-даних у Карпатах. Статистично значимим у ході річних та літніх температур повітря він був на початку голоцену за умов сухішого клімату. Така особливість виявлена у середньогір'ї Східних Карпат. Так, 500-річний цикл був спектрально потужнішим протягом 4000–3000 тис. кал. р. т. та 2200–1600 кал. р. т.

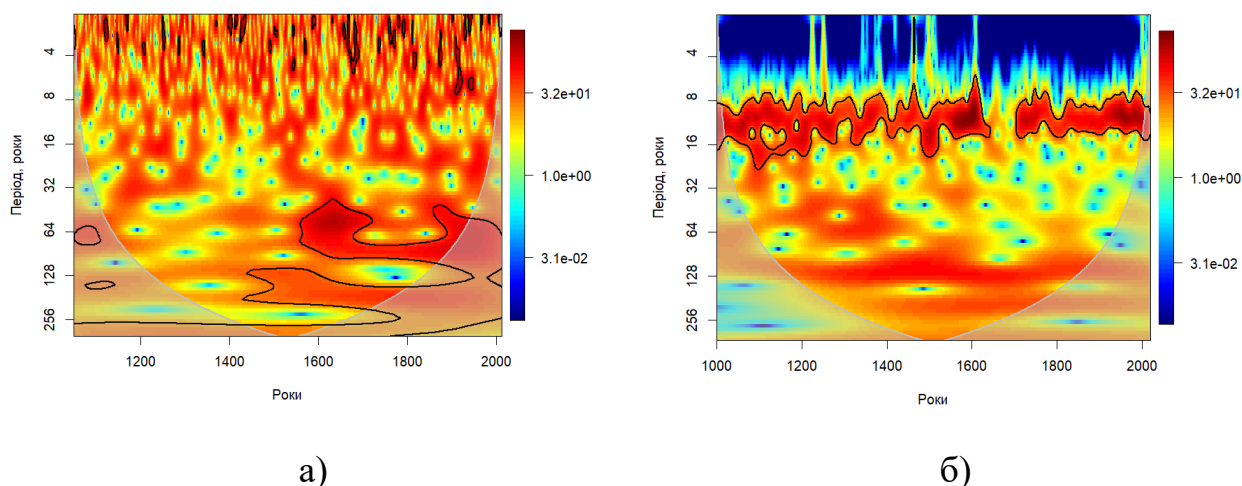
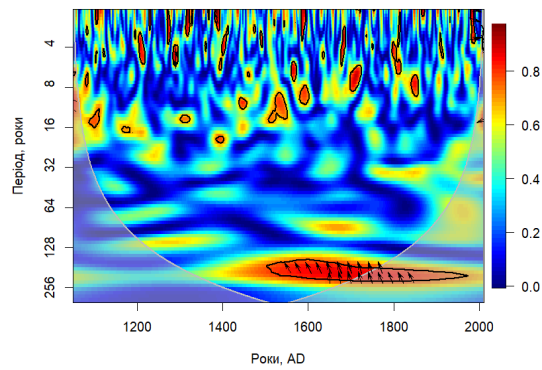


Рис. 7.2. Спектрограми індексу Північноатлантичного колювання (а) інтенсивності сонячної активності (б) та упродовж останнього тисячоліття

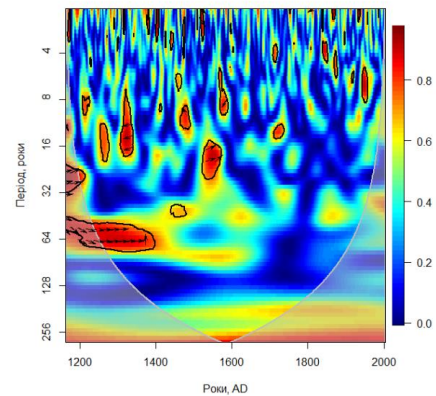
Упродовж останнього тисячоліття у спектрограмі індексу Північноатлантичного колювання статистично значимим і спектрально потужним є цикл Зюсса (200–250 років) (рис. 7.2б). На основі спектрограм виявлено, що такий цикл є статистично значимим і домінантним упродовж останнього тисячоліття у Карпатах. Спектрограма літніх температур за даними дендрокліматичної реконструкції із Західних Карпат (рис. 7.1б) показує схожий розвиток циклів як спектрограма ходу ізотопного складу $\delta^{18}\text{O}$ сталагміту з печери Шпаннагель у Центральних Альпах (2347 м н. р. м) (Mangini et al., 2005). У цьому регіоні Альп дрейф піку інтенсивності від 128-річного періоду до 256-річного періоду з подальшим подвоєнням до ~500 річного циклу виявлено у ході палеокліматичних індикаторів приблизно у 1600 р. Такий зсув відображає нелінійні дисипативні властивості каскадних змін клімату.

Вейвлет когерентність: NAO і літні температури у Західних Карпатах



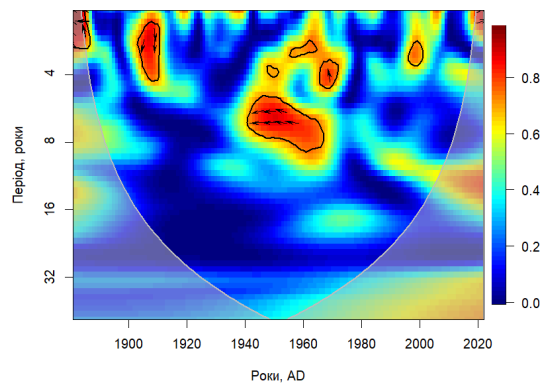
а)

Вейвлет когерентність: Калімані і NAO



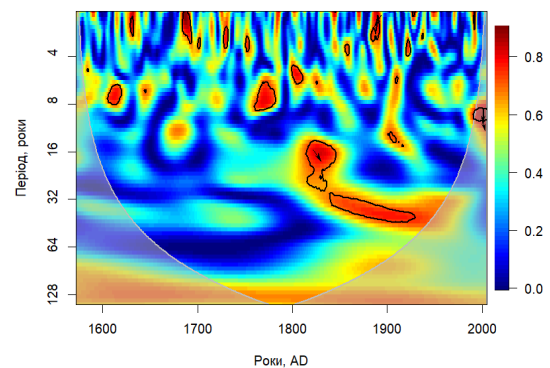
б)

Вейвлет когерентність: AMO і річні температури



в)

Вейвлет когерентність: AMO і літні температури



г)

Рис. 7.3. Вейвлет-спектрограми когерентності температур повітря та індексів ПАК і АБК: а) ПАК і реконструйовані літні температури середньогір'я Високих Татр, Західні Карпати за даними (Büntgen et al., 2013); б) NAO і реконструйовані літні температури середньогір'я Калімань, Східні Карпати за даними (Pora & Kern, 2009), в) АБК і річні температури за інструментальними даними метеостанції Рахів; г) АБК і реконструйовані літні температури середньогір'я Калімань, Східні Карпати. Чорні лінії виділяють області значущої потужності вейвлета на рівні значущості 95 % із застосуванням імітаційних тестів Монте-Карло. Кольорова шкала показує спектральну потужність. Відносні фазові співвідношення між двома часовими рядами показані стрілками: синфазні – праворуч, протифазні – ліворуч, індекс ПАК випереджає літні температури на 90° – стрілки спрямовані вгору, запис ПАК відстає від літніх температур на 90° – стрілки спрямовані вниз

У ході літніх температур повітря Західних Карпат виявлено схожий варіант, однак із деяким відставанням (~200 років). Такі 200- , і ймовірно

500-річний (розташований поза конусом впливу) цикли виявлено і у ході літніх температур Східних Карпат (рис. 4.11, рис. 4.12). У Південно-Західних Карпатах 250-річний період постійно статистично значимий упродовж субатлантичного періоду (за винятком другої половини Малого льодовикового періоду) (рис. 7.3 г). Оскільки клімат регіону значною мірою контролюється впливом циркуляційного чинника, то такий цикл відображає режим зволоження. Розклад цього циклу на менші (із періодичністю 64, 32, 2–8 років, що пов'язані із мінливістю циркуляційних паттернів ПАК і АБК) виявлені нами у спектрограмах когерентності літніх і річних температур та індексів цих циркуляцій (рис. 7.3). Виявлені періоди відповідають періодам резонансів з гармоніками бароклічних хвиль Россбі (табл.1.6).

Отже, з одного боку, прояв АБК у короткоперіодичних змінах палеоклімату середньогірного поясу Східних Карпат пов'язаний з орографічно спричиненим підсиленням атмосферних опадів із циклонів північноатлантичного походження. З іншого боку чи, ймовірно, його прояв є відгуком температур приземної водної товщі Північної Атлантики на зовнішні радіаційні впливи (Mann et al., 2020). Тому у спектрограмах ці коливання виявлено у кліматі пізнього голоцену Південно-Західних Карпат як субфаза 100-річних циклів, спричинених радіаційним форсингом циклу Гляйсберга. Такий цикл спектрально потужний згідно з спектрограмою інтенсивності сонячної активності упродовж останнього тисячоліття (рис. 7.2б). Повний розпад енергії цього циклу відображено дрібними 4–8 річними коливаннями, пов'язаними із Північноатлантичним коливанням. Їх повторюваність зростає упродовж останнього тисячоліття (рис. 7.1г). Значна повторюваність таких коротких циклів відбувалось також приблизно кожні 100 років, наприклад, у першій декаді XIX, XX та на рубежі XXI ст.

Окрім того, на основі згенерованої спектрограми інтенсивності сонячної активності упродовж останнього тисячоліття (рис. 7.2б) нами виявлено, що глобально спектрально потужними і статистично значимими були цикли Швабе (тривалістю 8–16 років). У Карпатах ці цикли найчастіше повторювались у пізньому голоцені та наприкінці Малого льодовикового періоду. Вони більш

виражені у передгір'ї та низькогір'ї. Відсутність статистично значимих циклів у Південних Карпатах упродовж останнього тисячоліття вказує на підпорядкованість змін клімату тривалішим сонячним циклам.

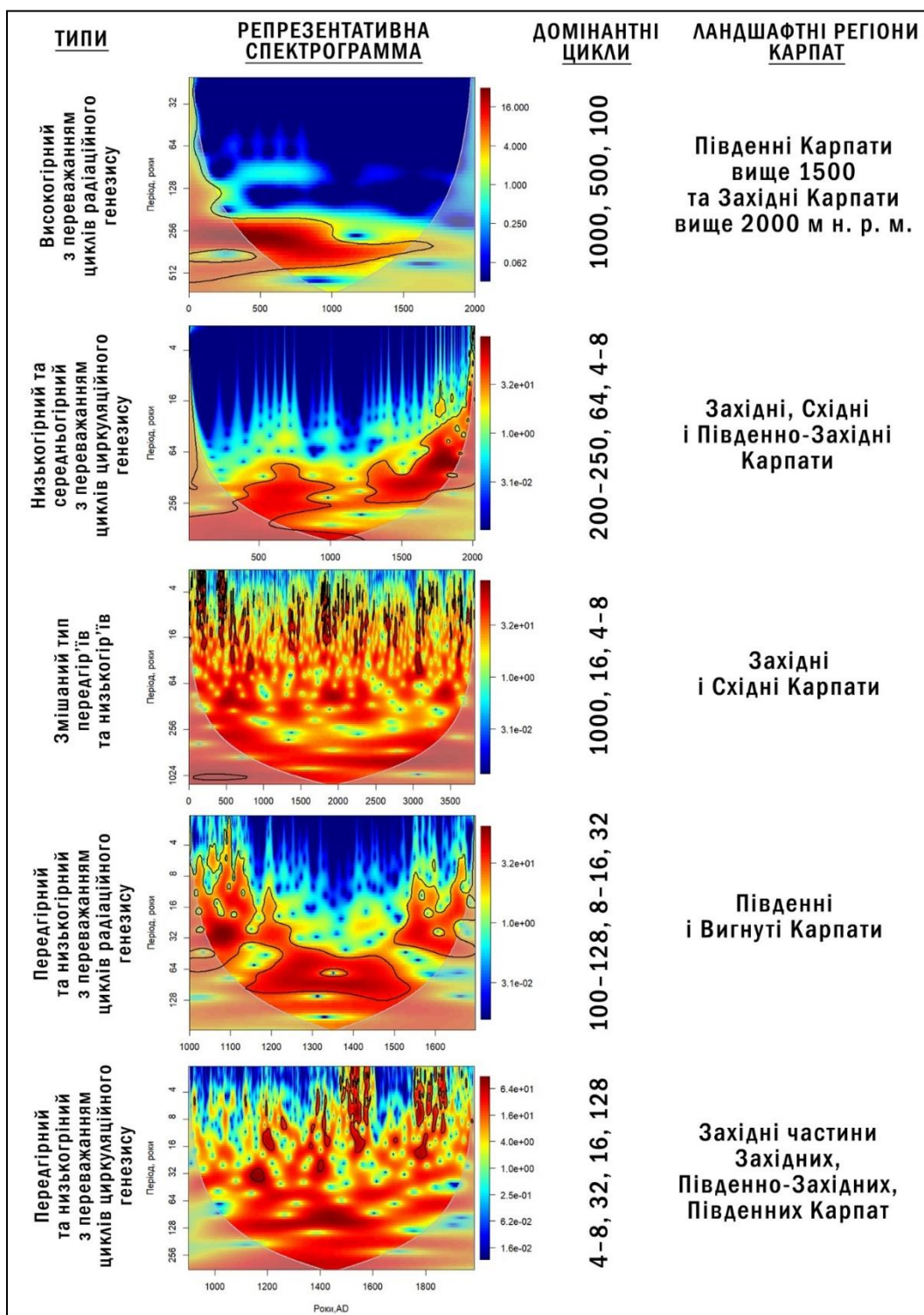


Рис. 7.4. Типи короткоперіодичних змін палеоклімату гір (на прикладі Карпат)

Проаналізовані спектрограми послугували підґрунтям для виявлення типових варіантів ходу короткоперіодичних змін упродовж останнього

тисячоліття у Карпатах. Ми узагальнили їх у такі типи: 1) високогірний з переважанням циклів радіаційного генезису; 2) низькогірний та середньогірний, з переважанням циклів циркуляційного генезису; 3) змішаний тип передгір'їв та низькогір'їв; 4) передгірний та низькогірний, з переважанням циклів радіаційного генезису; 5) передгірний та низькогірний з переважанням циклів циркуляційного генезису (рис. 7.4).

На основі проаналізованих типів короткоперіодичних змін клімату автор вважає, що зміни клімату у гірських регіонах проявляються у складному чи/та складеному ритмі. Він утворений поєднанням різночасових циклів, у межах яких проявляються тенденції. Такі цикли асинхронні на тлі різної міри впливу гірського рельєфу у ландшафтних регіонах, що ускладнює виявлення чіткого ритму. Узагальнюючи характеристики усіх типів, робимо висновок, що для палеоклімату останнього століття характерне переважання коротких циклів (4–8, 64 роки).

Окрім, того спектрально потужним є цикл Зюсса. У наш час за більшістю спектрограм розпочалась друга його фаза, представлена циклом Гляйсберга. Упродовж останніх циклів Швабе спостерігається зменшення сонячної активності і упродовж цього століття прогнозують встановлення сонячного мінімуму (Velasco Herrera et al., 2021). На цій підставі припускаємо поступовий розвиток «холодного» циклу Гляйсберга до кінця століття. Такі припущення узгоджуються з результатами досліджень (Lüdecke et al., 2015; Steinhilber & Beer, 2013) за подібною методикою, які вказують на похолодання до ~2070-2080 рр. Окрім того, згідно з циклічністю Атлантичного багаторічного коливання у найближчі роки очікується перехід до його прохолодної і вологої негативної фази.

7.2. ТИПИ КЛІМАТОТОНІВ ГІРСЬКИХ ТА СУМІЖНИХ РЕГІОНІВ

Запропонована і апробована автором концепція кліматотону на прикладі ландшафтних регіонів Карпат дала змогу визначити короткоперіодичні зміни палеоклімату гір і орокліматогенний вплив споруди на суміжні рівнинні регіони у просторі. Просторові межі кліматотону підпорядковуються трьом загальним

механізмам просторового розподілу, які характерні загалом для екотонів: континуальному, синергетичному і стріальному. В умовах гірського кліматотворення та впливу його на клімат суміжних регіонів такі механізми переважно накладаються один одного. Йдеться про різні орографічні характеристики ландшафтних регіонів Карпат, що розглядалися у підрозділі 1.2.

На наш погляд, геопростовирий аналіз у ГІС конфігурації та мозаїки класів гір (низьких і високих, розкиданих високих і низьких), згідно з глобальною класифікацією КЗ, – доступний та зрозумілий засіб розрізнення орографічно детермінованого поля розподілу кліматичних характеристик та механізмів формування кліматотонів. Зокрема, дрібна мозаїчність таких класів ускладнює континуальність зміни кліматичних характеристик, як наприклад на південно-східному макросхилі Східних Карпат (рис. 3.18). Різкі переходи між класами високих і низьких гір відповідають ламаному профілю морфології макросхилу, як наприклад у Південних Карпатах (рис. 3.19). Це сприяє розвитку стріального устрою кліматотонів на тлі континуальності. Стріальній устрій пояснюється суперпозиційною мозаїчною конфігурацією зон з різними кліматичними властивостями. Наприклад, такі кліматичні у мови розвиваються у Підтатранській міжгірній улоговині, де клас розкиданих низьких гір просторово обмежених з півночі і півдня класом високих гір (рис. 3.17).

Широкі смуги одного класу гір сприяють розвитку синергетичних властивостей клімату. Синергізм у формуванні кліматотону на тлі впливу гірської споруди – розвиток унікальної осьової частини, кліматичні характеристики якої відрізняються від периферійних частин. Означені механізми просторово-часового розподілу кліматичних характеристик кліматотонів послуговували підґрунтям для здійснення класифікації типів кліматотонів та визначення основних відмінностей (рис. 7.5).

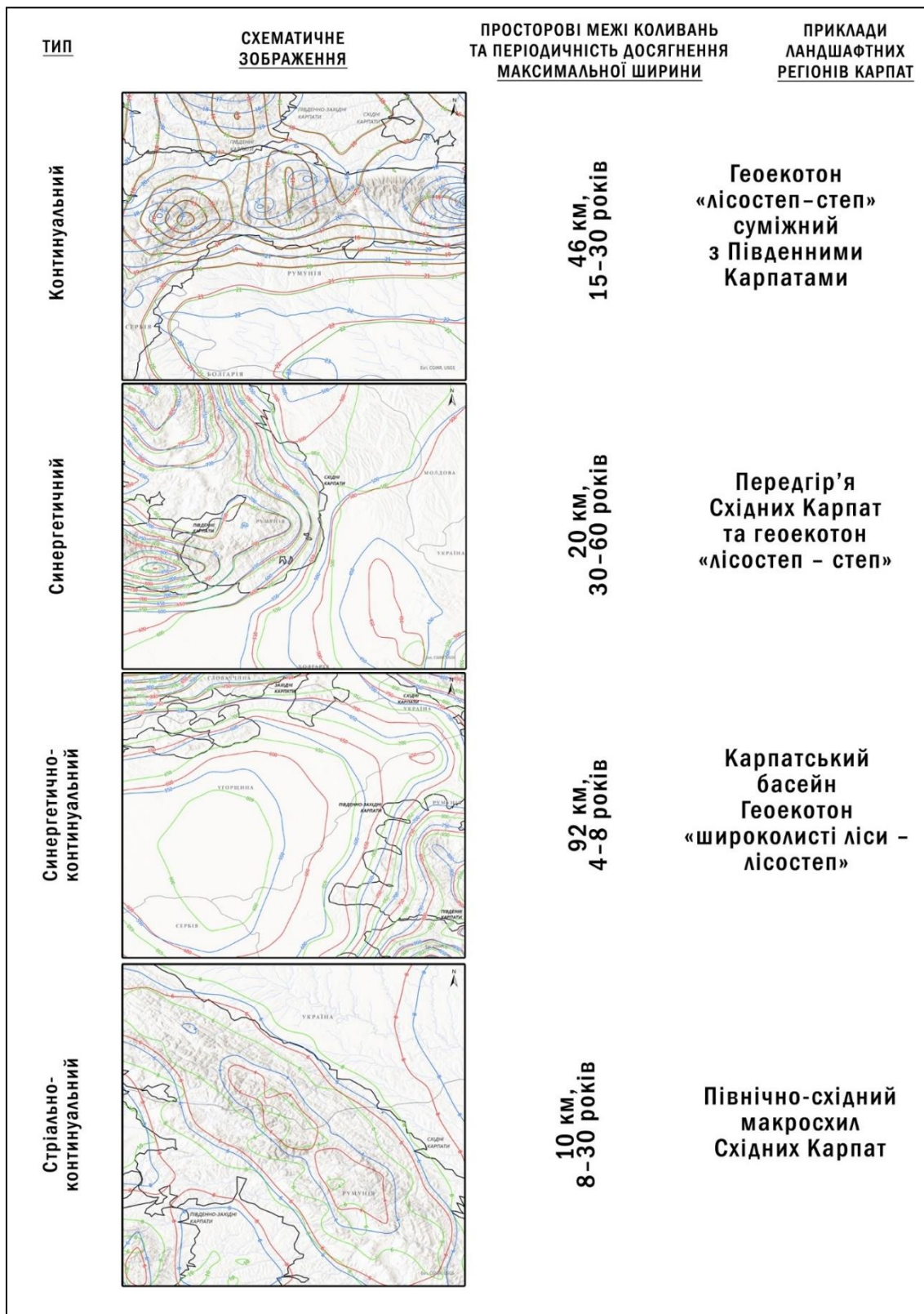


Рис. 7.5. Типи кліматотонів гірських та суміжних регіонів упродовж останнього тисячоліття. *Червоною лінією показано пересічне багаторічне положення ізогіети чи ізотерми зі значеннями оптимальними для функціонування ландшафтного регіону, синьою та зеленою – максимальні межі флуктуації упродовж послідовних років

Континуальний тип кліматотону відображає поступову зміну кліматичних характеристик у кліматичному полі, передусім температур повітря. У контексті Карпат йдеться про просторовий розподіл температур повітря у геоекотоні «лісостеп–степ», який суміжний з Південними Карпатами. Протягом останнього тисячоліття просторові коливання цього кліматотону пояснюються періодичним посиленням північно-західних та південно-східних горизонтальних градієнтів температур повітря та атмосферних опадів, зумовлених просторовою динамікою та взаємним розташування баричних систем, передусім ПАК і СК. Кліматотон максимально зміщувався на 46 км у південно-східному напрямку від Сербських Карпат (рис. 7.5).

Орографічний вплив гір на клімат Карпат та суміжні простори посилює прояв синергізму кліматотвірних чинників. Тому, найбільш вираженими у Карпатах є синергетичний і синергетично-континуальний типи кліматотонів. Синергізм найбільше виражений у кліматотонах, де проявляється бар'єрний вплив рельєфу, зокрема у передгір'ї. Широком таким передгірний синергетичний кліматотон є на північно-східному макросхилі Східних Карпат на тлі переважання класу розкиданих низьких гір (рис. 3.18). Натомість різко вираженим таким кліматотон є у зоні Курбурських Карпат, який розвивається на переході рівнинного рельєфу до класу низьких гір (рис. 3.19, рис. 7.5). Тому особливістю цього типу у контексті палеоклімату є найбільші різноспрямовані просторові зміщення, що досягали упродовж останнього тисячоліття 92 км.

Синергетично-континуальний тип виявлено у Карпатському басейні, геоекотоні «широколисті ліси – лісостеп». У цьому регіоні на поступову (градієнтну) зміну кліматичних характеристик у північно-східному напрямку, накладається депресійний вплив Середньодунайської низовини (плювіометрична депресія) і бар'єрний південно-західного макросхилу Східних Карпат. Тому периферійні смуги кліматотону набуватимуть синергетичних властивостей. Стріально-континуальний тип виділено на основі видовжених конфігурацій ізоліній кліматичних полів. Такий тип характерний для північно-східного макросхилу Східних Карпат (рис. 7.5). Стріальний кліматотон

проявляється на нижчому просторовому рівні у витягнутих міжгірних улоговинах Східних Карпат.

Виявлені часові і просторові паттерни короткоперіодичних змін клімату упродовж останнього тисячоліття підтверджують динамічний прояв взаємодії впливу рельєфу з радіаційним та циркуляційним чинниками палеоклімату у різних типах ландшафтних регіонів Карпат. Вони також засвідчують висотно залежне потепління у Карпатах, яке виявлене у більшості гірських країн світу. Зокрема, найвищі додатні температури повітря упродовж останнього потепління автором виявлено у передгір'ях та високогір'ях.

Висновки до розділу 7

1. На основі циклостратиграфічного аналізу палеокліматичних індикаторів у Карпатах та спектрального аналізу найдовших рядів інструментальних даних встановлено, що палеоклімат останнього тисячоліття Карпат підпорядковувався циклам глобального характеру, які проте у Карпатах мають регіональні особливості розподілу упродовж голоцену. Зміни клімату у гірських регіонах проявляються у складному чи/та складеному ритмі. Він утворений поєднанням різночасових циклів, у межах яких проявляються тенденції. Такі цикли асинхронні на тлі різної міри впливу гірського рельєфу у ландшафтних регіонах, що ускладнює виявлення чіткого ритму.

2. Подібно до виявлених особливостей мінливості голоценових наноетапів, мікроетапи останнього тисячоліття асинхронні у прояві регіональних особливостей клімату Карпат. У кліматі ландшафтної провінції Південних Карпат найвиразнішими є сонячні цикли (2500, 1000 та 500 років), а у інших ландшафтних провінціях, зокрема у їх низькогірних нуклеарних регіонах – 200–250- та 64-річні цикли циркуляційного генезису. На основі аналізу спектрограм зроблено висновок, що зміни клімату останнього століття підпорядковуються коливанням циклу Зюсса з періодом ~200 років. На нього накладається 80-120-річний цикл Гляйсберга, який розвивається на тлі зменшення сонячної активності і встановлення сонячного мінімуму.

3. Систематизовано варіації короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів на прикладі Карпатської гірської країни. Встановлено п'ять типів короткоперіодичних змін палеоклімату упродовж тисячолітнього відтинку: 1) високогірний з переважанням циклів радіаційного генезису; 2) низькогірний та середньогірний з переважанням циклів циркуляційного генезису; 3) змішаний тип передгір'їв та низькогір'їв; 4) передгірний та низькогірний з переважанням циклів радіаційного генезису; 5) передгірний та низькогірний з переважанням циклів циркуляційного генезису.

4. Запропоновану автором концепцію кліматотону апробовано на прикладі ландшафтних регіонів Карпат, що дало змогу виявити короткотривалі зміни палеоклімату гір і вплив гірської споруди Карпат на сусідні рівнинні території. На основі просторово-часового аналізу та врахування основних механізмів формування кліматичних полів визначено чотири типи домінантних кліматотонів: синергетичний, континуальний, синергетично-континуальний, стріально-континуальний.

ВИСНОВКИ

Дослідження спрямоване на розв'язання наукової проблеми просторово-часового розподілу зміни клімату за регіонами Карпат впродовж останнього тисячоліття. Воно виконано на основі нового теоретико-методологічного апарату, за єдиним алгоритмом дослідження, із формуванням інтегративної бази знань про регіональні прояви короткоперіодичних змін палеоклімату Карпатських гір і суміжних рівнинних теренів. Основними науковими результатами є наступні:

1. Сформовано міждисциплінарну методологічну базу і впроваджено комплексний географічний підхід у дослідженні палеоклімату останнього тисячоліття з акцентами на: поєднанні глобального та регіонального рівнів організації геосфери; синергізмі дії радіаційного, циркуляційного, орографічного та антропогенного чинників у кліматотворенні гір; розгляді гірської країни як цілісного природного простору, вплив якого поширюється на суміжні регіони; виявленні змін клімату у трьох типах регіональних конфігурацій гірських ландшафтів: екотонних, нуклеарних і морфологічних; компліментарному застосуванні прямих і непрямих індикаторів палеоклімату; виявленні регіональних індикаторів кліматотвірних чинників; встановленні мінливості у короткоперіодичній динаміці клімату; типізації просторових і часових паттернів регіональних короткоперіодичних змін клімату.

2. Розроблено алгоритм географічного дослідження короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів. Його укладено як процедуру відбору і побудови рядів кількісних та якісних палеокліматичних індикаторів за низкою критеріїв (періоду реконструкції, кореляції з референтними даними за інструментальними спостереженнями, точності хронології, часової роздільної здатності, просторового охоплення), просторового моделювання кліматичних полів та виявлення їх просторово-часових конфігурацій. Кількісні індикатори отримано на основі дендрокліматичних реконструкцій, ізотопних аналізів печерних відкладів та документальних даних. Комплексні палеогеографічні дані

за відкладами гірських печер, боліт, озер та річкового алювію використано для реконструкції рослинності, антропопресії, схилових та гідрологічних процесів.

3. Вирізнено основні чинники кліматогенезу гірської країни у багатовіковому вимірі. За проявами змін клімату Карпат у регіональних конфігураціях ландшафтів (екотонів, нуклеарних і морфологічних) встановлено визначальні орографічно спричинені риси кліматичної мінливості гірських регіонів, виражені через перерозподіл тепла і вологи. Регіональні видозміни складових кліматичного процесу свідчать про каскадні, синергетичні та диссипативні прояви взаємодії радіаційного, циркуляційного, орографічного та антропогенного кліматотвірних чинників. Вони відображені у просторово-часових тенденціях і флуктуаціях кліматичних меж ландшафтних регіонів.

4. Для означення просторово-часових тенденцій і флуктуацій кліматичних характеристик геоекотонів (висотних біокліматичних поясів та зональних геоекотонів, суміжних з Карпатами) запропоновано концепцію кліматотону. Кліматотон відображає просторові коливання оптимальних термічних меж і меж зволоження біотичного компонента біокліматичних поясів і природних зон. Типізацію конфігурацій кліматотонів здійснено на основі виявлення континуального, синергетичного і стріального механізмів розподілу кліматичних полів.

5. Запропоновано застосування циклостратиграфічного аналізу для встановлення регіональних типів короткоперіодичних змін палеоклімату. Для виявлення часової структури мінливості палеоклімату застосовано вейвлет-розкладання рядів даних палеокліматичних індикаторів. Побудовано спектрограми палеокліматичних індикаторів у різних ландшафтних регіонах Карпат, на основі яких визначено типи короткоперіодичних змін палеоклімату.

6. Виявлено різноспрямовану трансформацію ходу річних і сезонних приземних температур повітря і кількості атмосферних опадів у різних конфігураціях екотонних, нуклеарних і морфологічних регіонів Карпат. Встановлено деформаційний вплив прояву орокліматогенного чинника на суміжні з Карпатами кліматотони «широколисті ліси–лісостеп» та «лісостеп–степ». Найбільші відмінності у ступені впливу радіаційного чинника на клімат

встановлено у ландшафтних регіонах нуклеарного типу. На території дослідження виділено два типи конфігурацій кліматичних полів – кільцевий і витягнутий. Просторові особливості клімату морфологічних ландшафтних регіонів Західних, Південних і Південно-Західних Карпат виявлено у переважанні кільцевого розподілу ізоліній кліматичних полів, Східних Карпат – у субмеридіональному лінійному розподілі широких нуклеарних поясів, де кліматичні особливості міжгірних улоговин стають регіональними.

7. На основі синтезу даних 119 палеокліматичних реконструкцій, виконаних за різними методами, встановлено асинхронні ритмічні і магнітудні відмінності у термічному режимі та режимі зволоження у різних регіональних конфігураціях. Для клімату Західних та Східних Карпат характерний атлантико-континентальний тип температурного режиму палеоклімату, тоді як для Південних – континентальний тип. Впродовж СТП виділено відносно вологу (IX–XI ст.) та суху фази (XII–XIII ст.). Виявлено, що температурний максимум СТП у високогір'ї Південних Карпат наставав на ~100 років раніше. У Карпатах виявлено регіональні відмінності відхилень річних температур минулого тисячоліття від теперішніх: вони найбільші (до 2 °C) упродовж МЛП у передгір'ях і на суміжних рівнинах у межах кліматотону «лісостеп – степ», менші – у високогірних частинах, найменші – у середньогір'ї. Поступове підвищення сезонних температур повітря відбувалось: взимку на 0,5–1 °C на північному і північно-східному макросхилах; влітку на 0,2–0,4 °C у Західних Карпатах. З'ясовано, що у ландшафтних регіонах Карпат асинхронність 200-річної фази зволоження проявляється неоднаково: найбільш асинхронні зміни по різні боки гірської дуги, і найменш – у високогір'ї Південних Карпат.

8. Визначено, що зростаюча антропопресія, яка мігрувала уверх схилами упродовж останнього тисячоліття, нівелювала чіткість природних індикаторів змін клімату та ландшафтів. Антропогенні зміни у Карпатах упродовж останнього тисячоліття відображені змінами комфортності кліматичних умов. Сприятливі кліматичні умови СТП виявляються у залісненні високогірних регіонів, розвитку сільського господарства та заселенні низькогірних поясів Карпат. Малий льодовиковий період (особливо XV–XVI і XIX ст.) був піком

антропогенного впливу, який досяг високогір'їв Карпат, супроводжувався масштабним зведенням лісів і каскадом інтенсивних антропогенних і природних збурень. З XIX ст. просторове поширення основних деревних порід Карпат не відображає кліматотони.

9. Доведено, що протягом останнього тисячоліття (до XX ст.) основні просторово-часові зміни кліматотонів Карпат пов'язані з коливаннями зволоження. Найбільші зміни у розподілі річних атмосферних опадів спостерігались у зміщеннях ізогіети 600 мм (до 100 км), яка відповідає оптимальному зволоженню лісостепу. Встановлено асинхронність фаз зволоження із такими у широтних зональних ландшафтах. Упродовж останнього тисячоліття для клімату прохолодних і дуже прохолодних біокліматичних поясів середньогір'їв типові найменші односпрямовані тенденції змін термічного режиму і режиму атмосферних опадів. Просторово-часові коливання передгірних і низькогірних поясів пов'язані зі зростанням континентальності клімату, особливо у регіоні Курбурських Карпат і Карпатського басейну. Кліматотони високогірних і передгірних поясів є найбільш вразливими до радіаційно спричиненої зміни клімату.

10. На основі побудованих спектрограм палеокліматичних індикаторів у змінах клімату Карпат протягом останнього тисячоліття виявлено цикли сонячної активності періодичністю 1000, 500, і 100, 11 років. Відхилення від них пов'язані із впливом циркуляційних паттернів Атлантичного багаторічного коливання і Північноатлантичного коливання, трансформованих над горами. Про циркуляційний генезис 200–250-річного циклу палеоклімату свідчить його найвиразніший прояв у низькогір'ї та середньогір'ї Карпат. Високочастотні (4–8 річні) кліматичні осциляції під впливом екстремальної інтенсивності фаз Північноатлантичного коливання виявлено у прикінцевій частині Малого льодовикового періоду і на рубежі XX–XXI ст.

11. Систематизовано варіації короткоперіодичних змін палеоклімату гірських регіонів (на прикладі Карпатської гірської країни). Встановлено п'ять типів короткоперіодичних змін палеоклімату упродовж тисячоліття: 1) високогірний із переважанням циклів радіаційного генезису; 2) низькогірний і

середньогірний із переважанням циклів циркуляційного генезису; 3) змішаний тип передгір'їв і низькогір'їв; 4) передгірний і низькогірний із переважанням циклів радіаційного генезису; 5) передгірний і низькогірний із переважанням циклів циркуляційного генезису. Ці результати можуть бути застосовані у довгостроковому плануванні збалансованого розвитку гірських регіонів, зокрема моніторингу антропопресії, управлінні природними ризиками і стійкістю лісових ландшафтів.

12. На основі концепції кліматотонів встановлено динамічні межі клімату гірських та суміжних з ними ландшафтних регіонів. У палеокліматі Карпат переважають чотири типи домінантних кліматотонів: синергетичний, континуальний, синергетично-континуальний, стріально-континуальний. Визначено максимальні і мінімальні просторові коливання кліматотонів: 100 км у кліматотоні «широколисті ліси–лісостеп» у Карпатському басейні і кліматотоні прохолодного і дуже прохолодного біокліматичних поясів; 10 км – у кліматотоні помірно-теплого біокліматичного поясу на південно-західному макросхилі Карпат. Виявлені кліматотони можуть слугувати підґрунтям для здійснення районування динамічних станів клімату, ландшафтів та їхніх природних компонентів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ЛІТЕРАТУРНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Бевзо, О. (2019). *Львівський літопис і Острозький літописець*. ЦУЛ.
2. Безусько, А. Г., & Безусько, Л. Г. (2014). Палінологічна вивченість відкладів верхнього плейстоцену – голоцену західних регіонів України. *Наукові Записки НаУКМА. Біологія та екологія.*, 158, 13–21.
3. Безусько, Л. Г., Мосякін, С. Л., & Безусько, А. Г. (2011). *Закономірності та тенденції розвитку рослинного покриву України у пізньому плейстоцені та голоцені*. Альтерпрес.
4. Бортник, С., Погорільчук, Н., & Ковтонюк, О. (2015). Фітоіндикаційні методи у дослідженнях рельєфу земної поверхні. *Фізична географія та геоморфологія*, 1(77), 23–32.
5. Бучинський, І. О., Волеваха, М. М., & Коржов, В. О. (1971). *Клімат Українських Карпат*. Наукова думка.
6. Веклич, М. Ф. (1987). *Проблеми палеокліматології*. Наукова думка
7. Веклич, М. Ф. (1990). *Основи палеоландшафтоведіння*. Наукова думка.
8. Волощук, В. М., Бойченко, С. Г., Степаненко, С. М., Бортник, С. Ю., & Щищенко, П. Г. (2002). *Глобальне потепління і клімат України: Регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти*. Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет».
9. Воропай, Л. І., & Куниця, М. О. (1966). *Українські Карпати*. Радянська школа.
10. Герасименко, Н. (2007). Ландшафтно-кліматичні зміни на території України за останні 2,5 тис. років. *Історична Географія: Початок XXI Століття*, 41–53.
11. Герасименко, Н. П. (2010). Короткоперіодична етапність розвитку ландшафтів у голоцені. У *Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України* (сс. 159–165).
12. Головач, Ю. В. (2021). Ціле є більшим за суму його частин: Нобелівська премія з фізики 2021 року. *Вісник Національної Академії Наук України*, 12, 18–26.
13. Голубец, М. А., Гаврусевич, А. Н., Загайкевич, І. К., & и др. (Ред.). (1988). *Украинские Карпаты. Природа*. Наукова думка.
14. Гродзинський, М. Д. (2014). *Основи ландшафтно-екології: Підручник*. Знання.
15. Гродзинський, М. Д. (2005). *Пізнання ландшафту: місце і простір. У 2-х т.: Vol. Т.2*. Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет».
16. Гродзинський, М. Д. (2023). *Еволюція ландшафтів України: ландшафтознавчо-географічний вимір проблеми: монографія*. ВПЦ «Київський університет».
17. Денисик, Г. І., Кисельов, Ю. О., Сонько, С. П., Шлапак, В. П., & Максименко, Н. В. (2023). Екотони в ландшафтній організації суходолу. *Ландшафтознавство*, 2(2), 102–111.

18. Денисик, Г. І., & Ситник, О. І. (2012). *Міжзональний екотон “лісостеп-степ” Правобережної України*. ПП ТД “Едельвейс.”
19. Денисик, Г. І., Ситник, О. І., Чиж, О. П., Безлатня, Л. О., Денисик, Б. Г., & Война, І. М. (2020). *Міжзональні геоекотони України: монографія* (Г. І. Денисик & О. І. Ситник, Eds.). ТОВ “Твори.”
20. Дідух, Я. П., & Шеляг-Сосонко, Ю. Р. (2003). Геоботанічне районування України та суміжних територій. *Український Ботанічний Журнал*, 60(1), 6–17.
21. Дідух, Я. П. (2016). Стан та трансформація ялинових лісів Українських Карпат у зв'язку зі змінами клімату. У Я. П. Дідух, І. І. Чорней, & В. В. Буджак (Ред.), *Кліматогенні зміни рослинного світу Українських Карпат: монографія* (сс. 210–217). Друк Арт.
22. Дідух, Я. П., & Винокуров, Д. С. (2021). Просторово-часові зміни біокліматичних факторів у Європі. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 1(59), 64–76.
23. Киналь, О. В. (2008а). Мезокліматичні властивості ландшафтів Українських Карпат. *Ученые Записки Таврического Национального Университета Им. В.И. Вернадского. Серия «География», Том 21(60 (3))*, 176–187.
24. Киналь, О. В. (2008б). Особливості зволоження Українських Карпат. *Науковий вісник Чернівецького університету: Географія*, 391, 122–130.
25. Киналь, О. В. (2013). Орокліматогенні поля ландшафтів: особливості формування та характерні властивості. *Фізична географія та геоморфологія*, 2, 69–76.
26. Киналь, О., & Крогулець, Е. (2009). *Гідрокліматичні особливості зволоження територій*. ПП Мошинський В. С.
27. Кирилюк, М. (2001). *Водний баланс і якісний стан водних ресурсів Українських Карпат*. Рута.
28. Круглов, І. (2008). Делімітація, метризація та метризація морфогенних екорегіонів Українських Карпат. *УГЖ*, 3, 59–68.
29. Круглов, І. (2020). *Трансдисциплінарна геоекологія: монографія*. ЛНУ імені Івана Франка.
30. Ліпінський, В. М., Дячук, В. А., & Бабіченко, В. М. (Ред.). (2003). *Клімат України*. В-во Раєвського.
31. Логвинов, К. Т., Раевский, А. Н., & Айзенберг, М. М. (1973). *Опасные гидрометеорологические явления в Украинских Карпатах*. Гидрометеоздат.
32. Маринич, О. М., Пархоменко, Г. О., Петренко, О. М., & Шищенко, П. Г. (2003). Удосконалена схема фізико-географічного районування України. *Укр. Геогр. Журн.*, 1, 16–20.

33. Матвіїшина, Ж. М. (2010). Загальні питання періодизації голоцену. У Ж. М. Матвіїшина (Ред.), *Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України* (сс. 131–133). Наукова думка.
34. Мильков, Ф. (1950). *Лесостепь Русской равнины*. Издательство Академии наук СССР.
35. Мишанич, О. В. (Ред.). (1989). *Літопис Руський*. Дніпро.
36. Моргоч, О. (2003). Орокліматогенні передумови мезокліматичних відмінностей ландшафтів Українських Карпат. *Вісник Львівського Університету. Серія Географічна*, 29(Ч.1), 53–57.
37. Моргоч, О. В. (2001). *Гірські ландшафти та мезокліматичні властивості (на прикладі Українських Карпат): Автореферат дис... канд. геогр. наук: 11.00.01*. Ін-т географії НАН України.
38. Моргоч, О. В. (2002). Досвід аналізу ландшафтно-кліматичних відмінностей у цілях мезокліматичного районування території. *Науковий Вісник Чернівецького Університету. Географія*, 158, 9–13.
39. Моргоч, О. В. (2004). Синергізм метеосистем і рангова кліматична впорядкованість. *Феномен ландшафту: частини – ціле – все. Філософія і Географія. Проблеми постнекласичних методологій. Збірник Наукових Праць*, 50–53.
40. Осадчий, В. І., Агуїлар, Е., Скриник, О. А., Бойчук, Д. О., Сіденко, В. П., & Скриник, О. Я. (2018). Добова асиметрія кліматичних змін температури повітря в Україні. *Український Географічний Журнал*, 3, 21–30.
41. Осадчий, В. І., Бабіченко, В. М., Набиванець, Ю. Б., & Скриник, О. Я. (2013). *Динаміка температури повітря в Україні за період інструментальних метеорологічних спостережень*. Ніка-Центр.
42. Палієнко, В. П., & Барщевський, М. Є. (2013). Геоморфологічні класифікації як основа для морфоструктурних досліджень і картографування. In В. П. Палієнко (Ed.), *Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України: концептуальні засади, методи і реалізація* (pp. 15–21). Наукова думка.
43. Палієнко, В. П., Барщевський, М. Є., Бортник, С. Ю., Палієнко, Е. Т., Вахрушев Б. О., & Кравчук, Я. С. (2013). Геоморфологічне районування. In В. П. Палієнко (Ed.), *Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України: концептуальні засади, методи, реалізація* (pp. 166–174). Наукова думка.
44. Пащенко, В. М. (2000). *Землезнання. Книга Перша. Методологія природничо-географічних наук*. Б. в.

- 45.Петлін, В. М. (2009). *Методологія та методика експериментальних ландшафтознавчих досліджень*. Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка.
- 46.Петлін, В. М. (2011). *Системна природнича географія*. Львів: ВЦ ЛНУ Імені Івана Франка.
- 47.Рибін, М. М. (1973). *Фізико-географічні регіони Карпат*. Чернівецький державний університет.
- 48.Рибченко, Л. С., & Ревера, Т. О. (2011). Сумарна сонячна радіація та альbedo підстильної поверхні в Україні. *Наукові Праці Українського Науково-Дослідного Гідрометеорологічного Інституту*.
- 49.Рогозін, Ю. (2020). *Розвиток озер і приозерних ландшафтів у широколистолисовій та степовій зонах у голоцені (модельні регіони Сконне та Криму): рукопис дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04*. Київський національний університет імені Тараса Шевченка .
- 50.Сакали, Л. И., Дмитренко, Л. В., Киптенко, Е. , Н., & Лютик, П. М. (Ред.). (1985). *Тепловой и водный режим Украинских Карпат*. Гидрометеоздат.
- 51.Самойленко, В. М., & Діброва, І. О. (2019). *Природничо-географічне моделювання: підручник*. Ніка-Центр.
- 52.Серга, Е. М. (2021). *Вплив процесів у системі атмосфера-підстильна поверхня Північної Атлантики на регіональні клімати Східної Європи: монографія*. ТОВ «505».
- 53.Сорокіна Л., Ю. (2019). *Єдина класифікація природних і антропогенно змінених ландшафтних комплексів*. Вид-во “Сталь.”
- 54.Степаненко, С. М. (2013). *Динаміка та моделювання клімату: підручник для студентів вищих навчальних закладів*. Екологія.
- 55.Стецюк В., В. , & Ковальчук І., П. (2005). *Основи геоморфології: Навчальний посібник* (О., М. Маринич, Ed.). Вища школа.
- 56.Стойко, С. М. (2003). Географічні закономірності висотної диференціації рослинного покриву в Українських Карпатах. *Науковий Вісник НЛТУ України, 13(3)*, 43–52.
- 57.Токмаков, А. И. (1974). *Осадки в Украинских Карпатах. Текст лекцій*. Черновицкий государственный университет.
- 58.Токмаков, А. И., & Антонова, Н. И. (1963). *Результаты климатических наблюдений в долине р. Путилы*.
- 59.Холощев, О. В. (2010). *Аналіз та прогноз природних складових сучасної просторово-часової мінливості ландшафтних комплексів рівнинної України: автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : 11.00.01*. Одес. нац. ун-т ім. І. І. Мечникова.

60. Холявчук, Д. (2012). Карпатський регіон у контексті глобальних кліматичних змін. *Науковий вісник Чернівецького університету. Географія*, 614–615, 116–120.
61. Холявчук, Д. (2013а). Ландшафтна неоднорідність долини Середнього Дністра. *Науковий вісник Чернівецького університету. Географія*, 672–673, 60–63.
62. Холявчук, Д. (2019). Радіаційні характеристики клімату Західної України: можливості ідентифікації змін. *Фізична географія та геоморфологія*, 94(2), 45–51. <https://doi.org/10.17721/0868-6939.2019.2.45-51>
63. Холявчук, Д. (2023). Мінливість біокліматичних поясів Карпат: нуклеарна конфігурація ландшафтів у динаміці. *Ландшафтознавство*, 4(2), 33–44. <https://doi.org/10.31652/2786-5665-2023-4-33-44>.
64. Холявчук, Д. І. (2013b). Висотна кліматична неоднорідність середньодністерських долинних ландшафтів у районі водосховища. *Наукові Записки [Вінницького Державного Педагогічного Університету Імені Михайла Коцюбинського]*. Серія: Географія, 25, 172–179.
65. Холявчук, Д. І. (2015). Кліматична мінливість ландшафтів Українських Карпат. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(80), 103–107.
66. Холявчук, Д. І. (2019а). Мінливість регіональної атмосферної циркуляції у розподілі опадів над передгір'ям Українських Карпат. *Гідрологія, Гідрохімія і гідроекологія*, 3, 162–164.
67. Холявчук, Д. І. (2019b). *Регіональна кліматологія: навчальний посібник*. Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича.
68. Холявчук, Д. І. (2022). Клімат Покутсько-Буковинських Карпат і Передкарпаття у другій половині XIX ст. – на початку XX ст. *Науковий Вісник Чернівецького Університету: Географія*, 839, 69–81. <https://doi.org/10.31861/geo.2022.839.69-81>
69. Холявчук, Д., & Лазурка, Д. (2017). Місцеві риси клімату Сучавського плато та їхня мінливість. *Науковий Вісник Чернівецького Університету: Географія*, 793, 101–108.
70. Холявчук, Д., & Марко, І. (2023). Мінливість тривалості сонячного сяйва на теренах Західної України. *Науковий Вісник Чернівецького Університету: Географія*, 845, 52–64. <https://doi.org/10.31861/geo.2023.845.52-64>.
71. Холявчук, Д., & Питюк, О. (2017). Комфортні риси клімату низькогірних долин (на прикладі м. Яремче). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Географія*, 3(68), 52–56.
72. Холявчук, Д., Росоха, Ю., & Гумніцька, М. (2015). Динаміка характеристик вітрового поля над Буковинським Передкарпаттям протягом 2001-2013

- рр. *Науковий Вісник Чернівецького Університету. Географія*, 744–745, 61–67.
73. Холявчук, Д., & Талабан, О. (2023). Топоклімати Середнього Придністер'я за даними цифрових метеостанцій Davis. *Науковий Вісник ХДУ, Серія Географічні Науки*, 19, 53–63.
74. Чернега, П. І. (1995). *Структура передгірських ландшафтів Буковинського Передкарпаття, проблеми їх оптимізації. Автореф... дис. канд. геогр. наук*. Інститут географії НАН України.
75. Чумак, Н. М. (2013). *Палеогеографічні умови Пригорганського Передкарпаття у голоцені (за палінологічними даними) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04*. Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка.
76. Шаблій, О. І. (1994). *Математичні методи в соціально-економічній географії*. Світ.
77. Швець, Г. І. (1964). *Характеристики водності річок України*. Наукова думка.
78. Юрченко, Т. І. (2019). *Зміни рослинності і клімату Буковинського Прикарпаття і Закарпаття у пізньому плейстоцені і голоцені (за даними палінологічного аналізу геоархеологічних пам'яток) : автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04*. Київський національний університет імені Тараса Шевченка.
79. Abreu, J. A., Beer, J., Steinhilber, F., Christl, M., & Kubik, P. W. (2013). ^{10}Be in Ice Cores and ^{14}C in Tree Rings: Separation of Production and Climate Effects. *Space Science Reviews*, 176(1), 343–349. <https://doi.org/10.1007/s11214-011-9864-y>.
80. Affek, A. N., Wolski, J., Zachwatowicz, M., Ostafin, K., & Radeloff, V. C. (2021). Effects of post-WWII forced displacements on long-term landscape dynamics in the Polish Carpathians. *Landscape and Urban Planning*, 214. <https://doi.org/10.1016/j.landurbplan.2021.104164>.
81. Alberton, M., Andresen, M., Citadino, F., Egerer, H., Fritsch, U., Götsch, H., Hoffmann, C., Klemm, J., Mitrofanenko, T., & Musco, E. (2017). *Outlook on Climate Change Adaptation in the Carpathian Mountains*.
82. Alexandrowicz, W. P. (2013). Molluscan assemblages in the deposits of landslide dammed lakes as indicators of late Holocene mass movements in the Polish Carpathians. *Geomorphology*, 180–181, 10–23. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.09.001>.
83. Alexandrowicz, W. P. (2019). Record of environmental changes and fluvial phases in the Late Holocene within the area of Podhale (The Carpathians, southern Poland): Studies in the Falsztyński valley. *Geological Quarterly*, 63(4), 629–642. <https://doi.org/10.7306/gq.1466>.
84. Alexandrowicz, W. P. (2020). Development of settlements in podhale basin and pieniny mts. (Western Carpathians, Southern Poland) in light of malacological

- research. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 15(1).
<https://doi.org/10.26471/cjees/2020/015/126>.
85. Alexandrowicz, W. P. (2023). Application of malacological analysis to reconstruct climate fluctuations and human activity during the Middle and Late Holocene. Research in the valley of the Grajcarek stream (Pieniny Mts., southern Poland). *Acta Geologica Polonica*, 73(1), 85–102.
<https://doi.org/10.24425/agp.2022.142643>.
86. Alizadeh, O. (2023). A review of ENSO teleconnections at present and under future global warming. In *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*.
<https://doi.org/10.1002/wcc.861>.
87. Alkhayou, H., Tyson, R. C., & Wiczorek, S. (2021). Phase tipping: how cyclic ecosystems respond to contemporary climate. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 477(2254), 20210059.
<https://doi.org/10.1098/rspa.2021.0059>.
88. Allen, T. (1998). Landscape level is dead: persuading the family to take off the respirator. In D. Peterson & T. Parker (Eds.), *Ecological Scale. Theory and application* (pp. 33–54). Columbia University Press.
89. Altman, J. (2020). Tree-ring-based disturbance reconstruction in interdisciplinary research: Current state and future directions. *Dendrochronologia*, 63, 125733.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125733>
90. Apostol, L., & Sfică, L. (2013). Thermal differentiations induced by the carpathian mountains on the romanian territory. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 8(2), 215–221.
91. Bădălută, C.-A., Persoiu, A., Ionita, M., & Piotrowska, N. (2020). Stable isotopes in cave ice suggest summer temperatures in east-central Europe are linked to Atlantic Multidecadal Oscillation variability. *Climate of the Past*, 16(6), 2445–2458. <https://doi.org/10.5194/cp-16-2445-2020>.
92. Bailey, R. G. (2014). Ecoregions: The ecosystem geography of the oceans and continents. In *Ecoregions: The Ecosystem Geography of the Oceans and Continents*. <https://doi.org/10.1007/978-1-4939-0524-9>.
93. Bajgier-Kowalska, M. (2002). The application of lichenometry in the dating of landslide-rockfall slopes in the Beskid Zywiecki Mts., (Flysh Carpathians). *Czasopismo Geograficzne*, 73(3).
94. Bałazy, R. (2020). Forest dieback process in the Polish mountains in the past and nowadays – literature review on selected topics. *Folia Forestalia Polonica, Series A*, 62(3), 184–198. <https://doi.org/10.2478/ffp-2020-0018>.
95. Bălțeanu, D., Jurchescu, M., Surdeanu, V., Ionita, I., Goran, C., Urdea, P., Rădoane, M., Rădoane, N., & Sima, M. (2012). Recent Landform Evolution in the Romanian Carpathians and Pericarpathian Regions. In D. Lóczy, M. Stankoviansky, & A. Kotarba (Eds.), *Recent Landform Evolution: The*

- Carpatho-Balkan-Dinaric Region* (pp. 249–286). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_10.
96. Bampton, M. (2023a). The Greenlandian: The Big Change (11,700 – 8200 BP). In *Springer Polar Sciences: Vol. Part F816*. https://doi.org/10.1007/978-3-031-27264-6_3.
97. Bampton, M. (2023b). The Meghalayan: Historical Time (4200 BP – Present). In *Springer Polar Sciences: Vol. Part F816*. https://doi.org/10.1007/978-3-031-27264-6_5.
98. Barabach, J., Szczuciński, W., Kicińska, D., Palińska, Z., & Rachlewicz, G. (2023). Jaskinia Lodowa w Ciemniaku (Ice Cave in Ciemniak), Western Tatra, Poland - over a century-long investigations of climate warming-caused degradation of subterranean ice mass. *Geographia Polonica*, 96, 405–430. <https://doi.org/10.7163/GPol.0262>.
99. Barry, R. G. (2010). *Mountain Weather and Climate* (3d ed.). Cambridge University Press.
100. Barry, R. G. (2012). Recent advances in mountain climate research. *Theoretical and Applied Climatology*, 110(4), 549–553. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0695-x>.
101. Bartholy, J., & Pongrácz, R. (2010). Analysis of precipitation conditions for the Carpathian Basin based on extreme indices in the 20th century and climate simulations for 2050 and 2100. *Physics and Chemistry of the Earth*, 35(1–2), 43–51. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2010.03.011>.
102. Bartholy, J., Pongrácz, R., & Gelybó, G. (2010). Climate signals of the North Atlantic oscillation detected in the Carpathian basin. *Applied Ecology and Environmental Research*, 7(3), 229–240. https://doi.org/10.15666/aeer/0703_229240.
103. Bartholy, J., Pongrácz, R., & Molnár, Z. (2004). Classification and analysis of past climate information based on historical documentary sources for the Carpathian basin. *International Journal of Climatology*, 24(14), 1759–1776. <https://doi.org/10.1002/joc.1106>.
104. Bartholy, J., Pongracz, R., Torma, C., Pieczka, I., Kardos, P., & Hunyady, A. (2009). Analysis of regional climate change modelling experiments for the Carpathian Basin. *International Journal of Global Warming*, 1(1–3), 238–252. <https://doi.org/10.1504/IJGW.2009.027092>.
105. Basist, A., Bell, G. D., & Meentemeyer, V. (1994). Statistical Relationships between Topography and Precipitation Patterns. *Journal of Climate*, 7(9), 1305–1315. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1994\)007<1305:SRBTAP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1994)007<1305:SRBTAP>2.0.CO;2).
106. Beck, H. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., Lutsko, N. J., Dufour, A., Zeng, Z., Jiang, X., van Dijk, A. I. J. M., & Miralles, D. G. (2023). High-

- resolution (1 km) Köppen-Geiger maps for 1901–2099 based on constrained CMIP6 projections. *Scientific Data*, 10(1), 724. <https://doi.org/10.1038/s41597-023-02549-6>.
107. Beck, H. E., Zimmermann, N. E., McVicar, T. R., Vergopolan, N., Berg, A., & Wood, E. F. (2018). Present and future köppen-geiger climate classification maps at 1-km resolution. *Scientific Data*, 5. <https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>.
108. Bede-Fazekas, Á., Török, P., & Erdős, L. (2023). Empirical delineation of the forest-steppe zone is supported by macroclimate. *Scientific Reports*, 13(1), 17379. <https://doi.org/10.1038/s41598-023-44221-4>.
109. Bednarczyk, Z. (2018). Identification of flysch landslide triggers using conventional and ‘nearly real-time’ monitoring methods – An example from the Carpathian Mountains, Poland. *Engineering Geology*, 244, 41–56. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.07.012>.
110. Begović, K., Schurman, J. S., Svitok, M., Pavlin, J., Langbehn, T., Svobodová, K., Mikoláš, M., Janda, P., Synek, M., Marchand, W., Vitková, L., Kozák, D., Vostarek, O., Čada, V., Bače, R., & Svoboda, M. (2023). Large old trees increase growth under shifting climatic constraints: Aligning tree longevity and individual growth dynamics in primary mountain spruce forests. *Global Change Biology*, 29(1), 143–164. <https://doi.org/10.1111/gcb.16461>.
111. Belda, M., Holtanová, E., Halenka, T., & Kalvová, J. (2014). Climate classification revisited: From Köppen to Trewartha. *Climate Research*, 59(1). <https://doi.org/10.3354/cr01204>.
112. Benito, G., Macklin, M. G., Panin, A., Rossato, S., Fontana, A., Jones, A. F., Machado, M. J., Matlakhova, E., Mozzi, P., & Zielhofer, C. (2015). Recurring flood distribution patterns related to short-term Holocene climatic variability. *Scientific Reports*, 5. <https://doi.org/10.1038/srep16398>.
113. Birsan, M.-V., Dumitrescu, A., Micu, D. M., & Cheval, S. (2014). Changes in annual temperature extremes in the Carpathians since AD 1961. *Natural Hazards*, 74(3), 1899–1910. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1290-5>.
114. Biswas, A., Karak, B. B., Usoskin, I., & Weisshaar, E. (2023). Long-Term Modulation of Solar Cycles. In *Space Science Reviews* (Vol. 219, Issue 3). Springer Science and Business Media B.V. <https://doi.org/10.1007/s11214-023-00968-w>.
115. Bitušík, P., Kubovčík, V., Štefková, E., Appleby, P. G., & Svitok, M. (2009). Subfossil diatoms and chironomids along an altitudinal gradient in the High Tatra Mountain lakes: A multi-proxy record of past environmental trends. *Hydrobiologia*, 631(1), 65–85. <https://doi.org/10.1007/s10750-009-9802-0>.
116. Björklund, J., Rydval, M., Schurman, J. S., Seftigen, K., Trotsiuk, V., Janda, P., Mikoláš, M., Dušátko, M., Čada, V., Bače, R., & Svoboda, M. (2019a).

- Disentangling the multi-faceted growth patterns of primary *Picea abies* forests in the Carpathian arc. *Agricultural and Forest Meteorology*, 271, 214–224. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.03.002>.
117. Björklund, J., Rydval, M., Schurman, J. S., Seftigen, K., Trotsiuk, V., Janda, P., Mikoláš, M., Dušátko, M., Čada, V., Bače, R., & Svoboda, M. (2019b). Disentangling the multi-faceted growth patterns of primary *Picea abies* forests in the Carpathian arc. *Agricultural and Forest Meteorology*, 271, 214–224. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2019.03.002>.
118. Björkman, L., Feurdean, A., Cinthio, K., Wohlfarth, B., & Possnert, G. (2002). Lateglacial and early Holocene vegetation development in the Gutaiului Mountains, northwestern Romania. *Quaternary Science Reviews*, 21(8–9). [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00061-0](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00061-0).
119. Bodnariuc, A., Bouchette, A., Dedoubat, J. J., Otto, T., Fontugne, M., & Jalut, G. (2002). Holocene vegetational history of the Apuseni mountains, central Romania. *Quaternary Science Reviews*, 21(12–13), 1465–1488. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00117-2](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00117-2).
120. Boeing, G. (2016). Visual Analysis of Nonlinear Dynamical Systems: Chaos, Fractals, Self-Similarity and the Limits of Prediction. *Systems*, 4(4). <https://doi.org/10.3390/systems4040037>.
121. Bogdan, O. (1986). Experimental research in studying elementary topoclimates. [Certcetari experimentale pentru studierea topoclimatelor elementare.]. *Studii Si Cercetari de Geologie, Geofizica: Geografie: Geografie*, 33, 25–30.
122. Bojariu, R., & Giorgi, F. (2005). The North Atlantic Oscillation signal in a regional climate simulation for the European region. In *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* (Vol. 57, Issue 4). <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2005.00122.x>.
123. Bojariu, R., & Paliu, D.-M. (2001). North Atlantic Oscillation Projection on Romanian Climate Fluctuations in the Cold Season. In *Detecting and Modelling Regional Climate Change*. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04313-4_29.
124. Bokwa, A., Klimek, M., Krzaklewski, P., & Kukułka, W. (2021). Drought trends in the polish carpathian mts in the years 1991–2020. *Atmosphere*, 12(10). <https://doi.org/10.3390/atmos12101259>.
125. Bonan, G. (2023). Global Physical Climatology. In *Seeing the Forest for the Trees*. <https://doi.org/10.1017/9781108601559.009>.
126. Bosela, M., Štefančík, I., Petráš, R., & Vacek, S. (2016). The effects of climate warming on the growth of European beech forests depend critically on thinning strategy and site productivity. *Agricultural and Forest Meteorology*, 222, 21–31. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2016.03.005>.

127. Bosela, M., Tobin, B., Šebeň, V., Petráš, R., & Larocque, G. (2015). Different mixtures of Norway spruce, silver fir, and European beech modify competitive interactions in central European mature mixed forests. *Canadian Journal of Forest Research*, 45(11), 1577–1586. <https://doi.org/10.1139/cjfr-2015-0219>
128. Bosela, M., Tumajer, J., Cienciala, E., Dobor, L., Kulla, L., Marčíš, P., Popa, I., Sedmák, R., Sedmáková, D., Sitko, R., Šebeň, V., Štěpánek, P., & Büntgen, U. (2021). Climate warming induced synchronous growth decline in Norway spruce populations across biogeographical gradients since 2000. *Science of the Total Environment*, 752. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.141794>.
129. Bouriaud, O., & Popa, I. (2009). Comparative dendroclimatic study of Scots pine, Norway spruce, and silver fir in the Vrancea Range, Eastern Carpathian Mountains. *Trees - Structure and Function*, 23(1), 95–106. <https://doi.org/10.1007/s00468-008-0258-z>.
130. Bradley, R. S., Hughes, M. K., & Diaz, H. F. (2003). Climate in Medieval Time. In *Science* (Vol. 302, Issue 5644). <https://doi.org/10.1126/science.1090372>
131. Bradley, R. S., Wanner, H., & Diaz, H. F. (2016). The Medieval Quiet Period. *Holocene*, 26(6). <https://doi.org/10.1177/0959683615622552>.
132. Brázdil, R., Pfister, C., Wanner, H., Von Storch, H., & Luterbacher, J. (2005). Historical climatology in Europe – The state of the art. *Climatic Change*, 70(3). <https://doi.org/10.1007/s10584-005-5924-1>.
133. Brázdil, R., Trnka, M., Mikšovský, J., Řezníčková, L., & Dobrovolný, P. (2015). Spring-summer droughts in the Czech Land in 1805-2012 and their forcings. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.4065>.
134. Brus, D. J., Hengeveld, G. M., Walvoort, D. J. J., Goedhart, P. W., Heidema, A. H., Nabuurs, G. J., & Gunia, K. (2012). Statistical mapping of tree species over Europe. *European Journal of Forest Research*, 131(1). <https://doi.org/10.1007/s10342-011-0513-5>.
135. Bucala, A. (2014). The impact of human activities on land use and land cover changes and environmental processes in the Gorce Mountains (Western Polish Carpathians) in the past 50 years. *Journal of Environmental Management*, 138, 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2014.01.036>.
136. Bucala-Hrabia, A. (2018). Land use changes and their catchment-scale environmental impact in the Polish western Carpathians during transition from centrally planned to free-market economics. *Geographia Polonica*, 91(2), 171–196. <https://doi.org/10.7163/GPol.0116>.
137. Bucha, T., & Koren, M. (2017). Phenology of the beech forests in the western Carpathians from MODIS for 2000-2015. *IForest*, 10(3), 537–546. <https://doi.org/10.3832/ifor2062-010>.
138. Buczkó, K., Magyari, E. K., Braun, M., & Bálint, M. (2013). Diatom-inferred lateglacial and Holocene climatic variability in the South Carpathian

- Mountains (Romania). *Quaternary International*, 293, 123–135. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.042>.
139. Budeanu, M., Petritan, A. M., Popescu, F., Vasile, D., & Tudose, N. C. (2016). The Resistance of European Beech (*Fagus sylvatica*) from the Eastern Natural Limit of Species to Climate Change. *Notulae Botanicae Horti Agrobotanici Cluj-Napoca*, 44(2), 625–633. <https://doi.org/10.15835/nbha44210262>.
140. Büntgen, U., Brázdil, R., Frank, D., & Esper, J. (2010). Three centuries of Slovakian drought dynamics. *Climate Dynamics*, 35(2). <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0563-2>.
141. Büntgen, U., Frank, D. C., Kaczka, R. J., Verstege, A., Zwijacz-Kozica, T., & Esper, J. (2007). Growth responses to climate in a multi-species tree-ring network in the Western Carpathian Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Tree Physiology*, 27(5), 689–702. <https://doi.org/10.1093/treephys/27.5.689>.
142. Büntgen, U., Franke, J., Frank, D., Wilson, R., González-Rouco, F., & Esper, J. (2010). Assessing the spatial signature of European climate reconstructions. *Climate Research*, 41(2). <https://doi.org/10.3354/cr00848>.
143. Büntgen, U., Kyncl, T., Ginzler, C., Jaks, D. S., Esper, J., Tegel, W., Heussner, K. U., & Kyncl, J. (2013). Filling the Eastern European gap in millennium-long temperature reconstructions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(5). <https://doi.org/10.1073/pnas.1211485110>.
144. Büntgen, U., & Tegel, W. (2011). European tree-ring data and the Medieval Climate Anomaly. *PAGES News*, 19(1). <https://doi.org/10.22498/pages.19.1.14>.
145. Büntgen, U., Trnka, M., Krusic, P. J., Kyncl, T., Kyncl, J., Luterbacher, J., Zorita, E., Ljungqvist, F. C., Auer, I., Konter, O., Schneider, L., Tegel, W., Štěpánek, P., Brönnimann, S., Hellmann, L., Nievergelt, D., & Esper, J. (2015). Tree-ring amplification of the early nineteenth-century summer cooling in central Europe. *Journal of Climate*, 28(13), 5272–5288. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00673.1>.
146. Cahynová, M., & Huth, R. (2016). Atmospheric circulation influence on climatic trends in Europe: An analysis of circulation type classifications from the COST733 catalogue. *International Journal of Climatology*, 36(7). <https://doi.org/10.1002/joc.4003>.
147. Carter, V. A., Bobek, P., Moravcová, A., Šolcová, A., Chiverrell, R. C., Clear, J. L., Finsinger, W., Feurdean, A., Tanțău, I., Magyari, E., Brussel, T., & Kuneš, P. (2020). The role of climate-fuel feedbacks on Holocene biomass burning in upper-montane Carpathian forests. *Global and Planetary Change*, 193. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103264>.

148. Caudullo, G., Welk, E., & San-Miguel-Ayanz, J. (2017). Chorological maps for the main European woody species. *Data in Brief*, 12. <https://doi.org/10.1016/j.dib.2017.05.007>.
149. Cebulska, M., & Kholiavchuk, D. (2022). Variability of meteorological droughts in the Polish and the Ukrainian Carpathians, 1984–2015. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 134(1). <https://doi.org/10.1007/s00703-021-00853-7>.
150. Cebulska, M., & Twardosz, R. (2014). Anomalously wet seasons and years in the Polish Carpathian Mountains and in their foreland (1881-2010) [Anomalnie wysokie sezonowe i roczne opady atmosferyczne w polskich Karpatach i na ich przedpolu (1881-2010)]. *Przegląd Geofizyczny*, 59(3–4), 111–126.
151. Chapman, J. (2018). Climatic and human impact on the environment?: A question of scale. *Quaternary International*, 496, 3–13. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.010>.
152. Chavanne, J. (1871). *Die Temperatur- Verhältnisse von Oestereich-Ungarn dargestellt durch Isothermen*. Druck und Commissions-Verlag von Carl Gerold's John.
153. Cherenkova, E. A., Semenova, I. G., Kononova, N. K., & Titkova, T. B. (2015). Droughts and dynamics of synoptic processes in the south of the East European Plain at the beginning of the twenty-first century. *Arid Ecosystems*, 5(2), 45–56. <https://doi.org/10.1134/S2079096115020055>.
154. 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>.
155. Chiriloaei, F., Rădoane, M., Perşoiu, I., & Popa, I. (2012). Late Holocene history of the Moldova River Valley, Romania. *Catena*, 93, 64–77. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.01.008>.
156. Chiroiu, P., Ardelean, A. C., Onaca, A., Voiculescu, M., & Ardelean, F. (2016). Assessing the anthropogenic impact on geomorphic processes using tree-rings: A case study in the Făgăraş mountains (Romanian Carpathians). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 11(1), 27–36.
157. Christiansen, B., & Ljungqvist, F. C. (2012). The extra-tropical Northern Hemisphere temperature in the last two millennia: Reconstructions of low-frequency variability. *Climate of the Past*, 8(2). <https://doi.org/10.5194/cp-8-765-2012>.
158. Cleary, D. M., Feurdean, A., Tanţău, I., & Forray, F. L. (2019). Pollen, $\delta^{15}\text{N}$ and $\delta^{13}\text{C}$ guano-derived record of late Holocene vegetation and climate in the southern Carpathians, Romania. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 265, 62–75. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2019.03.002>.
159. Cleary, D. M., Onac, B. P., Tanţău, I., Forray, F. L., Wynn, J. G., Ionita, M., & Tămaş, T. (2018). A guano-derived $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{15}\text{N}$ record of climate since the

- Medieval Warm Period in north-west Romania. *Journal of Quaternary Science*, 33(6). <https://doi.org/10.1002/jqs.3044>.
160. Cohen, K. M., Finney, S. C., Gibbard, P. L., & Fan, J.-X. (2020). *The ICS International Chronostratigraphic Chart 2020/03*. International Commission on Stratigraphy, IUGS. International Commission on Stratigraphy, IUGS.
161. Cole-Dai, J., Ferris, D. G., Kennedy, J. A., Sigl, M., McConnell, J. R., Fudge, T. J., Geng, L., Maselli, O. J., Taylor, K. C., & Souney, J. M. (2021). Comprehensive Record of Volcanic Eruptions in the Holocene (11,000 years) From the WAIS Divide, Antarctica Ice Core. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(7). <https://doi.org/10.1029/2020JD032855>.
162. Constantin, S., Bojar, A.-V., Lauritzen, S.-E., & Lundberg, J. (2007). Holocene and Late Pleistocene climate in the sub-Mediterranean continental environment: A speleothem record from Poleva Cave (Southern Carpathians, Romania). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243(3–4), 322–338. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.08.001>.
163. Criado-Aldeanueva, F., & Soto-Navarro, J. (2020). Climatic indices over the mediterranean sea: A review. In *Applied Sciences (Switzerland)* (Vol. 10, Issue 17). <https://doi.org/10.3390/app10175790>.
164. Cristea, G., Cuna, S. M., Fărcaș, S., Tanțău, I., Dordai, E., & Măgdaș, D. A. (2014). Carbon isotope composition as indicator for climatic changes during the middle and late Holocene in a peat bog from Maramureș Mountains (Romania). *Holocene*, 24(1). <https://doi.org/10.1177/0959683613512166>.
165. Crowley, T. J., & Unterman, M. B. (2013). Technical details concerning development of a 1200 yr proxy index for global volcanism. *Earth System Science Data*, 5(1), 187–197. <https://doi.org/10.5194/essd-5-187-2013>.
166. Czajka, B., Łajczak, A., & Kaczka, R. J. (2015). Geographical characteristics of the timberline in the carpathians. *Geographia Polonica*, 88(2), 35–54. <https://doi.org/10.7163/GPol.0014>.
167. Czajka, B., Łajczak, A., Kaczka, R. J., & Nicia, P. (2015). Timberline in the carpathians: An overview. *Geographia Polonica*, 88(2), 7–34. <https://doi.org/10.7163/GPol.0013>.
168. Czymzik, M., Muscheler, R., & Brauer, A. (2016). Solar modulation of flood frequency in central Europe during spring and summer on interannual to multi-centennial timescales. *Climate of the Past*, 12(3). <https://doi.org/10.5194/cp-12-799-2016>.
169. Dabkowski, J., Frodlová, J., Hájek, M., Hájková, P., Petr, L., Fiorillo, D., Dudová, L., & Horsák, M. (2019). A complete Holocene climate and environment record for the Western Carpathians (Slovakia) derived from a tufa deposit. *Holocene*, 29(3), 493–504. <https://doi.org/10.1177/0959683618816443>.

170. Damon, P. E., & Jirikowic, J. L. (1992). The sun as a low-frequency harmonic oscillator. *Radiocarbon*, 34(2). <https://doi.org/10.1017/S003382220001362X>.
171. Dangerfield, B. (2009). System Dynamics, Introduction to. In R. A. Meyers (Ed.), *Encyclopedia of Complexity and Systems Science* (pp. 8987–8990). Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-0-387-30440-3_538.
172. Davis, B. A. S., & Brewer, S. (2009). Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. *Climate Dynamics*, 32(2–3). <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0480-9>.
173. De Domenico, M., & Vulpiani, A. (2021). Understanding climate and turbulence: the mark of Giorgio Parisi. *Nature Italy*. <https://doi.org/10.1038/d43978-021-00128-0>.
174. de Martonne, E. (1917). The Carpathians: Physiographic Features Controlling Human Geography. *Geographical Review*, 3(6). <https://doi.org/10.2307/207688>.
175. de Silva, S. L. (2005). Volcanic Eruptions and Their Impact on the Earth'S Climate. In J. E. Oliver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 788–794). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_221.
176. Decaulne, A., Răchită, I.-G., Kholiavchuk, D., Pop, O., Holobăcă, I. H., Ridush, O., Ridush, B., & Horváth, C. (2023). Patterns of snow avalanche activity during the last century in Chornohora Range (Eastern Carpathians, Ukraine): Tree-ring reconstruction coupled with synoptic conditions analysis. *CATENA*, 233, 107523. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107523>.
177. Delaygue, G., & Bard, E. (2011). An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Climate Dynamics*, 36(11), 2201–2218. <https://doi.org/10.1007/s00382-010-0795-1>.
178. Delcourt, H. R., & Delcourt, P. A. (1988). Quaternary landscape ecology: Relevant scales in space and time. *Landscape Ecology*, 2(1). <https://doi.org/10.1007/BF00138906>.
179. Demek, J., Hradecký, J., Kirchner, K., Pánek, T., Létal, A., & Smolová, I. (2012a). Recent Landform Evolution in the Moravian–Silesian Carpathians (Czech Republic). In D. Lóczy, M. Stankoviansky, & A. Kotarba (Eds.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region* (pp. 103–139). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_6.
180. Diaconu, A.-C., Tanțău, I., Knorr, K.-H., Borken, W., Feurdean, A., Panait, A., & Gałka, M. (2020). A multi-proxy analysis of hydroclimate trends in an ombrotrophic bog over the last millennium in the Eastern Carpathians of Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 538. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109390>.
181. Diaconu, A.-C., Tóth, M., Lamentowicz, M., Heiri, O., Kuske, E., Tanțău, I., Panait, A.-M., Braun, M., & Feurdean, A. (2017). How warm? How wet?

- Hydroclimate reconstruction of the past 7500 years in northern Carpathians, Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 482, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.05.007>.
182. Dinca, L., Nita, M. D., Hofgaard, A., Alados, C. L., Broll, G., Borz, S. A., Wertz, B., & Monteiro, A. T. (2017). Forests dynamics in the montane-alpine boundary: A comparative study using satellite imagery and climate data. *Climate Research*, 73(1–2), 97–110. <https://doi.org/10.3354/cr01452>.
183. Dinerstein, E., Olson, D., Joshi, A., Vynne, C., Burgess, N. D., Wikramanayake, E., Hahn, N., Palminteri, S., Hedao, P., Noss, R., Hansen, M., Locke, H., Ellis, E. C., Jones, B., Barber, C. V., Hayes, R., Kormos, C., Martin, V., Crist, E., ... Saleem, M. (2017). An Ecoregion-Based Approach to Protecting Half the Terrestrial Realm. *BioScience*, 67(6), 534–545. <https://doi.org/10.1093/biosci/bix014>.
184. Ditlevsen, P. (2017). Tipping Points in the Climate System. In C. L. E. Franzke & T. J. O’Kane (Eds.), *Nonlinear and Stochastic Climate Dynamics* (pp. 33–53). Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/9781316339251.003>.
185. Dmytruk, Y., Gerasymenko, N., & Liashyk, T. (2014). Late Holocene soil and vegetational changes in the foothills of the SE Carpathians (Ukraine), based on the study of pedochronocatenas. In M. Mindrescu & I. Gradinaru (Eds.), *Late Pleistocene and Holocene climatic variability in the Carpathian-Balkan region. Abstracts volume* (pp. 32–35). Stefan cel Mare University Press.
186. Dobiński, W. (2004). Lower limit of permafrost occurrence in the Tatra Mts. [Granica występowania wieloletniej zmarzliny w Tatrach]. *Czasopismo Geograficzne*, 75(1–2), 123–132.
187. Dobrovolný, P., Moberg, A., Brázdil, R., Pfister, C., Glaser, R., Wilson, R., van Engelen, A., Limanówka, D., Kiss, A., Halíčková, M., Macková, J., Riemann, D., Luterbacher, J., & Böhm, R. (2010). Monthly, seasonal and annual temperature reconstructions for Central Europe derived from documentary evidence and instrumental records since AD 1500. *Climatic Change*, 101(1). <https://doi.org/10.1007/s10584-009-9724-x>.
188. Doležal, J., Mazurek, P., & Klimešová, J. (2010). Oak decline in southern moravia: The association between climate change and early and late wood formation in oaks. *Preslia*, 82(3), 289–306.
189. Drăgușin, V., Staubwasser, M., Hoffmann, D. L., Ersek, V., Onac, B. P., & Veres, D. (2014). Constraining Holocene hydrological changes in the Carpathian-Balkan region using speleothem $\delta^{18}\text{O}$ and pollen-based temperature reconstructions. *Climate of the Past*, 10(4), 1363–1380. <https://doi.org/10.5194/cp-10-1363-2014>.

190. Dudová, L., & Szabó, P. (2022). Holocene history of *Larix* in the Jeseníky Mts, Czech Republic [Holocenní historie modřínu v Jeseníkách (Česká republika)]. *Preslia*, 94(2), 233–253. <https://doi.org/10.23855/PRESLIA.2022.233>.
191. Emile-Geay, J., McKay, N. P., Kaufman, D. S., von Gunten, L., Wang, J., Anchukaitis, K. J., Abram, N. J., Addison, J. A., Curran, M. A. J., Evans, M. N., Henley, B. J., Hao, Z., Martrat, B., McGregor, H. V., Neukom, R., Pederson, G. T., Stenni, B., Thirumalai, K., Werner, J. P., ... Consortium, P. (2017). A global multiproxy database for temperature reconstructions of the Common Era. *Scientific Data*, 4(1), 170088. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.88>.
192. Enfield, D. B., Mestas-Núñez, A. M., & Trimble, P. J. (2001). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophysical Research Letters*, 28(10). <https://doi.org/10.1029/2000GL012745>.
193. Erdős, L., Ambarlı, D., Anenkhonov, O. A., Bátori, Z., Cserhalmi, D., Kiss, M., Kröel-Dulay, G., Liu, H., Magnes, M., Molnár, Z., Naqinezhad, A., Semenishchenkov, Y. A., Tölgyesi, C., & Török, P. (2018). The edge of two worlds: A new review and synthesis on Eurasian forest-steppes. *Applied Vegetation Science*, 21(3), 345–362. <https://doi.org/10.1111/avsc.12382>.
194. Esper, J., Krusic, P. J., Ljungqvist, F. C., Luterbacher, J., Carrer, M., Cook, E., Davi, N. K., Hartl-Meier, C., Kirilyanov, A., Konter, O., Myglan, V., Timonen, M., Treydte, K., Trouet, V., Villalba, R., Yang, B., & Büntgen, U. (2016). Ranking of tree-ring based temperature reconstructions of the past millennium. *Quaternary Science Reviews*, 145, 134–151. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.009>.
195. Essell, H., Krusic, P. J., Esper, J., Wagner, S., Braconnot, P., Jungclaus, J., Muschitiello, F., Oppenheimer, C., & Büntgen, U. (2023). A frequency-optimised temperature record for the Holocene. *Environmental Research Letters*, 18(11), 114022. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ad0065>.
196. Fairbridge, R. W. (2005a). Climate Variation: Historical. In J. E. Oliver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 247–262). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_48.
197. Fairbridge, R. W. (2005b). Little Ice Age. In J. E. Oliver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 457–460). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_127.
198. FAO. (2012). *Global ecological zones for fao forest reporting: 2010 Update*.
199. Fărcaș, S., Stoica, I. A., & Tanțău, I. (2021). Aspects from the evolution of past vegetation in southern transylvania (Sibiu region). *Studia Universitatis Babeș-Bolyai Biologia*, 2. <https://doi.org/10.24193/subbbiol.2021.2.04>.
200. Fărcaș, S., Tanțău, I., Mîndrescu, M., & Hurdu, B. (2013). Holocene vegetation history in the Maramureș Mountains (Northern Romanian Carpathians).

201. Fărcaș, S., Tanțău, I., Turtureanu, P. D., Fărcaș, S., Tanțău, I., & Turtureanu, P. D. (2013). *Larix decidua* Mill. in Romania: current and past distribution, coenotic preferences, and conservation status. *Contributii Botanice*, 48.
202. Feliksik, E. (1972). Studia dendroklimatologiczne nad świerkiem (*Picea excelsa* L.). *Acta Agraria et Silv. Ser Silvestris, Cz. I i 2*(12), 39–85.
203. Ferencík, M., Svitok, M., Mikoláš, M., Hofmeister, J., Majdanová, L., Vostarek, O., Kozák, D., Bače, R., Begovič, K., Běťák, J., Čada, V., Dušátko, M., Dvořák, D., Frankovič, M., Gloor, R., Janda, P., Kameniar, O., Kříž, M., Kunca, V., ... Svoboda, M. (2022). Spatial and temporal extents of natural disturbances differentiate deadwood-inhabiting fungal communities in spruce primary forest ecosystems. *Forest Ecology and Management*, 517. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2022.120272>.
204. Feurdean, A., Florescu, G., Vannièrè, B., Tanțău, I., O’Hara, R. B., Pfeiffer, M., Hutchinson, S. M., Gałka, M., Moskal-del Hoyo, M., & Hickler, T. (2017). Fire has been an important driver of forest dynamics in the Carpathian Mountains during the Holocene. *Forest Ecology and Management*, 389, 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.11.046>.
205. Feurdean, A., Galka, M., Kuske, E., Tantau, I., Lamentowicz, M., Florescu, G., Liakka, J., Hutchinson, S. M., Mulch, A., & Hickler, T. (2015). Last Millennium hydro-climate variability in Central–Eastern Europe (Northern Carpathians, Romania). *Holocene*, 25(7), 1179–1192. <https://doi.org/10.1177/0959683615580197>.
206. Feurdean, A., Gałka, M., Tanțău, I., Geantă, A., Hutchinson, S. M., & Hickler, T. (2016). Tree and timberline shifts in the northern Romanian Carpathians during the Holocene and the responses to environmental changes. *Quaternary Science Reviews*, 134, 100–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.020>.
207. Feurdean, A., Liakka, J., Vannièrè, B., Marinova, E., Hutchinson, S. M., Mosburgger, V., & Hickler, T. (2013). 12,000-Years of fire regime drivers in the lowlands of transylvania (Central-Eastern Europe): A data-model approach. *Quaternary Science Reviews*, 81. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.09.014>.
208. Feurdean, A., Spessa, A., Magyari, E. K., Willis, K. J., Veres, D., & Hickler, T. (2012). Trends in biomass burning in the Carpathian region over the last 15,000 years. *Quaternary Science Reviews*, 45, 111–125. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.04.001>.
209. Feurdean, A., Tanțău, I., & Fărcaș, S. (2011). Holocene variability in the range distribution and abundance of *Pinus*, *Picea abies*, and *Quercus* in Romania;

- implications for their current status. *Quaternary Science Reviews*, 30(21–22), 3060–3075. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.005>.
210. Feurdean, A., & Willis, K. J. (2008a). Long-term variability of *Abies alba* in NW Romania: Implications for its conservation management. *Diversity and Distributions*, 14(6). <https://doi.org/10.1111/j.1472-4642.2008.00514.x>.
211. Feurdean, A., & Willis, K. J. (2008b). The usefulness of a long-term perspective in assessing current forest conservation management in the Apuseni Natural Park, Romania. *Forest Ecology and Management*, 256(3), 421–430. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.04.050>.
212. Finsinger, W., Fevre, J., Orbán, I., Pál, I., Vincze, I., Hubay, K., Birks, H. H., Braun, M., Tóth, M., & Magyar, E. K. (2018). Holocene fire-regime changes near the treeline in the Retezat Mts. (Southern Carpathians, Romania). *Quaternary International*, 477, 94–105. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.04.029>.
213. Fisher, M. R., Doršner, K., Geddes, A., Theis, T., & Tomkin, J. (2018). *Environmental biology*. Open Oregon Educational Resources.
214. Fletcher, W. J., Sánchez Goñi, M. F., Naughton, F., & Seppä, H. (2024). Chapter 9 - Synthesis and perspectives: drivers, rhythms, and spatial patterns of Holocene climate change. In D. Palacios, P. D. Hughes, V. Jomelli, & L. M. Tanarro (Eds.), *European Glacial Landscapes* (pp. 127–146). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-99712-6.00026-X>.
215. Florescu, G., Hutchinson, S. M., Kern, Z., Mîndrescu, M., Cristea, I. A., Mihăilă, D., Łokas, E., & Feurdean, A. (2017). Last 1000 years of environmental history in Southern Bucovina, Romania: A high resolution multi-proxy lacustrine archive. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 473, 26–40. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.047>.
216. Florescu, G., Vannièrè, B., & Feurdean, A. (2018). Exploring the influence of local controls on fire activity using multiple charcoal records from northern Romanian Carpathians. *Quaternary International*, 488, 41–57. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.042>.
217. Forman, R. T. T. (1995). *Land Mosaics: The Ecology of Landscapes and Regions*. Cambridge University Press.
218. Friedl, M., & Sulla-Menashe, D. (2022). *MODIS/Terra+Aqua Land Cover Type Yearly L3 Global 500m SIN Grid V061 [Data set]*. MODIS/Terra+Aqua Land Cover Type Yearly L3 Global 500m SIN Grid V061.
219. Frodlová, J., & Horsák, M. (2021). High-resolution mollusc record from the Mituchovci tufa (western Slovakia): a reference for the Holocene succession of Western Carpathian mid-elevation forests. *Boreas*, 50(3). <https://doi.org/10.1111/bor.12503>.

220. Fuglestad, H. F., Zhuo, Z., Toohey, M., & Krüger, K. (2024). Volcanic forcing of high-latitude Northern Hemisphere eruptions. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 7(1), 10. <https://doi.org/10.1038/s41612-023-00539-4>.
221. Füleky, Gy., Jakab, S., Fehér, O., Madarász, B., & Kertész, A. (2007). Hungary and the Carpathian basin. In *Soils of Volcanic Regions in Europe*. https://doi.org/10.1007/978-3-540-48711-1_5.
222. Fyfe, R. M., Githumbi, E., Trondmann, A.-K., Mazier, F., Nielsen, A. B., Poska, A., Sugita, S., Woodbridge, J., LandClimII contributors, & Gaillard, M.-J. (2021). *A full Holocene record of transient gridded vegetation cover in Europe*. PANGAEA. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.937075>.
223. Gadek, B., Grabiec, M., Kedzia, S., & Rączkowska, Z. (2016). Reflection of climate changes in the structure and morphodynamics of talus slopes (the Tatra Mountains, Poland). *Geomorphology*, 263. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.03.024>.
224. Gadek, B., Grabiec, M., Rączkowska, Z., & Maciata, A. (2016). Variability of the snow avalanche danger in the Tatra Mountains during the past nine decades. *Geographia Polonica*, 89(1), 65–77. <https://doi.org/10.7163/GPol.0046>
225. Gałaś, A. (2016). Impact of volcanic eruptions on the environment and climatic conditions in the area of Poland (Central Europe). *Earth-Science Reviews*, 162, 58–64. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.09.014>.
226. Gałka, M., Tantau, I., Carter, V. A., & Feurdean, A. (2020). The Holocene dynamics of moss communities in subalpine wetland ecosystems in the Eastern Carpathian Mountains, Central Europe. *Bryologist*, 123(1), 84–97. <https://doi.org/10.1639/0007-2745-123.1.084>.
227. Gałka, M., Tantau, I., Ersek, V., & Feurdean, A. (2016). A 9000 year record of cyclic vegetation changes identified in a montane peatland deposit located in the Eastern Carpathians (Central-Eastern Europe): Autogenic succession or regional climatic influences? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 449, 52–61. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.02.007>.
228. Gałka, M., Tantau, I., & Feurdean, A. (2017). Plant succession in a peatland in the Eastern Carpathian Mts. (CE Europe) during the last 10,200 years: Implications for peatland development and palaeoclimatic research. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 244, 203–216. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2017.05.014>.
229. Gasiorowski, M., & Sienkiewicz, E. (2010). 20th century acidification and warming as recorded in two alpine lakes in the Tatra Mountains (South Poland, Europe). *Science of the Total Environment*, 408(5), 1091–1101. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2009.10.017>.

230. Gaşiorowski, M., & Sienkiewicz, E. (2010). The Little Ice Age recorded in sediments of a small dystrophic mountain lake in southern Poland. *Journal of Paleolimnology*, 43(3), 475–487. <https://doi.org/10.1007/s10933-009-9344-5>.
231. Gaşiorowski, M., Sienkiewicz, E., Kowalewska, U., & Kaucha, K. (2023). Paleohydrological changes during the Late Holocene recorded in the sediments of two mountain lakes in the Tatra Mountains (Central Europe). *Journal of Paleolimnology*, 70(4). <https://doi.org/10.1007/s10933-023-00294-9>.
232. Gavrilă, I. G., Kholiavchuk, D., Holobacă, I. H., Ridush, O., Horváth, C., Ridush, B., Meseşan, F., & Pop, O. T. (2022). Tree-ring records of snow-avalanche activity in the Rodna Mountains (Eastern Carpathians, Romania). *Natural Hazards*, 114(2), 2041–2057. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05458-w>.
233. Gazol, A., Camarero, J. J., Gutiérrez, E., Popa, I., Andreu-Hayles, L., Motta, R., Nola, P., Ribas, M., Sangüesa-Barreda, G., Urbinati, C., & Carrer, M. (2015). Distinct effects of climate warming on populations of silver fir (*Abies alba*) across Europe. *Journal of Biogeography*, 42(6). <https://doi.org/10.1111/jbi.12512>.
234. Geantă, A., Gałka, M., Tanţău, I., Hutchinson, S. M., Mîndrescu, M., & Feurdean, A. (2014). High mountain region of the Northern Romanian Carpathians responded sensitively to Holocene climate and land use changes: A multi-proxy analysis. *Holocene*, 24(8), 944–956. <https://doi.org/10.1177/0959683614534747>.
235. Geantă, A., Tanţău, I., Tămaş, T., & Johnston, V. E. (2012). Palaeoenvironmental information from the palynology of an 800 year old bat guano deposit from Măgurici Cave, NW Transylvania (Romania). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 174, 57–66. <https://doi.org/10.1016/J.REVPALBO.2011.12.009>.
236. Gębica, P., Jacyśyn, A., & Szczepanek, K. (2023). Evolution of the holocene alluvial fan of the river stry in the foreland of the eastern carpathians (Western Ukraine). *Geographia Polonica*, 96(1). <https://doi.org/10.7163/GPol.0251>.
237. Gębica, P., Jacyszyn, A., Krąpiec, M., Budek, A., Czumak, N., Starkel, L., Andrejczuk, W., & Ridush, B. (2016). Stratigraphy of alluvia and phases of the Holocene floods in the valleys of the Eastern Carpathians foreland. *Quaternary International*, 415, 55–66. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.088>.
238. Gebica, P., Starkel, L., Jacyśyn, A., & Krapiec, M. (2013). Medieval accumulation in the Upper Dniester River valley: The role of human impact and climate change in the Carpathian Foreland. *Quaternary International*, 293, 207–218. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.046>.
239. Geiger, R., Aron, R. H., & Todhunter, P. (1995). The Climate Near the Ground. In *The Climate Near the Ground*. <https://doi.org/10.1007/978-3-322-86582-3>.

240. Gerasimenko, N., Ridush, B., & Avdeyenko, Y. (2019). Late Pleistocene and Holocene environmental changes recorded in deposits of the Bukovynka Cave (the East-Carpathian foreland, Ukraine). *Quaternary International*, 504, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.028>.
241. Gerasimenko, N., Yurchenko, T., & Rohozin, Y. (2018). Vegetation changes in the Hotyn Upland over the last 2000 years (based on pollen data). *Journal of Geology, Geography and Geoecology*, 28(1), 51–58.
242. Githumbi, E., Fyfe, R., Gaillard, M.-J., Trondman, A.-K., Mazier, F., Nielsen, A.-B., Poska, A., Sugita, S., Woodbridge, J., Azuara, J., Feurdean, A., Grindean, R., Lebreton, V., Marquer, L., Nebout-Combourieu, N., Stančikaitė, M., Tanțău, I., Tonkov, S., Shumilovskikh, L., & contributors, L. data. (2022). European pollen-based REVEALS land-cover reconstructions for the Holocene: methodology, mapping and potentials. *Earth Syst. Sci. Data*, 14(4), 1581–1619. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1581-2022>.
243. Glaser, R. (2008). *Klimageschichte Mitteleuropas. 1200 Jahre Wetter, Klima, Katastrophen. Mit Prognosen für das 21. Jahrhundert*. Primus Verlag.
244. Gouhier, T. C., Grinsted, A., & Simko, V. (2021). *R package {biwavelet}: Conduct Univariate and Bivariate Wavelet Analyses* ((Version 0.20.21)).
245. Gradziński, M., Hercman, H., Peresviet-Soltan, A., Zelinka, J., & Jelonek, M. (2016). Radiocarbon dating of fossil bats from Dobšina ice cave (Slovakia) and potential palaeoclimatic implications. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86(3). <https://doi.org/10.14241/asgp.2016.016>.
246. Greenland, D. (2005). Mountain Climates. In J. E. Oliver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 517–523). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_145.
247. Griffiths, P., Müller, D., Kuemmerle, T., & Hostert, P. (2013). Agricultural land change in the Carpathian ecoregion after the breakdown of socialism and expansion of the European Union. *Environmental Research Letters*, 8(4). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/4/045024>.
248. Grinsted, A., Moore, J. C., & Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561–566. <https://doi.org/10.5194/npg-11-561-2004>.
249. Gulpepe, I. (2015). *Chapter Three - Mountain Weather: Observation and Modeling* (R. Dmowska, Ed.; Vol. 56, pp. 229–312). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/bs.agph.2015.01.001>.
250. Haas, J. (2012). Geological and Tectonic Setting. In M. and K. A. Lóczy Dénes and Stankoviansky (Ed.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region* (pp. 3–18). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_1.

251. Hájek, M., Dudová, L., Hájková, P., Roleček, J., Moutelíková, J., Jamrichová, E., & Horsák, M. (2016). Contrasting Holocene environmental histories may explain patterns of species richness and rarity in a Central European landscape. *Quaternary Science Reviews*, *133*, 48–61. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.12.012>.
252. Hájková, P., Pařil, P., Petr, L., Chattová, B., Matys Grygar, T., & Heiri, O. (2016). A first chironomid-based summer temperature reconstruction (13–5 ka BP) around 49°N in inland Europe compared with local lake development. *Quaternary Science Reviews*, *141*, 94–111. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.04.001>.
253. Hájková, P., Petr, L., Horsák, M., Jamrichová, E., & Roleček, J. (2022). Holocene history of the landscape at the biogeographical and cultural crossroads between Central and Eastern Europe (Western Podillia, Ukraine). *Quaternary Science Reviews*, *288*. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107610>.
254. Hájková, P., Roleček, J., Hájek, M., Horsák, M., Fajmon, K., Polák, M., & Jamrichová, E. (2011). Prehistoric origin of the extremely species-rich semi-dry grasslands in the Bílé Karpaty Mts (Czech Republic and Slovakia). *Preslia*, *83*(2).
255. Haliuc, A., Hutchinson, S. M., Florescu, G., & Feurdean, A. (2016). The role of fire in landscape dynamics: An example of two sediment records from the Rodna Mountains, northern Romanian Carpathians. *Catena*, *137*, 432–440. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.10.021>.
256. Haliuc, A., Veres, D., Brauer, A., Hubay, K., Hutchinson, S., Begy, R., & Braun, M. (2017). Palaeohydrological changes during the mid and late Holocene in the Carpathian area, central-eastern Europe. *Global and Planetary Change*, *152*, 99–114. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.02.010>.
257. Hammerl, C. (2018). Viennese school of climatology. In *Oxford Research Encyclopedia of Climate Science*.
258. Harris, I., Osborn, T. J., Jones, P., & Lister, D. (2020). Version 4 of the CRU TS monthly high-resolution gridded multivariate climate dataset. *Scientific Data*, *7*(1), 109. <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0453-3>.
259. Hatvani, I. G., Tanos, P., Mudelsee, M., & Kern, Z. (2022). Robust periodic signals in proxy records with chronological uncertainty and variable temporal resolution. *Quaternary Science Reviews*, *276*, 107294. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107294>.
260. Hébert, R., Herzsuh, U., & Laepple, T. (2022). Millennial-scale climate variability over land overprinted by ocean temperature fluctuations. *Nature Geoscience*, *15*(11). <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01056-4>.
261. Hennemuth, B., Bender, S., Bülow, K., Dreier, N., Keup-Thiel, E., Krüger, O., Mudersbach, C., Radermacher, C., & Schoetter, R. (2013). Statistical methods

- for the analysis of simulated and observed climate data Applied in projects and institutions dealing with climate change impact and adaptation. *CSC Report*, 13.
262. Hercman, H., Gasiorowski, M., Gradziński, M., & Kicińska, D. (2010). The first dating of cave ice from the Tatra Mountains, Poland and its implication to palaeoclimate reconstructions. *Geochronometria*, 36(1). <https://doi.org/10.2478/v10003-010-0016-2>.
263. Hercman, H., Gąsiorowski, M., Pawlak, J., Błaszczuk, M., Gradziński, M., Matoušková, Š., Zawidzki, P., & Bella, P. (2020). Atmospheric circulation and the differentiation of precipitation sources during the Holocene inferred from five stalagmite records from Demänová Cave System (Central Europe). *Holocene*, 30(6), 834–846. <https://doi.org/10.1177/0959683620902224>.
264. Hess, M. (1965). Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich [Vertical climatic zones in the Polish Western Carpathians]. *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 11, 1–267.
265. Hess, M. (1971). Piętra klimatyczne w Karpatach Północnych i Południowych i ich charakterystyka termiczna [Vertical climatic zones in north and south Carpathians and their thermic characteristics]. *Folia Geographica. Series Geographica-Physica*, 5, 15–23.
266. Hlásny, T., Trombik, J., Dobor, L., Barcza, Z., & Barka, I. (2016). Future climate of the Carpathians: climate change hot-spots and implications for ecosystems. *Regional Environmental Change*, 16(5), 1495–1506. <https://doi.org/10.1007/s10113-015-0890-2>.
267. Horodnic, S. A., & Roibu, C. C. (2020). Collective growth patterns reveal the high growing potential of older silver fir trees in a primeval forest in Romania's Southern Carpathians. *Notulae Botanicae Horti Agrobotanici Cluj-Napoca*, 48(2), 1085–1099. <https://doi.org/10.15835/nbha48211949>.
268. Ilona, J., Bartók, B., Dumitrescu, A., Cheval, S., Gandhi, A., Tordai, Á. V., & Weidinger, T. (2022). Using Long-Term Historical Meteorological Data for Climate Change Analysis in the Carpathian Region. *Atmosphere*, 13(11). <https://doi.org/10.3390/atmos13111751>.
269. Ionita, M., Boroneanț, C., & Chelcea, S. (2015). Seasonal modes of dryness and wetness variability over Europe and their connections with large scale atmospheric circulation and global sea surface temperature. *Climate Dynamics*, 45(9), 2803–2829. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2508-2>.
270. Ionita, M., Chelcea, S., Rimbu, N., & Adler, M. J. (2014). Spatial and temporal variability of winter streamflow over Romania and its relationship to large-scale atmospheric circulation. *Journal of Hydrology*, 519(PB). <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.024>.

271. Ionita, M., Rimbu, N., Chelcea, S., & Patrut, S. (2013). Multidecadal variability of summer temperature over Romania and its relation with Atlantic Multidecadal Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 113(1), 305–315. <https://doi.org/10.1007/s00704-012-0786-8>.
272. IPCC. (2021). IPCC AR6 WG1 The Physical Science Basis. In *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*.
273. IPCC Working Group I, I., Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S. K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., & Midgley, P. M. (2013). IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *IPCC, AR5*.
274. Izvorska, K., Zielonka, T., Matulewski, P., & Muter, E. (2023). Daily Climatic Data Better Explain the Radial Growth of Swiss Stone Pine (*Pinus cembra* L.) in High-Elevation Cliffs in the Carpathians. *Forests*, 14(7). <https://doi.org/10.3390/f14071411>.
275. *Jahrbücher der K. K. Central - Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus von Karl Kreil. II Band. Jahrgang, 1848-1849.* (1854).
276. Jakab, G., Pál, I., Silye, L., Sümegi, P., Tóth, A., Sümegi, B., Frink, J. P., Magyar, E. K., Kern, Z., & Benkő, E. (2023). Social Context of Late Medieval and Early Modern Deforestation Periods in the Apuseni Mountains (Romania) based on an Integrated Evaluation of Historical and Paleobotanical Records. *Environmental Archaeology*, 28(5), 345–366. <https://doi.org/10.1080/14614103.2021.1942744>.
277. Jakab, G., & Sümegi, P. (2010). Preliminary data on the bog surface wetness from the Sirok Nyírjes-tó peat bog, Mátra Mts, Hungary. *Central European Geology*, 53(1). <https://doi.org/10.1556/CEuGeol.53.2010.1.3>.
278. Jentsch, A., & White, P. (2019). A theory of pulse dynamics and disturbance in ecology. *Ecology*, 100(7), e02734. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/ecy.2734>.
279. Jiang, Y., Begović, K., Nogueira, J., Schurman, J. S., Svoboda, M., & Rydval, M. (2022). Impact of disturbance signatures on tree-ring width and blue intensity chronology structure and climatic signals in Carpathian Norway spruce. *Agricultural and Forest Meteorology*, 327. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2022.109236>.
280. Juez, C., Garijo, N., Nadal-Romero, E., & Vicente-Serrano, S. M. (2022). Wavelet analysis of hydro-climatic time-series and vegetation trends of the Upper Aragón catchment (Central Spanish Pyrenees). *Journal of Hydrology*, 614, 128584. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128584>.
281. Kaczka, R. J. (2004). Dendrochronologiczny zapis zmian klimatu od schyłku małej epoki lodowej (na przykładzie doliny Gąsienicowej). In A. Kotarba (Ed.), *Rola*

małej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr. Prace Geogr IGiPZ PAN 197.

282. Kaczka, R. J., Czajka, B., & Łajczak, A. (2015). The tree-ring growth responses to climate in the timberline ecotone of Babia Góra mountain. *Geographia Polonica*, 88(2), 163–176. <https://doi.org/10.7163/GPol.0022>.
283. Kalicki, T. (2000). Grain size of the overbank deposits as carriers of paleogeographical information. *Quaternary International*, 72(1), 107–114. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(00\)00026-4](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S1040-6182(00)00026-4).
284. Kapustová, V., Pánek, T., Hradecký, J., Zernitskaya, V., Hutchinson, S. M., Mulková, M., Sedláček, J., & Bajer, V. (2018). Peat bog and alluvial deposits reveal land degradation during 16th- and 17th-century colonisation of the Western Carpathians (Czech Republic). *Land Degradation and Development*, 29(4), 894–906. <https://doi.org/10.1002/ldr.2909>.
285. Karlik, M., Vancsik, A., Szalai, Z., Mîndrescu, M., Grădinaru, I., Vágási, S., Bozsó, G., & Fekete, J. (2021). Natural and anthropogenic impacts reflected by paleoclimate proxy parameters in a lake-forest system in Bukovina, Romania. *Hungarian Geographical Bulletin*, 70(4), 339–351. <https://doi.org/10.15201/HUNGEOBULL.70.4.4>.
286. Kata, T. (2024). Invisible Mountains? The Eastern and Southern Carpathians and their Environmental History (Fourteenth–Seventeenth Centuries). *Environment and History*, 0(0), 1–23. <https://doi.org/10.3828/whp.eh.63830915903578>.
287. Kaufman, D., McKay, N., Routson, C., Erb, M., Davis, B., Heiri, O., Jaccard, S., Tierney, J., Dätwyler, C., Axford, Y., Brussel, T., Cartapanis, O., Chase, B., Dawson, A., de Vernal, A., Engels, S., Jonkers, L., Marsicek, J., Moffa-Sánchez, P., ... Zhilich, S. (2020). A global database of Holocene paleotemperature records. *Scientific Data*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41597-020-0445-3>.
288. Kędra, M., & Szczepanek, R. (2019). Land cover transitions and changing climate conditions in the Polish Carpathians: Assessment and management implications. *Land Degradation and Development*, 30(9), 1040–1051. <https://doi.org/10.1002/ldr.3291>.
289. Kędzia, S. (2017). A record of climate changes over the past 200 years in slope morphodynamics and the cryosphere of the Tatra and Karkonosze Mountains [Zapis zmian klimatu w ostatnich 200 latach w morfodynamice stoków oraz kriosferze Tatr i Karkonoszy]. *Przegląd Geograficzny*, 89(3), 353–376. <https://doi.org/10.7163/PrzG.2017.3.1>
290. Kędzia, S., Hreško, J., & Bugár, G. (2023). Debris flow activity in the Slovak part of the High Tatras in the light of lichenometric dating. *Geographia Polonica*, 96(1). <https://doi.org/10.7163/GPol.0246>.

291. Kędzia, S., & Kotarba, A. (2018). The little ice age in the tatra mountains [La pequeña edad del hielo en los montes tatra]. *Geographical Research Letters*, 44(1), 47–67. <https://doi.org/10.18172/cig.3350>.
292. Kern, A. K., Harzhauser, M., Piller, W. E., Mandic, O., & Soliman, A. (2012). Strong evidence for the influence of solar cycles on a Late Miocene lake system revealed by biotic and abiotic proxies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 329–330, 124–136. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.02.023>.
293. Kern, Z., Nagavciuc, V., Hatvani, I. G., Hegyi, I. N., Loader, N. J., & Popa, I. (2023). Evaluation of the non-climatic (age-related) trends of stable oxygen and carbon isotopes in Swiss stone pine (*Pinus cembra* L.) tree rings from the Eastern Carpathians, Romania. *Dendrochronologia*, 78. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2023.126061>.
294. Kern, Z., Németh, A., Horoszné Gulyás, M., Popa, I., Levanič, T., & Hatvani, I. G. (2016). Natural proxy records of temperature- and hydroclimate variability with annual resolution from the Northern Balkan–Carpathian region for the past millennium – Review & recalibration. *Quaternary International*, 415, 109–125. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.012>.
295. Kern, Z., Patkó, M., Kázmér, M., Fekete, J., Kele, S., & Pályi, Z. (2013). Multiple tree-ring proxies (earlywood width, latewood width and $\delta^{13}\text{C}$) from pedunculate oak (*Quercus robur* L.), Hungary. *Quaternary International*, 293, 257–267. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.037>.
296. Kholiavchuk, D. (2022). Changes in the atmospheric circulation types over Western Ukraine in the 20th–21st centuries. *Visnyk Kyivskogo Nacionalnogo Universytetu Imeni Tarasa Shevchenka, Geografiya [Bulletin of Taras Shevchenko National University of Kyiv, Geography]*, 3/4(84/85), 39–45.
297. Kholiavchuk, D., & Cebulska, M. (2019). The highest monthly precipitation in the area of the Ukrainian and the Polish Carpathian Mountains in the period from 1984 to 2013. *Theoretical and Applied Climatology*, 138(3–4), 1615–1628. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02910-z>.
298. Kholiavchuk, D., Gurgiser, W., & Mayr, S. (2024). Carpathian Forests: Past and Recent Developments. *Forests*, 15(1). <https://doi.org/10.3390/f15010065>.
299. Kłapyta, P., Zasadni, J., Pociask-Karteczka, J., Gajda, A., & Franczak, P. (2016). Late Glacial and Holocene paleoenvironmental records in the Tatra Mountains, East-Central Europe, based on lake, peat bog and colluvial sedimentary data: A summary review. *Quaternary International*, 415, 126–144. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.049>.
300. Klippel, L., Büntgen, U., Konter, O., Kyncl, T., & Esper, J. (2020). Climate sensitivity of high- and low-elevation *Larix decidua* MXD chronologies from

- the Tatra Mountains. *Dendrochronologia*, 60.
<https://doi.org/10.1016/j.dendro.2020.125674>.
301. Kogălniceanu, M., Neculce, I., Costin, M., Ureche, G., Kogălniceanu, E., Canta, I., Costin, N., Amira, A., Gheorgachi, V., Mustea, N., & Uricarul, A. (1852). *Letopisiștile Țării Moldovii*. La toate libreriile.
302. Kołaczek, P., Buczek, K., Margielewski, W., Gałka, M., Rycerz, A., Woszczyk, M., Karpińska-Kołaczek, M., & Marcisz, K. (2021). Development and degradation of a submontane forest in the Beskid Wyspowy Mountains (Polish Western Carpathians) during the Holocene. *Holocene*, 31(11–12), 1716–1732. <https://doi.org/10.1177/09596836211033200>.
303. Kołaczek, P., Karpińska-Kołaczek, M., Marcisz, K., Gałka, M., & Lamentowicz, M. (2018). Palaeohydrology and the human impact on one of the largest raised bogs complex in the Western Carpathians (Central Europe) during the last two millennia. *Holocene*, 28(4), 595–608. <https://doi.org/10.1177/0959683617735587>.
304. Kolečka, N., & Kozak, J. (2019). Wall-to-Wall parcel-level mapping of agricultural land abandonment in the Polish Carpathians. *Land*, 8(9). <https://doi.org/10.3390/land8090129>.
305. Kolečka, N., Kozak, J., Kaim, D., Dobosz, M., Ostafin, K., Ostapowicz, K., Wężyk, P., & Price, B. (2017). Understanding farmland abandonment in the Polish Carpathians. *Applied Geography*, 88, 62–72. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2017.09.002>.
306. Kondracki J. (1978). *Karpaty*. Wydawnictwa Szkolne i Pedagogiczne.
307. Kotarba, A. (2006). The Little Ice Age in the High Tatra Mountains. *Studia Quaternaria*, 23.
308. Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3). <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>
309. Kovalchuk, I., Kravchuk, Y., Mykhnovych, A., & Pylypovych, O. (2012). Recent Landform Evolution in the Ukrainian Carpathians. In D. Lóczy, M. Stankoviansky, & A. Kotarba (Eds.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region* (pp. 177–204). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_8.
310. Kovats, R. S., Valentini, R., Bouwer, L. M., Georgopoulou, E., Jacob, D., Martin, E., Rounsevell, M., & Soussana, J. (2014). Europe. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, 1267–1326.
311. Kozak, J. (2003). Forest cover change in the Western Carpathians in the past 180 years: A case study in the Orawa region in Poland. *Mountain Research and*

- Development*, 23(4), 369–375. [https://doi.org/10.1659/0276-4741\(2003\)023\[0369:FCCITW\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1659/0276-4741(2003)023[0369:FCCITW]2.0.CO;2).
312. Kozak, J., Estreguil, C., & Vogt, P. (2007). Forest cover and pattern changes in the Carpathians over the last decades. *European Journal of Forest Research*, 126(1), 77–90. <https://doi.org/10.1007/s10342-006-0160-4>.
313. Kozak, J., Ostapowicz, K., Szablowska-Midor, A., & Widacki, W. (2004). Land abandonment in the Western Beskidy Mts and its environmental background. *Ekologia Bratislava*, 23(SUPPL. 1), 116–126.
314. Krivoruchko, K., & Gribov, A. (2019). Evaluation of empirical Bayesian kriging. *Spatial Statistics*, 32, 100368. <https://doi.org/10.1016/J.SPASTA.2019.100368>.
315. Krocak, R., Fidelus-Orzechowska, J., Bucala-Hrabia, A., & Bryndal, T. (2018). Land use and land cover changes in small Carpathian catchments between the mid-19 th and early 21 st centuries and their record on the land surface. *Journal of Mountain Science*, 15(12), 2561–2578. <https://doi.org/10.1007/s11629-018-5095-y>.
316. Kucsicsa, G., & Bălteanu, D. (2020). The influence of man-induced land-use change on the upper forest limit in the Romanian Carpathians. *European Journal of Forest Research*, 139(6), 893–914. <https://doi.org/10.1007/s10342-020-01293-5>.
317. Kucsicsa, G., & Bălteanu, D. (2023). The effects of biophysical and anthropogenic factors on the recent upper forest-cover upward shift in the Romanian Carpathians. *Journal of Vegetation Science*, 34(1). <https://doi.org/10.1111/jvs.13176>.
318. Kukulak, J. (2000). Sedimentary record of early wood burning in alluvium of mountain streams in the Bieszczady range, Polish Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 164(1–4), 167–175. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00183-8](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00183-8).
319. Kukulak, J. (2003). Impact of mediaeval agriculture on the alluvium in the San River headwaters (Polish Eastern Carpathians). *Catena*, 51(3–4). [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00165-0](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00165-0).
320. Kynal, O., & Kholiavchuk, D. (2016). Climate variability in the mountain river valleys of the Ukrainian Carpathians. *Quaternary International*, 415, 154–163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.053>.
321. Łajczak, A., & Spyt, B. (2018). Differentiation of vertical limit of forest at the Babia Góra mt., the western carpathian mountains. *Geographia Polonica*, 91(2), 217–241. <https://doi.org/10.7163/GPol.0118>.
322. Lamb, H. H. (2002). Climate, History and the Modern World. In *Climate, History and the Modern World*. <https://doi.org/10.4324/9780203433652>.

323. Lau, K. M., & Hengyi Weng. (1995). Climate signal detection using wavelet transform: how to make a time series sing. *Bulletin - American Meteorological Society*, 76(12). [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1995\)076<2391:CSDUWT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1995)076<2391:CSDUWT>2.0.CO;2).
324. Lavnyy, V., Mazepa, V. G., & Shyshkanynets, I. F. (2020). Radial increment of beech (*Fagus Sylvatica* L.) in the Ukrainian carpathians. *Forestry Ideas*, 26(2), 394–403.
325. Lehoczky, A., Szabó, B., Pongrácz, R., & Szentkirályi, F. (2016). Testing plant phenophase as proxy: Sensitivity analysis of first flowering data from the 19TH century. *Applied Ecology and Environmental Research*, 14(2), 213–233. https://doi.org/10.15666/aeer/1402_213233.
326. Lenton, T. M. (2021). Tipping points in the climate system. *Weather*, 76(10), 325–326. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/wea.4058>.
327. Lestienne, M., Jamrichová, E., Kuosmanen, N., Diaconu, A.-C., Schafstall, N., Goliáš, V., Kletetschka, G., Šulc, V., & Kuneš, P. (2023). Development of high diversity beech forest in the Eastern Carpathians. *Journal of Biogeography*, 50(4), 699–714. <https://doi.org/10.1111/jbi.14562>.
328. Levanič, T., Popa, I., Poljanšek, S., & Nechita, C. (2013). A 323-year long reconstruction of drought for SW Romania based on black pine (*Pinus Nigra*) tree-ring widths. *International Journal of Biometeorology*, 57(5). <https://doi.org/10.1007/s00484-012-0596-9>.
329. Liu, Y., Cai, Q., Song, H., An, Z., & Linderholm, H. W. (2011). Amplitudes, rates, periodicities and causes of temperature variations in the past 2485 years and future trends over the central-eastern Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 56(28), 2986. <https://doi.org/10.1007/s11434-011-4713-7>.
330. Ljungqvist, F. (2010). A Regional Approach to the Medieval Warm Period and the Little Ice Age. In *Climate Change and Variability*. <https://doi.org/10.5772/9798>.
331. Ljungqvist, F. C., Krusic, P. J., Sundqvist, H. S., Zorita, E., Brattström, G., & Frank, D. (2016). Northern Hemisphere hydroclimate variability over the past twelve centuries. *Nature*, 532(7597), 94–98. <https://doi.org/10.1038/nature17418>.
332. Ljungqvist, F. C., Seim, A., & Huhtamaa, H. (2021). Climate and society in European history. *WIREs Climate Change*, 12(2), e691. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/wcc.691>.
333. Lóczy, D., Stankoviansky, M., & Kotarba, A. (2012). Recent landform evolution: The Carpatho-Balkan-dinaric region. In *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region*. Springer Netherlands. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8>.

334. Longman, J., Ersek, V., Veres, D., & Salzmann, U. (2017). Detrital events and hydroclimate variability in the Romanian Carpathians during the mid-to-late Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 167, 78–95. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.04.029>.
335. Longman, J., Veres, D., Ersek, V., Haliuc, A., & Wennrich, V. (2019). Runoff events and related rainfall variability in the Southern Carpathians during the last 2000 years. *Scientific Reports*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-019-41855-1>.
336. Lüdecke, H. J., Hempelmann, A., & Weiss, C. O. (2013). Multi-periodic climate dynamics: Spectral analysis of long-term instrumental and proxy temperature records. *Climate of the Past*, 9(1), 447–452. <https://doi.org/10.5194/cp-9-447-2013>.
337. Lüdecke, H. J., Weiss, C. O., Zhao, X., & Feng, X. (2016). Centennial cycles observed in temperature data from Antarctica to Central Europe. *Polarforschung*, 85(2), 179–181. <https://doi.org/10.2312/polfor.2016.015>.
338. Lüdecke, H.-J., Weiss, C. O., & Hempelmann, A. (2015). Forcing of paleoclimate Paleoclimate forcing by the solar De Vries/Suess cycle Forcing of paleoclimate. *Clim. Past Discuss*, 11.
339. Lukasová, V., Vido, J., Škvareninová, J., Bičárová, S., Hlavatá, H., Borsányi, P., & Škvarenina, J. (2020). Autumn phenological response of european beech to summer drought and heat. *Water (Switzerland)*, 12(9). <https://doi.org/10.3390/w12092610>.
340. Luterbacher, J. (2001). The Late Maunder Minimum (1675–1715) — Climax of the ‘Little Ice Age’ in Europe. In *History and Climate*. https://doi.org/10.1007/978-1-4757-3365-5_3.
341. Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., & Wanner, H. (2004). European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303(5663), 1499–1503. <https://doi.org/10.1126/science.1093877>.
342. Luterbacher, J., Xoplaki, E., Küttel, M., Zorita, E., González-Rouco, J. F., Jones, P. D., Stössel, M., Rutishauser, T., Wanner, H., Wibig, J., & Przybylak, R. (2010). Climate change in Poland in the past centuries and its relationship to European climate: Evidence from reconstructions and coupled climate models. In *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3167-9_1.
343. Magyari, E., Buczkó, K., Jakab, G., Braun, M., Pál, Z., Karátson, D., & Pap, I. (2009). Palaeolimnology of the last crater lake in the Eastern Carpathian Mountains: A multiproxy study of Holocene hydrological changes. *Hydrobiologia*, 631(1). <https://doi.org/10.1007/s10750-009-9801-1>.

344. Magyari, E. K., Chapman, J. C., Passmore, D. G., Allen, J. R. M., Huntley, J. P., & Huntley, B. (2010). Holocene persistence of wooded steppe in the Great Hungarian Plain. *Journal of Biogeography*, 37(5). <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2009.02261.x>.
345. Magyari, E. K., Demény, A., Buczkó, K., Kern, Z., Vennemann, T., Fórizs, I., Vincze, I., Braun, M., Kovács, J. I., Udvardi, B., & Veres, D. (2013). A 13,600-year diatom oxygen isotope record from the South Carpathians (Romania): Reflection of winter conditions and possible links with North Atlantic circulation changes. *Quaternary International*, 293, 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.05.042>.
346. Magyari, E., Vincze, I., Orbán, I., Bíró, T., & Pál, I. (2018). Timing of major forest compositional changes and tree expansions in the Retezat Mts during the last 16,000 years. *Quaternary International*, 477, 40–58. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.054>.
347. Magyari-Sáska, Z. (2022). How the climate migrates. Case study for four locations in the Carpathian Basin. *Geographia Technica*, 17(2), 97–106. https://doi.org/10.21163/GT_2022.172.09.
348. Mangini, A., Spötl, C., & Verdes, P. (2005). Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3), 741–751. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.05.010>.
349. Mann, M. E. (2002a). Little Ice Age. The Earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change. In *Encyclopedia of Global Environmental Change* (Vol. 1).
350. Mann, M. E. (2002b). Medieval Climatic Optimum. In *Encyclopedia of global environmental change*.
351. Mann, M. E. (2013). Paleoclimate reconstruction. The Last Millennium. In S. A. Elias & C. J. Mock (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)* (pp. 229–236). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00015-7>
352. Mann, M. E., Steinman, B. A., & Miller, S. K. (2020). Absence of internal multidecadal and interdecadal oscillations in climate model simulations. *Nature Communications*. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-13823-w>
353. Mann, M. E., Zhang, Z., Rutherford, S., Bradley, R. S., Hughes, M. K., Shindell, D., Ammann, C., Faluvegi, G., & Ni, F. (2009). Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval climate anomaly. *Science*, 326(5957). <https://doi.org/10.1126/science.1177303>.
354. Marcott, S. A., Shakun, J. D., Clark, P. U., & Mix, A. C. (2013). A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years. *Science*, 339(6124). <https://doi.org/10.1126/science.1228026>.

355. Margielewski, W., Michczyński, A., & Obidowicz, A. (2010). Records of the middle - And Late Holocene palaeoenvironmental changes in the Pcim-Sucha landslide peat bogs (Beskid Makowski Mts., Polish Outer Carpathians). *Geochronometria*, 35(1), 11–23. <https://doi.org/10.2478/v10003-010-0009-1>.
356. Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S. L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M. I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J. B. R., Maycock, T. K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., Zhou, B., & (eds.). (2021). *AR6 PSB - IPCC: Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press. In Press., Sixth Assessment.
357. Mauri, A., Davis, B. A. S., Collins, P. M., & Kaplan, J. O. (2015). The climate of Europe during the Holocene: A gridded pollen-based reconstruction and its multi-proxy evaluation. *Quaternary Science Reviews*, 112. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.013>.
358. Meyer, B., Mezösi, G., Blanka, V., & Ladanyi, Z. (2015). Climate change and drought in the South of Carpathian basin and transboundary implications. *Drought: Research and Science-Policy Interfacing - Proceedings of the International Conference on Drought: Research and Science-Policy Interfacing*, 183–188. <https://doi.org/10.1201/b18077-31>.
359. Mezei, P., Blaženec, M., Grodzki, W., Škvarenina, J., & Jakuš, R. (2017). Influence of different forest protection strategies on spruce tree mortality during a bark beetle outbreak. *Annals of Forest Science*, 74(4). <https://doi.org/10.1007/s13595-017-0663-9>.
360. Mezei, P., Jakuš, R., Pennerstorfer, J., Havašová, M., Škvarenina, J., Ferenčík, J., Slivinský, J., Bičárová, S., Bilčík, D., Blaženec, M., & Netherer, S. (2017). Storms, temperature maxima and the Eurasian spruce bark beetle *Ips typographus*—An infernal trio in Norway spruce forests of the Central European High Tatra Mountains. *Agricultural and Forest Meteorology*, 242, 85–95. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2017.04.004>.
361. Micu, D. (2009). Snow pack in the Romanian Carpathians under changing climatic conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 105(1–2), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s00703-009-0035-6>.
362. Micu, D. M., Amihaesei, V. A., Milian, N., & Cheval, S. (2021). Recent changes in temperature and precipitation indices in the Southern Carpathians, Romania (1961–2018). *Theoretical and Applied Climatology*, 144(1–2), 691–710. <https://doi.org/10.1007/s00704-021-03560-w>.
363. Micu, D. M., Dumitrescu, A., Cheval, S., & Birsan, M.-V. (2015a). Geographical and Synoptic Controls on the Climate. In *Climate of the Romanian Carpathians: Variability and Trends* (pp. 57–72). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02886-6_6.

364. Micu, D. M., Dumitrescu, A., Cheval, S., & Birsan, M.-V. (2015b). Regional Climatic Patterns. In D. M. Micu, A. Dumitrescu, S. Cheval, & M.-V. Birsan (Eds.), *Climate of the Romanian Carpathians: Variability and Trends* (pp. 73–148). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-02886-6_7.
365. Micu, D. M., Dumitrescu, A., Cheval, S., Nita, I.-A., & Birsan, M.-V. (2021). Temperature changes and elevation-warming relationships in the Carpathian Mountains. *International Journal of Climatology*, *41*(3), 2154–2172. <https://doi.org/10.1002/joc.6952>.
366. Mihai, G., Alexandru, A. M., Stoica, E., & Birsan, M. V. (2021). Intraspecific growth response to the drought of *Abies alba* in the Southeastern Carpathians. *Forests*, *12*(4). <https://doi.org/10.3390/f12040387>.
367. Mîndrescu, M., Cristea, A. I., Hutchinson, S. M., Florescu, G., & Feurdean, A. (2013). Interdisciplinary investigations of the first reported laminated lacustrine sediments in Romania. *Quaternary International*, *293*. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.08.2105>.
368. Mîndrescu, M., Florescu, G., Grădinaru, I., & Haliuc, A. (2017). Lakes, lacustrine sediments, and palaeoenvironmental reconstructions. *Springer Geography*, *699–734*. https://doi.org/10.1007/978-3-319-32589-7_30.
369. Mindrescu, M., Petras, A., Py-Saragaglia, V., Brun, C., Grădinaru, I., Hodor, N., Roman, A.-N., & Danu, M. (2023). The complementary use of charcoal number and morphology to reconstruct fire history in a late Holocene peat sequence from NW Romania. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, *18*(1), 15–25. <https://doi.org/10.26471/cjees/2023/018/237>.
370. Misi, D., & Náfrádi, K. (2016). Possibility of identification of negative extreme climatic events using *Pinus sylvestris* tree-rings in Transdanubia, Hungary. *Dendrobiology*, *75*, 45–54. <https://doi.org/10.12657/denbio.075.005>.
371. Moberg, A., Sonechkin, D. M., Holmgren, K., Datsenko, M. H., & Karlén, W. (2005). Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, *433*(7026). <https://doi.org/10.1038/nature03265>.
372. Mock, C. J. (2013). Paleoclimate. Introduction. In S. A. Elias & C. J. Mock (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science (Second Edition)* (pp. 87–92). Elsevier. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53643-3.00005-4>.
373. Mohytych, V., Sułkowska, M., & Klisz, M. (2019). Reproduction of silver fir (*Abies alba* Mill) forests in the Ukrainian Carpathians. *Folia Forestalia Polonica, Series A*, *61*(2), 156–158. <https://doi.org/10.2478/ffp-2019-0015>.
374. Moldovan, O. T., Miko, L., Panaiotu, C., Roban, R.-D., Gașiorowski, M., Hercman, H., Orza, R., Kenesz, M., Mirea, I. C., Petculescu, A., Robu, M., & Constantin, S. (2022). Small Human Population Drastic Impact, as Inferred From Multi-

- Proxies of a Temporary Carpathian Lake. *Frontiers in Earth Science*, 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.856685>.
375. Montgomery, D. C., Peck, E. A., Vinning, G. G., & Ryan, A. G. (2013). Solutions Manual to Accompany: Introduction to Linear Regression Analysis. In *Technometrics* (Issue 2).
376. Moskal-del Hoyo, M. (2021). Open canopy forests of the loess regions of southern Poland: A review based on wood charcoal assemblages from Neolithic and Bronze Age archaeological sites. *Quaternary International*, 593–594, 204–223. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.11.013>.
377. Mudelsee, M. (2010). Climate Time Series Analysis: Classical Statistical and Bootstrap Methods. In *Climate Time Series Analysis* (Vol. 42, Issue i).
378. Mudelsee, M. (2019). Trend analysis of climate time series: A review of methods. In *Earth-Science Reviews* (Vol. 190). <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.12.005>.
379. Munteanu, C., Kuemmerle, T., Boltziar, M., Butsic, V., Gimmi, U., Halada, L., Kaim, D., Király, G., Konkoly-Gyuró, É., Kozak, J., Lieskovský, J., Mojses, M., Müller, D., Ostafin, K., Ostapowicz, K., Shandra, O., Štych, P., Walker, S., & Radeloff, V. C. (2014). Forest and agricultural land change in the Carpathian region-A meta-analysis of long-term patterns and drivers of change. *Land Use Policy*, 38, 685–697. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2014.01.012>.
380. Munteanu, C., Kuemmerle, T., Keuler, N. S., Müller, D., Balázs, P., Dobosz, M., Griffiths, P., Halada, L., Kaim, D., Király, G., Konkoly-Gyuró, T., Kozak, J., Lieskovsky, J., Ostafin, K., Ostapowicz, K., Shandra, O., & Radeloff, V. C. (2015). Legacies of 19th century land use shape contemporary forest cover. *Global Environmental Change*, 34, 83–94. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2015.06.015>.
381. Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M. F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F. J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T., Zhan, H., & Zhang, H. (2013). Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Supplementary Material to the IPCC Fifth Assessment Report. Chapter 8. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
382. Nagavciuc, V., Helle, G., Rădoane, M., Roibu, C.-C., Cotos, M.-G., & Ionita, M. (2024). A long-term drought reconstruction based on oxygen isotope tree ring data. *EGU sphere*, 2024, 1–22. <https://doi.org/10.5194/egusphere-2024-2144>.
383. Nagavciuc, V., Ionita, M., Perşoiu, A., Popa, I., Loader, N. J., & McCarroll, D. (2019). Stable oxygen isotopes in Romanian oak tree rings record summer

- droughts and associated large-scale circulation patterns over Europe. *Climate Dynamics*, 52(11), 6557–6568. <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4530-7>.
384. Nagavciuc, V., Kern, Z., Ionita, M., Hartl, C., Konter, O., Esper, J., & Popa, I. (2020). Climate signals in carbon and oxygen isotope ratios of *Pinus cembra* tree-ring cellulose from the Călimani Mountains, Romania. *International Journal of Climatology*, 40(5), 2539–2556. <https://doi.org/10.1002/joc.6349>.
385. Nagavciuc, V., Mursa, A., Ionita, M., Sfeclă, V., Popa, I., & Roibu, C.-C. (2023). An Overview of Extreme Years in *Quercus* sp. Tree Ring Records from the Northern Moldavian Plateau. *Forests*, 14(5). <https://doi.org/10.3390/f14050894>.
386. Nagavciuc, V., Roibu, C.-C., Ionita, M., Mursa, A., Cotos, M.-G., & Popa, I. (2019). Different climate response of three tree ring proxies of *Pinus sylvestris* from the Eastern Carpathians, Romania. *Dendrochronologia*, 54, 56–63. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2019.02.007>.
387. Nechita, C., Popa, I., & Eggertsson, Ó. (2017). Climate response of oak (*Quercus* spp.), an evidence of a bioclimatic boundary induced by the Carpathians. *Science of the Total Environment*, 599–600, 1598–1607. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.05.118>.
388. Niedźwiedź, T. (2003). Extreme precipitation events on the northern side of the Tatra Mountains. *Geographia Polonica*, 76(2), 15–23.
389. Niedźwiedź, T. (2004a). Rekonstrukcja warunków termicznych lata w Tatrach od 1550 roku. In A. Kotarba (Ed.), *Rola malej epoki lodowej w przekształcaniu środowiska przyrodniczego Tatr. Prace Geogr IGiPZ PAN 197*.
390. Niedźwiedź, T. (2004b). Rekonstrukcja warunków termicznych lata w Tatrach od roku 1550. *Prace Geograficzne IG i PZ PAN, 197*, 57–88.
391. Niedźwiedź, T. (2010). Summer temperatures in the Tatra Mountains during the Maunder Minimum (1645-1715). In *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. https://doi.org/10.1007/978-90-481-3167-9_19.
392. Niedźwiedź, T. (2012). Climate. In *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region*. Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_2.
393. NOAA/National Weather Service. (2023). *Northern Hemisphere Teleconnection Patterns*.
394. Oke, T. R. (1987). *Boundary Layer Climates* (2nd ed.). Routledge.
395. Oliver, J. E. (2005). Blocking. In J. E. Oliver (Ed.), *Encyclopedia of World Climatology* (pp. 167–168). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/1-4020-3266-8_31.

396. Oliver, J. E., & Yoshino, M. M. (1976). Climate in a Small Area: An Introduction to Local Meteorology. *Geographical Review*, 66(3). <https://doi.org/10.2307/213893>.
397. Onac, B. P., Constantin, S., Lundberg, J., & Lauritzen, S. E. (2002). Isotopic climate record in a Holocene stalagmite from Ursilor Cave (Romania). *Journal of Quaternary Science*, 17(4). <https://doi.org/10.1002/jqs.685>.
398. Onac, B. P., Forray, F. L., Wynn, J. G., & Giurgiu, A. M. (2014). Guano-derived $\delta^{13}\text{C}$ -based paleo-hydroclimate record from Gaura cu Musca Cave, SW Romania. *Environmental Earth Sciences*, 71(9). <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2789-x>.
399. Orbán, I., Birks, H. H., Vincze, I., Finsinger, W., Pál, I., Marinova, E., Jakab, G., Braun, M., Hubay, K., Bíró, T., & Magyari, E. K. (2018). Treeline and timberline dynamics on the northern and southern slopes of the Retezat Mountains (Romania) during the late glacial and the Holocene. *Quaternary International*, 477, 59–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.03.012>.
400. O'Reilly, C. H., Woollings, T., & Zanna, L. (2017). The Dynamical Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on Continental Climate. *Journal of Climate*, 30(18), 7213–7230. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0345.1>.
401. Ortega, P., Lehner, F., Swingedouw, D., Masson-Delmotte, V., Raible, C. C., Casado, M., & Yiou, P. (2015). A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature*, 523(7558), 71–74. <https://doi.org/10.1038/nature14518>.
402. Ortyl, B., & Kasprzyk, I. (2022). Land abandonment and restoration in the Polish Carpathians after accession to the European Union. *Environmental Science and Policy*, 132, 160–170. <https://doi.org/10.1016/j.envsci.2022.02.026>.
403. Osborn, T. J., Jones, P. D., Lister, D. H., Morice, C. P., Simpson, I. R., Winn, J. P., Hogan, E., & Harris, I. C. (2021). Land Surface Air Temperature Variations Across the Globe Updated to 2019: The CRUTEM5 Data Set. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 126(2), e2019JD032352. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2019JD032352>.
404. Palutikof, J. (2003). Analysis of Mediterranean Climate Data: Measured and Modelled. In H.-J. Bolle (Ed.), *Mediterranean Climate: Variability and Trends* (pp. 125–132). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-642-55657-9_6.
405. Panait, A., Diaconu, A., Galka, M., Grindean, R., Hutchinson, S. M., Hickler, T., Lamentowicz, M., Mulch, A., Tanțau, I., Werner, C., & Feurdean, A. (2017). Hydrological conditions and carbon accumulation rates reconstructed from a mountain raised bog in the Carpathians: A multi-proxy approach. *Catena*, 152, 57–68. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.023>.

406. Pánek, T., Smolková, V., Hradecký, J., Sedláček, J., Zernitskaya, V., Kadlec, J., Pazdur, A., & Řehánek, T. (2013). Late-Holocene evolution of a floodplain impounded by the Smrdutá landslide, Carpathian Mountains (Czech Republic). *Holocene*, *23*(2), 218–229. <https://doi.org/10.1177/0959683612455539>.
407. Pánek, T., Smolková, V., Hradecký, J., & Šilhán, K. (2009). Late holocene evolution of landslides in the frontal part of the magura nappe: Hlavatá ridge, moravian-silesian beskids (Czech Republic). *Moravian Geographical Reports*, *17*(4).
408. Parding, K., Olseth, J. A., Liepert, B. G., & Dagestad, K.-F. (2016). Influence of atmospheric circulation patterns on local cloud and solar variability in Bergen, Norway. *Theoretical and Applied Climatology*, *125*(3–4), 625–639. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1517-8>.
409. Páscoa, P., Gouveia, C. M., Russo, A. C., Bojariu, R., Vicente-Serrano, S. M., & Trigo, R. M. (2020). Drought impacts on vegetation in southeastern Europe. *Remote Sensing*, *12*(13). <https://doi.org/10.3390/rs12132156>.
410. Pató, Z. A., Standovár, T., Gałka, M., Jakab, G., Molnár, M., Szmorad, F., & Magyari, E. (2020). Exposure matters: Forest dynamics reveal an early Holocene conifer refugium on a north facing slope in Central Europe. *Holocene*, *30*(12), 1833–1848. <https://doi.org/10.1177/0959683620950452>.
411. Pauling, A., Luterbacher, J., Casty, C., & Wanner, H. (2006). Five Hundred Years of Gridded High-Resolution Precipitation Reconstructions over Europe and the Connection to Large-Scale Circulation. *Climate Dynamics*, *26*, 387–405. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0090-8>.
412. Pavlović, R., Čalić, J., Djurović, P., Trivić, B., & Jemcov, I. (2012). Recent Landform Evolution in Serbia. In D. Lóczy, M. Stankoviansky, & A. Kotarba (Eds.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region* (pp. 345–375). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_13.
413. Pawlik, Ł., Okupny, D., Kroh, P., Cybul, P., Stachowicz-Rybka, R., & Sady-Bugajska, A. (2022). Changing natural conditions and their impact on the Mt. Śnieżnica landscape, Outer Western Carpathians – Reconstruction of the Holocene environment based on geochemical indices and radiocarbon dating. *Science of the Total Environment*, *850*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.158066>.
414. Pellicone, G., Caloiero, T., Modica, G., & Guagliardi, I. (2018). Application of several spatial interpolation techniques to monthly rainfall data in the Calabria region (southern Italy). *International Journal of Climatology*, *38*(9), 3651–3666. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.5525>.
415. Pepin, N., Bradley, R. S., Diaz, H. F., Baraer, M., Caceres, E. B., Forsythe, N., Fowler, H., Greenwood, G., Hashmi, M. Z., Liu, X. D., Miller, J. R., Ning, L.,

- Ohmura, A., Palazzi, E., Rangwala, I., Schöner, W., Severskiy, I., Shahgedanova, M., Wang, M. B., ... Group, M. R. I. E. D. W. W. (2015). Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. *Nature Climate Change*, 5(5), 424–430. <https://doi.org/10.1038/nclimate2563>.
416. Pepin, N. C., Arnone, E., Gobiet, A., Haslinger, K., Kotlarski, S., Notarnicola, C., Palazzi, E., Seibert, P., Serafin, S., Schöner, W., Terzago, S., Thornton, J. M., Vuille, M., & Adler, C. (2022). Climate Changes and Their Elevational Patterns in the Mountains of the World. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 60, Issue 1). <https://doi.org/10.1029/2020RG000730>.
417. Persoiu, A., Ionita, M., & Weiss, H. (2019). Atmospheric blocking induced by the strengthened Siberian High led to drying in west Asia during the 4.2 ka BP event—a hypothesis. *Climate of the Past*, 15(2), 781–793. <https://doi.org/10.5194/cp-15-781-2019>.
418. Perşoiu, A., Onac, B. P., Wynn, J. G., Blaauw, M., Ionita, M., & Hansson, M. (2017). Holocene winter climate variability in Central and Eastern Europe. *Scientific Reports*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-01397-w>.
419. Perşoiu, I., & Perşoiu, A. (2019). Flood events in Transylvania during the Medieval Warm Period and the Little Ice Age. *Holocene*, 29(1). <https://doi.org/10.1177/0959683618804632>.
420. Peters, M., Friedmann, A., Stojakowits, P., & Metzner-Nebelsick, C. (2020). Holocene vegetation history and environmental change in the Lăpuş Mountains, north-west Romania. *Palynology*, 44(3), 441–452. <https://doi.org/10.1080/01916122.2019.1615567>.
421. Petres, S., Réka, K., Keresztesi, Á., Ghita, G., Ilie, M., & Deak, G. (2017). Comparative study of air temperature evolution in the Ciuc depression. *Ecoterra - Journal of Environmental Research and Protection*, 14.
422. Petrik, P., Petek-Petrik, A., Konôpková, A., Fleischer, P., Stojnic, S., Zavadilova, I., & Kurjak, D. (2023). Seasonality of PSII thermostability and water use efficiency of in situ mountainous Norway spruce (*Picea abies*). *Journal of Forestry Research*, 34(1), 197–208. <https://doi.org/10.1007/s11676-022-01476-3>.
423. Pfeifroth, U., Kothe, S., Trentmann, J., Hollmann, R., Fuchs, P., Kaiser, J., & Werscheck, M. (2019). *Surface Radiation Data Set - Heliosat (SARAH) - Edition 2.1*. Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF). https://doi.org/10.5676/EUM_SAF_CM/SARAH/V002_01.
424. Pfister, C., & Wanner, H. (2021). *Climate and society in Europe: The Last Thousand Years*. Haupt Verlag.
425. Phillips, J. D. (2021). The perfect landscape. *Landscape Evolution*, 269–299. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821725-2.00009-0>.

426. Pinault, J.-L. (2020). Resonant Forcing of the Climate System in Subharmonic Modes. *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(1). <https://doi.org/10.3390/jmse8010060>.
427. Pollock, D. (1999). Smoothing with Cubic Splines. *Handbook of Time Series Analysis, Signal Processing, and Dynamics*. <https://doi.org/10.1016/B978-012560990-6/50013-0>.
428. Popa, I., & Bouriaud, O. (2014). Reconstruction of summer temperatures in Eastern Carpathian Mountains (Rodna Mts, Romania) back to AD 1460 from tree-rings. *International Journal of Climatology*, 34(3), 871–880. <https://doi.org/10.1002/joc.3730>.
429. Popa, I., & Cheval, S. (2007). Early Winter Temperature Reconstruction of Sinaia Area (Romania) Derived From Tree-Rings of Silver Fir (Abies Alba Mill.). *Romanian Journal of Meteorology*, 9(1).
430. Popa, I., & Kern, Z. (2009). Long-term summer temperature reconstruction inferred from tree-ring records from the Eastern Carpathians. *Climate Dynamics*, 32(7–8), 1107–1117. <https://doi.org/10.1007/s00382-008-0439-x>.
431. Popa, I., Nechita, C., & Hofgaard, A. (2017). Stand structure, recruitment and growth dynamics in mixed subalpine spruce and Swiss stone pine forests in the Eastern Carpathians. *Science of the Total Environment*, 598, 1050–1057. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.04.169>.
432. Popescu, R., & Sofletea, N. (2020). Spring and autumn phenology in sub-mesothermal beech stands from the southwestern extremity of the Carpathians. *Notulae Botanicae Horti Agrobotanici Cluj-Napoca*, 48(2), 1057–1069. <https://doi.org/10.15835/nbha48211897>.
433. Power, H. C. (2003). Trends in solar radiation over Germany and an assessment of the role of aerosols and sunshine duration. *Theoretical and Applied Climatology*, 76(1–2), 47–63. <https://doi.org/10.1007/s00704-003-0005-8>.
434. Prăvălie, R., Sîrodoev, I., Nita, I.-A., Patriche, C., Dumitrașcu, M., Roșca, B., Tișcovschi, A., Bandoc, G., Săvulescu, I., Mănoiu, V., & Birsan, M.-V. (2022). NDVI-based ecological dynamics of forest vegetation and its relationship to climate change in Romania during 1987–2018. *Ecological Indicators*, 136. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2022.108629>.
435. Primicia, I., Camarero, J. J., Janda, P., Čada, V., Morrissey, R. C., Trotsiuk, V., Bače, R., Teodosiu, M., & Svoboda, M. (2015). Age, competition, disturbance and elevation effects on tree and stand growth response of primary Picea abies forest to climate. *Forest Ecology and Management*, 354, 77–86. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2015.06.034>.
436. Przybylak, R., Majorowicz, J., Wójcik, G., Zielski, A., Chorążyczewski, W., Marciniak, K., Nowosad, W., Oliński, P., & Syta, K. (2005). Temperature

- changes in Poland from the 16th to the 20th centuries. *International Journal of Climatology*, 25(6). <https://doi.org/10.1002/joc.1149>.
437. Rácz, L. (2020). Carpathian basin – the winner of the Little Ice Age climate changes: long-term time-series analysis of grain, grape and hay harvests between 1500 and 1850. *Economic- and Ecohistory*, XVI(16), 81–96.
438. Rácz, L., & Campbell, A. (2013). The late mMiddle Ages saddle ages. In *The Steppe to Europe* (pp. 83–124). White Horse Press. <http://www.jstor.org/stable/j.ctv289dvdb.6>.
439. Rączkowska, Z., Łajczak, A., Margielewski, W., & Święchowicz, J. (2012). Recent Landform Evolution in the Polish Carpathians. In D. Lóczy, M. Stankoviansky, & A. Kotarba (Eds.), *Recent Landform Evolution: The Carpatho-Balkan-Dinaric Region* (pp. 47–101). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2448-8_5.
440. Rădoane, M., Chiriloaei, F., Sava, T., Nechita, C., Rădoane, N., & Gâza, O. (2019). Holocene fluvial history of Romanian Carpathian rivers. *Quaternary International*, 527. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.11.014>
441. Rădoane, M., Nechita, C., Chiriloaei, F., Rădoane, N., Popa, I., Roibu, C., & Robu, D. (2015). Late Holocene fluvial activity and correlations with dendrochronology of subfossil trunks: Case studies of northeastern Romania. *Geomorphology*, 239, 142–159. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.036>.
442. Raible, C. C., Brönnimann, S., Auchmann, R., Brohan, P., Frölicher, T. L., Graf, H.-F., Jones, P., Luterbacher, J., Muthers, S., Neukom, R., Robock, A., Self, S., Sudrajat, A., Timmreck, C., & Wegmann, M. (2016). Tambora 1815 as a test case for high impact volcanic eruptions: Earth system effects. *WIREs Climate Change*, 7(4), 569–589. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/wcc.407>.
443. Ramankutty, N. (2012). *Global Cropland and Pasture Data from 1700–2007*. LUGE (Land Use and the Global Environment) Laboratory, Department of Geography, McGill University.
444. Ravazzi, C. (2002). Late Quaternary history of spruce in southern Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120(1–2), 131–177. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(01\)00149-X](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(01)00149-X).
445. Recent developments of historical climatology in Central, Eastern, and Southern Europe. (2020). *Past Global Changes Magazine*, 28(2). <https://doi.org/10.22498/pages.28.2.36>.
446. Rimbu, N., Stefan, S., & Necula, C. (2015). The variability of winter high temperature extremes in Romania and its relationship with large-scale atmospheric circulation. *Theoretical and Applied Climatology*, 121(1–2). <https://doi.org/10.1007/s00704-014-1219-7>.

447. Roibu, C. C., Nagavciuc, V., Ionita, M., Popa, I., Horodnic, S. A., Mursa, A., & Büntgen, U. (2022). A tree ring-based hydroclimate reconstruction for eastern Europe reveals large-scale teleconnection patterns. *Climate Dynamics*, *59*(9–10). <https://doi.org/10.1007/s00382-022-06255-8>.
448. Roleček, J., Dřevojan, P., Iakushenko, D., & Hájek, M. (2022). Tall herb-rich steppe in the peri-Carpathian region of Ukraine and Romania. *Phytocoenologia*, *51*(2). <https://doi.org/10.1127/phyto/2021/0388>.
449. Romero, H., & J., L. and. (2023). IPCC, 2023: Climate Change 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, IPCC, Geneva, Switzerland*.
450. Ronikier, M. (2011). Biogeography of high-mountain plants in the Carpathians: An emerging phylogeographical perspective. In *Taxon* (Vol. 60, Issue 2). <https://doi.org/10.1002/tax.602008>.
451. Ruckstuhl, C., & Norris, J. R. (2009). How do aerosol histories affect solar “dimming” and “brightening” over Europe?: IPCC-AR4 models versus observations. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *114*(6). <https://doi.org/10.1029/2008JD011066>.
452. Ruiz-Barradas, A., Nigam, S., & Kavvada, A. (2013). The Atlantic Multidecadal Oscillation in twentieth century climate simulations: Uneven progress from CMIP3 to CMIP5. *Climate Dynamics*, *41*(11–12). <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1810-0>.
453. Rybníčková, E., & Rybníček, K. (2006). Pollen and macroscopic analyses of sediments from two lakes in the High Tatra mountains, Slovakia. *Vegetation History and Archaeobotany*, *15*(4), 345–356. <https://doi.org/10.1007/s00334-006-0050-1>.
454. Rydval, M., Druckenbrod, D., Anchukaitis, K. J., & Wilson, R. (2016). Detection and removal of disturbance trends in tree-ring series for dendroclimatology. *Canadian Journal of Forest Research*, *46*(3), 387–401. <https://doi.org/10.1139/cjfr-2015-0366>.
455. Sábitz, J., Pongrácz, R., & Bartholy, J. (2014). Estimated changes of drought tendency in the carpathian basin. *Hungarian Geographical Bulletin*, *63*(4), 365–378. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.63.4.1>.
456. Sato, A., Vitullo, M., & Gschwantner, T. (2019). Chapter 8 Settlements - 2019 Refinement to the 2006 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories. *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*.
457. Saulnier, M., Schurman, J., Vostarek, O., Rydval, M., Pettit, J., Trotsiuk, V., Janda, P., Bače, R., Björklund, J., & Svoboda, M. (2020). Climatic drivers of *Picea* growth differ during recruitment and interact with disturbance severity to

- influence rates of canopy replacement. *Agricultural and Forest Meteorology*, 287. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2020.107981/>.
458. Sayre, R. (2014). A New Map of Global Ecological Land Units – An Ecophysiographic Stratification Approach. *A New Map of Global Ecological Land Units – An Ecophysiographic Stratification Approach*.
459. Sayre, R., Frye, C., Karagulle, D., Krauer, J., Breyer, S., Aniello, P., Wright, D. J., Payne, D., Adler, C., Warner, H., Vansistine, D. P., & Cress, J. (2018). A new high-resolution map of world mountains and an online tool for visualizing and comparing characterizations of global mountain distributions. *Mountain Research and Development*, 38(3). <https://doi.org/10.1659/MRD-JOURNAL-D-17-00107.1>.
460. Sayre, R., Karagulle, D., Frye, C., Boucher, T., Wolff, N. H., Breyer, S., Wright, D., Martin, M., Butler, K., Van Graafeiland, K., Touval, J., Sotomayor, L., McGowan, J., Game, E. T., & Possingham, H. (2020). An assessment of the representation of ecosystems in global protected areas using new maps of World Climate Regions and World Ecosystems. *Global Ecology and Conservation*, 21. <https://doi.org/10.1016/j.gecco.2019.e00860>.
461. Schieber, B., Kubov, M., & Janík, R. (2017). Effects of climate warming on vegetative phenology of the common beech *Fagus sylvatica* in a submontane forest of the Western Carpathians: Two-decade analysis. *Polish Journal of Ecology*, 65(3), 339–351. <https://doi.org/10.3161/15052249PJE2017.65.3.003>.
462. Schmutz Werner K. (2021). Changes in the Total Solar Irradiance and climatic effects. *J. Space Weather Space Clim.*, 11, 40. <https://doi.org/10.1051/swsc/2021016>.
463. Schnitchen, C., Charman, D. J., Magyari, E., Braun, M., Grigorszky, I., Tóthmérész, B., Molnár, M., & Szántó, Zs. (2006). Reconstructing hydrological variability from testate amoebae analysis in Carpathian peatlands. *Journal of Paleolimnology*, 36(1), 1–17. <https://doi.org/10.1007/s10933-006-0001-y>.
464. Schnitchen, C., Magyari, E., Tóthmérész, B., Grigorszky, I., & Braun, M. (2003). Micropaleontological observations on a Sphagnum bog in East Carpathian region - Testate amoebae (Rhizopoda: Testacea) and their potential use for reconstruction of micro- and macroclimatic changes. *Hydrobiologia*, 506–509. <https://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000008553.82554.c2>.
465. Schurman, J. S., Babst, F., Björklund, J., Rydval, M., Bače, R., Čada, V., Janda, P., Mikolas, M., Saulnier, M., Trotsiuk, V., & Svoboda, M. (2019). The climatic drivers of primary *Picea* forest growth along the Carpathian arc are changing under rising temperatures. *Global Change Biology*, 25(9), 3136–3150. <https://doi.org/10.1111/gcb.14721>.

466. Seip, K. L., Grøn, Ø., & Wang, H. (2019). The North Atlantic oscillations: Cycle times for the NAO, the AMO and the AMOC. *Climate*, 7(3). <https://doi.org/10.3390/cli7030043>.
467. Sfică, L., Nicuriuc, I., & Niță, A. (2019). Boundary Layer Temperature Stratification as Result of Atmospheric Circulation Within the Western Side of Braşov Depression. *2019 "Air and Water – Components of the Environment" Conference Proceedings*, 53–64.
468. Shumway, R. H., & Stoffer, D. S. (2016). Time series analysis and its applications With R Examples EZ Edition. In *Springer Texts in Statistics EZ Edition*.
469. Shvidenko, A., Buksha, I., Krakovska, S., & Lakyda, P. (2017). Vulnerability of Ukrainian forests to climate change. *Sustainability (Switzerland)*, 9(7). <https://doi.org/10.3390/su9071152>.
470. Sidor, C. G., Popa, I., Vlad, R., & Cherubini, P. (2015). Different tree-ring responses of Norway spruce to air temperature across an altitudinal gradient in the Eastern Carpathians (Romania). *Trees - Structure and Function*, 29(4), 985–997. <https://doi.org/10.1007/s00468-015-1178-3>.
471. Sigl, M., McConnell, J., Toohey, M., Plunkett, G., Ludlow, F., Winstrup, M., Kipfstuhl, S., & Motizuki, Y. (2015). The history of volcanic eruptions since Roman times. *Past Global Change Magazine*, 23(2). <https://doi.org/10.22498/pages.23.2.48>.
472. Sigl, M., Winstrup, M., McConnell, J. R., Welten, K. C., Plunkett, G., Ludlow, F., Büntgen, U., Caffee, M., Chellman, N., Dahl-Jensen, D., Fischer, H., Kipfstuhl, S., Kostick, C., Maselli, O. J., Mekhaldi, F., Mulvaney, R., Muscheler, R., Pasteris, D. R., Pilcher, J. R., ... Woodruff, T. E. (2015). Timing and climate forcing of volcanic eruptions for the past 2,500 years. *Nature*, 523(7562). <https://doi.org/10.1038/nature14565>.
473. Siklósy, Z., Demény, A., Szenthe, I., Leél-Ossy, S., Pilet, S., Lin, Y., & Shen, C.-C. (2009). Reconstruction of climate variation for the last millennium in the Bükk Mountains, northeast Hungary, from a stalagmite record. *Idojaras*, 113(4), 245–263.
474. Šilhán, K., Tichavský, R., Škarpich, V., Břežný, M., & Stoffel, M. (2018). Regional, tree-ring based chronology of landslides in the Outer Western Carpathians. *Geomorphology*, 321, 33–44. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.08.023>.
475. Simon, C., Kis, A., & Torma, C. Z. (2023). Temperature characteristics over the Carpathian Basin-projected changes of climate indices at regional and local scale based on bias-adjusted CORDEX simulations. *International Journal of Climatology*, 43(8), 3552–3569. <https://doi.org/10.1002/joc.8045>.
476. Šimová, A., Pánek, T., Gałka, M., Zernitskaya, V., Hájková, P., Brodská, H., Jamrichová, E., & Hájek, M. (2019). Landslides increased Holocene habitat

- diversity on a flysch bedrock in the Western Carpathians. *Quaternary Science Reviews*, 219. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.009>.
477. Sitko, I., & Troll, M. (2008). Timberline changes in relation to summer farming in the Western Chornohora (Ukrainian Carpathians). *Mountain Research and Development*, 28(3–4). <https://doi.org/10.1659/mrd.0963>.
478. Skoczyła-Śniaz, S., & Alexandrowicz, W. P. (2022). Application of malacological analysis to reconstruction of regional and local environmental changes: the Cisowa Skala locality (the Carpathians, Southern Poland). *Geological Quarterly*, 66(1). <https://doi.org/10.7306/gq.1637>.
479. Skrynyk, O., & Błażejczyk, K. (2021). Influence of atmospheric circulation on precipitation in Tatra and Chornohora Mts. [Wpływ cyrkulacji atmosferycznej na opady w Tatrach oraz Czarnohorze]. *Przegląd Geograficzny*, 93(1), 43–58. <https://doi.org/10.7163/PrzG.2021.1.3>.
480. Sobala, M. (2022). Determinants of marginal area reforestation in the Western Carpathians in the light of consecutive aerial photographs. *Applied Geomatics*, 14(2), 135–145. <https://doi.org/10.1007/s12518-022-00418-2>.
481. Sobala, M., Rahmonov, O., & Myga-Piatek, U. (2017). Historical and contemporary forest ecosystem changes in the Beskid mountains (Southern Poland) between 1848 and 2014. *IForest*, 10(6), 939–947. <https://doi.org/10.3832/ifor2418-010>.
482. Sochová, I., Kolář, T., Árvai, M., Bošela, M., Čufar, K., Kern, Z., Kyncl, J., Marčíš, P., Mészáros, I., Morgós, A., Mursa, A., Popa, A., Roibu, C.-C., Sopushynskyy, I., & Rybníček, M. (2024). The palaeoclimatic potential of recent oak tree-ring width chronologies from Southwest Ukraine. *Dendrochronologia*, 84, 126168. <https://doi.org/10.1016/j.dendro.2024.126168>.
483. Sochová, I., Kolár, T., & Rybníček, M. (2021). A Review of Oak Dendrochronology in Eastern Europe. *Tree-Ring Research*, 77(1). <https://doi.org/10.3959/TRR2020-2>.
484. Solanki, S. K., Usoskin, I. G., Kromer, B., Schüssler, M., & Beer, J. (2004). Unusual activity of the Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 431(7012). <https://doi.org/10.1038/nature02995>.
485. Spinoni, J., Antofie, T., Barbosa, P., Bihari, Z., Lakatos, M., Szalai, S., Szentimrey, T., & Vogt, J. (2013). An overview of drought events in the Carpathian Region in 1961–2010. *Advances in Science and Research*, 10(1), 21–32. <https://doi.org/10.5194/asr-10-21-2013>.
486. Spinoni, J., Vogt, J., & Barbosa, P. (2015). European degree-day climatologies and trends for the period 1951–2011. *International Journal of Climatology*, 35(1), 25–36. <https://doi.org/10.1002/joc.3959>.

487. Sproull, G. J., Bukowski, M., McNutt, N., Zwijacz-Kozica, T., & Szwagrzyk, J. (2017). Landscape-level spruce mortality patterns and topographic forecasters of bark beetle outbreaks in managed and unmanaged forests of the Tatra Mountains. *Polish Journal of Ecology*, *65*(1), 24–37. <https://doi.org/10.3161/15052249PJE2017.65.1.003>.
488. Stacke, V., Pánek, T., & Sedláček, J. (2014). Late Holocene evolution of the Bečva River floodplain (Outer Western Carpathians, Czech Republic). *Geomorphology*, *206*. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.10.015>.
489. Starkel, L. (2005). Holocene alluviation in submontane depressions. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, SUPPL. 7*, 25–31.
490. Starkel, L., Michczyńska, D. J., Krapiec, M., Margielewski, W., Nalepka, D., & Pazdur, A. (2013). Progress in the holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria*, *40*(1). <https://doi.org/10.2478/s13386-012-0024-2>.
491. Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkilä, U., Kubik, P. W., Mann, M., McCracken, K. G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., & Wilhelms, F. (2012). 9,400 Years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, *109*(16). <https://doi.org/10.1073/pnas.1118965109>.
492. Steinhilber, F., & Beer, J. (2013). Prediction of solar activity for the next 500 years. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, *118*(5), 1861–1867. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/jgra.50210>.
493. Storch, H. Von, & Zwiers, F. W. (1999). The Statistical Description and Understanding of Climate. *Statistical Analysis in Climate Research*.
494. Strachan, I. B. (2003). World Survey of Climatology, General Climatology 1C: Classification of Climates. *Agricultural and Forest Meteorology*, *115*(3–4). [https://doi.org/10.1016/s0168-1923\(02\)00230-7](https://doi.org/10.1016/s0168-1923(02)00230-7).
495. Sümeği, P., Jakab, G., Majkut, P., Törocsik, T., & Zatykó, C. (2009). Middle age paleoecological and paleoclimatological reconstruction in the Carpathian Basin. *Idojaras*, *113*(4), 265–298.
496. Sümeği, P., Persaits, G., & Gulyás, S. (2012). Woodland-Grassland ecotonal shifts in environmental mosaics: Lessons learnt from the environmental history of the carpathian basin (Central Europe) during the holocene and the last ice age based on investigation of paleobotanical and mollusk remains. In *Ecotones Between Forest and Grassland* (Vol. 9781461437970). https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3797-0_2
497. Sun, W., Liu, J., Gao, C., & Chen, M. (2021). Response of temperature in different latitudes of the Northern Hemisphere to volcanic eruptions during the past

- 2000 years. *Kexue Tongbao/Chinese Science Bulletin*, 66(24).
<https://doi.org/10.1360/TB-2020-1045>.
498. Sušelj, K., & Bergant, K. (2006). Mediterranean oscillation index. *Geophysical Research Abstracts*, 8(1).
499. Sutton, R. T., & Hodson, D. L. R. (2005). Ocean science: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, 309(5731).
<https://doi.org/10.1126/science.1109496>
500. Szabó, Z., Buczkó, K., Haliuc, A., Pál, I., L. Korponai, J., Begy, R.-C., Veres, D., Luoto, T. P., Zsigmond, A. R., & Magyari, E. K. (2020). Ecosystem shift of a mountain lake under climate and human pressure: A move out from the safe operating space. *Science of the Total Environment*, 743.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140584>
501. Szabó, Z., Buczkó, K., Korponai, J. L., Luoto, T., Begy, R.-C., Haliuc, A., Veres, D., Hamerlík, L., Csorba, R., Zsigmond, A. R., Darabos, G., Méhes, N., Kövér, C., & Magyari, E. K. (2024). Two chironomid-inferred mean July air temperature reconstructions in the South Carpathian Mountains over the last 2000 years. *The Holocene*, 34(7), 987–1004.
<https://doi.org/10.1177/09596836241236353>
502. Tămaş, T., Onac, B. P., & Bojar, A. V. (2005). Lateglacial-Middle Holocene stable isotope records in two coeval stalagmites from the Bihor Mountains, NW Romania. *Geological Quarterly*, 49(2).
503. Tanţău, I., Feurdean, A., de Beaulieu, J.-L., Reille, M., & Fărcaş, S. (2011). Holocene vegetation history in the upper forest belt of the Eastern Romanian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309(3–4), 281–290. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.06.011>
504. Tanţău, I., Feurdean, A., De Beaulieu, J.-L., Reille, M., & Fărcaş, S. (2014). Vegetation sensitivity to climate changes and human impact in the Harghita Mountains (Eastern Romanian Carpathians) over the past 15 000 years. *Journal of Quaternary Science*, 29(2), 141–152.
<https://doi.org/10.1002/jqs.2688>
505. Tanţău, I., Geantă, A., Feurdean, A., & Tămaş, T. (2014). Pollen analysis from a high altitude site in Rodna Mountains (Romania). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 9(2), 23–30.
506. Tapody, R. O., Sümegi, P., Molnár, D., Karlik, M., Töröcsik, T., Cseh, P., & Makó, L. (2021). Sedimentological-geochemical data based reconstruction of climate changes and human impacts from the peat sequence of round lake in the western foothill area of the Eastern Carpathians, Romania. *Quaternary*, 4(2).
<https://doi.org/10.3390/quat4020018>

507. Temperate midlatitudes. (2005). In *The Ecozones of the World: The Ecological Divisions of the Geosphere* (pp. 103–122). Springer Berlin Heidelberg. https://doi.org/10.1007/3-540-28527-X_9
508. Teodosiu, M., Mihai, G., Fussi, B., & Ciocîrlan, E. (2019). Genetic diversity and structure of silver fir (*Abies alba* mill.) at the south-eastern limit of its distribution range. *Annals of Forest Research*, 62(2), 139–156. <https://doi.org/10.15287/afr.2019.1436>
509. Tlapáková, L., Pánek, T., & Horáčková. (2021). Holocene fluvial terraces reveal landscape changes in the headwater streams of the Moravskoslezské Beskydy Mountains, Czechia. *Geomorphology*, 377. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107589>
510. Tomozeiu, R., Busuioc, A., & Stefan, S. (2002). Changes in seasonal mean maximum air temperature in Romania and their connection with large-scale circulation. *International Journal of Climatology*, 22(10), 1181–1196. <https://doi.org/https://doi.org/10.1002/joc.785>
511. Tóth, M., Heiri, O., Vincze, I., Braun, M., Szabó, Z., & Magyari, E. K. (2022). Limnological changes and chironomid-inferred summer air temperature from the Late Pleniglacial to the Early Holocene in the East Carpathians. *Quaternary Research (United States)*, 105, 151–165. <https://doi.org/10.1017/qua.2021.36>
512. Tóth, M., Magyari, E. K., Buczkó, K., Braun, M., Panagiotopoulos, K., & Heiri, O. (2015). Chironomid-inferred Holocene temperature changes in the South Carpathians (Romania). *Holocene*, 25(4), 569–582. <https://doi.org/10.1177/0959683614565953>
513. Treml, V., Jankovská, V., & Petr, L. (2006). Holocene timberline fluctuations in the mid-mountains of Central Europe. *Fennia*, 184(2), 107–119. <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-34548269998&partnerID=40&md5=a4c318660fb00a30b357dc4bf10c4a52>
514. Trenberth, K., Zhang, R., & National Center for Atmospheric Research Staff. (2024, May 14). *National Center For Atmospheric Research*. The Climate Data Guide: Atlantic Multi-Decadal Oscillation (AMO) and Atlantic Multidecadal Variability (AMV).
515. Trotsiuk, V., Svoboda, M., Janda, P., Mikolas, M., Bace, R., Rejzek, J., Samonil, P., Chaskovsky, O., Korol, M., & Myklush, S. (2014). A mixed severity disturbance regime in the primary *Picea abies* (L.) Karst. forests of the Ukrainian Carpathians. *Forest Ecology and Management*, 334, 144–153. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2014.09.005>
516. Trouet, V., Esper, J., Graham, N. E., Baker, A., Scourse, J. D., & Frank, D. C. (2009). Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the

- Medieval Climate Anomaly. *Science*, 324(5923), 78–80. <https://doi.org/10.1126/science.1166349>
517. Tudoran, G. M., & Zotta, M. (2020). Adapting the planning and management of Norway spruce forests in mountain areas of Romania to environmental conditions including climate change. *Science of the Total Environment*, 698. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.133761>
518. Túri, M., Hubay, K., Molnár, M., Braun, M., László, E., Futó, I., & Palcsu, L. (2021). Holocene paleoclimate inferred from stable isotope ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) values in Sphagnum cellulose, Mohos peat bog, Romania. *Journal of Paleolimnology*, 66(3), 229–248. <https://doi.org/10.1007/s10933-021-00202-z>
519. Turner Monica G. and Gardner, R. H. (2015). Landscape Disturbance Dynamics. In *Landscape Ecology in Theory and Practice: Pattern and Process* (pp. 175–228). Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-1-4939-2794-4_6
520. Twardosz, R., & Cebulska, M. (2020). Temporal variability of the highest and the lowest monthly precipitation totals in the Polish Carpathian Mountains (1881–2018). *Theoretical and Applied Climatology*, 140(1–2), 327–341. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-03079-1>
521. Urraca, R., Gracia-Amillo, A. M., Koubli, E., Huld, T., Trentmann, J., Riihelä, A., Lindfors, A. V, Palmer, D., Gottschalg, R., & Antonanzas-Torres, F. (2017). Extensive validation of CM SAF surface radiation products over Europe. *Remote Sensing of Environment*, 199, 171–186. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.07.013>
522. Usoskin I. G., Gallet Y., Lopes F., Kovaltsov G. A., & Hulot G. (2016). Solar activity during the Holocene: the Hallstatt cycle and its consequence for grand minima and maxima*. *A&A*, 587, A150. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201527295>
523. Usoskin, I. G., Solanki, S. K., Krivova, N. A., Hofer, B., Kovaltsov, G. A., Wacker, L., Brehm, N., & Kromer, B. (2021). Solar cyclic activity over the last millennium reconstructed from annual ^{14}C data. *Astronomy and Astrophysics*, 649. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/202140711>
524. Vacek, Z., Vacek, S., & Cukor, J. (2023). European forests under global climate change: Review of tree growth processes, crises and management strategies. In *Journal of Environmental Management* (Vol. 332). <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2023.117353>
525. van Eck Nees Jan and Waltman, L. (2014). Visualizing Bibliometric Networks. In R. and W. D. Ding Ying and Rousseau (Ed.), *Measuring Scholarly Impact: Methods and Practice* (pp. 285–320). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-319-10377-8_13
526. Vecchio, A., Lepreti, F., Laurenza, M., Alberti, T., & Carbone, V. (2017). Connection between solar activity cycles and grand minima generation.

527. Velasco Herrera, V. M., Soon, W., & Legates, D. (2021). Does Machine Learning Reconstruct Missing Sunspots and Forecast a New Solar Minimum? *Advances in Space Research*, 68. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2021.03.023>
528. Vincze, M., Dan Borgia, I., & Harlander, U. (2017). Temperature fluctuations in a changing climate: An ensemblebased experimental approach. *Scientific Reports*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/s41598-017-00319-0>
529. von Storch, H., & Zwiers, F. W. (1984). Statistical Analysis in Climate Research. In *Statistical Analysis in Climate Research*. <https://doi.org/10.1017/cbo9780511612336>
530. Vrška, T., Adam, D., Hort, L., Kolář, T., & Janík, D. (2009). European beech (*Fagus sylvatica* L.) and silver fir (*Abies alba* Mill.) rotation in the Carpathians- A developmental cycle or a linear trend induced by man? *Forest Ecology and Management*, 258(4), 347–356. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.03.007>
531. Vystavna, Y., Matiatos, I., & Wassenaar, L. I. (2020). 60-year trends of $\delta^{18}\text{O}$ in global precipitation reveal large scale hydroclimatic variations. *Global and Planetary Change*, 195. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103335>
532. Wacnik, A., Nalepka, D., Granoszewski, W., Walanus, A., Madeyska, E., Cywa, K., Szczepanek, K., & Cieślak, E. (2016). Development of modern forest zones in the Beskid Niski Mts. and adjacent area (Western Carpathians) in the late Holocene: A palaeobotanical perspective. *Quaternary International*, 415, 303–324. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.037>
533. Walker, M., Head, M. J., Berkelhammer, M., Björck, S., Cheng, H., Cwynar, L., Fisher, D., Gkinis, V., Long, A., Lowe, J., Newnham, R., Rasmussen, S. O., & Weiss, H. (2018). Formal ratification of the subdivision of the Holocene Series/ Epoch (Quaternary System/Period): Two new Global Boundary Stratotype Sections and Points (GSSPs) and three new stages/ subseries. *Episodes*, 41(4). <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2018/018016>
534. Wang, K. C., Dickinson, R. E., Wild, M., & Liang, S. (2012). Atmospheric impacts on climatic variability of surface incident solar radiation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 12(20), 9581–9592. <https://doi.org/10.5194/acp-12-9581-2012>
535. Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., & Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19–20). <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>

536. Wanner, H., Pfister, C., & Neukom, R. (2022). The variable European Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews*, 287. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107531>
537. Warken, S. F., Fohlmeister, J., Schröder-Ritzrau, A., Constantin, S., Spötl, C., Gerdes, A., Esper, J., Frank, N., Arps, J., Terente, M., Riechelmann, D. F. C., Mangini, A., & Scholz, D. (2018). Reconstruction of late Holocene autumn/winter precipitation variability in SW Romania from a high-resolution speleothem trace element record. *Earth and Planetary Science Letters*, 499, 122–133. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.07.027>
538. Wassennan, L. (2004). All of Statistics: A concise course in statistical inference (1st Ed.). In *Springer Science+Business Media New York*.
539. Weedon, G. P. (Ed.). (2003a). Introduction. In *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy: Examining Stratigraphic Records of Environmental Cycles* (pp. 1–20). Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9780511535482.002>
540. Weedon, G. P. (Ed.). (2003b). Spectral estimation. In *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy: Examining Stratigraphic Records of Environmental Cycles* (pp. 43–90). Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9780511535482.004>
541. Weisberg, P., Shandra, O., & Becker, M. (2013). Landscape influences on recent timberline shifts in the Carpathian mountains: Abiotic influences modulate effects of land-use change. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 45(3), 404–414. <https://doi.org/10.1657/1938-4246-45.3.404>
542. Wesche, K., Ambarlı, D., Kamp, J., Török, P., Treiber, J., & Dengler, J. (2016). The Palearctic steppe biome: a new synthesis. *Biodiversity and Conservation*, 25(12), 2197–2231. <https://doi.org/10.1007/s10531-016-1214-7>
543. Wiezik, M., Hájková, P., Jamrichová, E., Hrivnák, R., & Hájek, M. (2019). Pre-industrial composition of woodlands and modern deforestation events in the southern part of the Western Carpathians. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 260. <https://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2018.10.009>
544. Wiezik, M., Petr, L., Jankovská, V., Hájková, P., Jamrichová, E., Hrivnák, R., Hillayová, M. K., Jarčuška, B., Máliš, F., & Hájek, M. (2020). Western-Carpathian mountain spruce woodlands at their southern margin: Natural or anthropogenic origin? *Preslia*, 92(2), 115–135. <https://doi.org/10.23855/PRESLIA.2020.115>
545. Wilcox, R. R. (2022). Chapter 11 - More Regression Methods. In R. R. Wilcox (Ed.), *Introduction to Robust Estimation and Hypothesis Testing (Fifth Edition)* (pp. 653–772). Academic Press. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-820098-8.00017-8>

546. Wilczyński, S., & Skrzyszewski, J. (2003). Dendrochronology of Scots pine (*Pinus sylvestris* L.) in the mountains of Poland [Dendrochronologie borovice lesní (*Pinus sylvestris* L.) v polských horách]. *Journal of Forest Science*, 49(3), 95–103.
547. Wilks, D. S. (2019). Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Fourth Edition. In *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Fourth Edition*. <https://doi.org/10.1016/C2017-0-03921-6>
548. Wistuba, M., Malik, I., Gorczyca, E., & Ślęzak, A. (2021). Establishing regimes of landslide activity – Analysis of landslide triggers over the previous seven decades (Western Carpathians, Poland). *CATENA*, 196, 104888. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104888>
549. World Meteorological Organization (WMO). (2023). *Guide to Climatological Practices. WMO-No. 100* .
550. Wu, C. J., Usoskin, I. G., Krivova, N., Kovaltsov, G. A., Baroni, M., Bard, E., & Solanki, S. K. (2018). Solar activity over nine millennia: A consistent multi-proxy reconstruction. *A&A*, 615. <https://doi.org/10.1051/0004-6361/201731892>
551. Wypych, A., Ustrnul, Z., & Schmatz, D. (2018). Long-term variability of air temperature and precipitation conditions in the Polish Carpathians. *Journal of Mountain Science*, 15(2), 237–253. <https://doi.org/10.1007/s11629-017-4374-3>
552. Xoplaki, E., Luterbacher, J., Paeth, H., Dietrich, D., Steiner, N., Grosjean, M., & Wanner, H. (2005). European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters*, 32(15). <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/2005GL023424>
553. Zasadni, J., & Kłapyta, P. (2016). From valley to marginal glaciation in alpine-type relief: Lateglacial glacier advances in the Pieć Stawów Polskich/Roztoka Valley, High Tatra Mountains, Poland. *Geomorphology*, 253, 406–424. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.10.032>

ДОДАТКИ

Додаток А – Список публікацій здобувача за темою дисертації та відомості про апробацію результатів дисертації

Статті в журналах, які входять до міжнародних наукометричних баз даних Scopus та Web of Science

1. **Kholiavchuk, D.**, Gurgiser, W., & Mayr, S. (2024). Carpathian Forests: Past and Recent Developments. *Forests*, (15), 65. <https://doi.org/10.3390/f15010065>. (Особистий внесок автора – концептуалізація, методологія, формальний аналіз, підготовка рукопису), (Scopus, Q1).

2. Decaulne, A., Răchită, I., **Kholiavchuk, D.**, Pop, O., Horia Holobâcă, I., Ridush, O., Ridush, B., & Horváth, C. (2023). Patterns of snow avalanche activity during the last century in Chornohora Range (Eastern Carpathians, Ukraine): tree-ring reconstruction coupled with synoptic conditions analysis. *Catena*, (233) 107523. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2023.107523> (Особистий внесок автора – методика, експериментальна частина, синоптичний аналіз умов сходження снігових лавин), (Scopus, Q1).

3. Gavrilă, I. G., **Kholiavchuk, D.**, Holobâcă, I. H., Ridush, O., Horváth, C., Ridush, B., ... & Pop, O. T. (2022). Tree-ring records of snow-avalanche activity in the Rodna Mountains (Eastern Carpathians, Romania). *Natural Hazards*, 114(2), 2041-2057. <https://doi.org/10.1007/s11069-022-05458-w>. (Особистий внесок автора – експериментальна частина, аналіз кліматичних чинників повторюваності лавин), (Scopus, Q1).

4. Cebulska, M., & **Kholiavchuk, D.** (2022). Variability of meteorological droughts in the polish and the Ukrainian Carpathians, 1984–2015. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 134(1), 17. <https://doi.org/10.1007/s00703-021-00853-7>. (Особистий внесок автора – методика досліджень, статистичний та просторовий аналіз мінливості атмосферних посух в Українських Карпатах), (Scopus, Q3).

5. **Kholiavchuk, D.**, & Cebulska, M. (2019). The highest monthly precipitation in the area of the Ukrainian and the Polish Carpathian Mountains in the period from 1984 to 2013. *Theoretical and Applied Climatology*, (138), 1615-1628. <https://doi.org/10.1007/s00704-019-02910-z> (Особистий внесок автора –

методика досліджень, ретроспективний огляд досліджень за темою, статистичний та просторовий аналіз кількості місячних атмосферних опадів в Українських Карпатах), (Scopus, Q2).

6. Kynal, O., & **Kholiavchuk, D.** (2016). Climate variability in the mountain river valleys of the Ukrainian Carpathians. *Quaternary International*, (415), 154-163. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.12.053>. (Особистий внесок автора – методика досліджень, багатовіковий статистичний і просторовий аналіз річних температур повітря та кількості атмосферних опадів в Українських Карпатах), (Scopus, Q1).

Наукові фахові видання, затверджені МОН України

1. **Холявчук, Д. І.**, & Талабан, О. П. (2023). Топоклімати Середнього Придністер'я за даними цифрових метеостанцій Davis. *Науковий вісник ХДУ, Серія Географічні науки*, (19), 53-63. <https://doi.org/10.32999/ksu2413-7391/2023-19-6>. (Особистий внесок автора – методика дослідження локальних кліматів рівнинних просторів, суміжних з Карпатами, за даними автоматизованих спостережень цифрових метеостанцій), (категорія Б).

2. **Холявчук, Д. І.** (2023). Мінливість біокліматичних поясів Карпат: нуклеарна конфігурація ландшафтів у динаміці. *Ландшафтознавство*, 4(2), 33-44. <https://doi.org/10.31652/2786-5665-2023-4-33-44>, (категорія Б).

3. **Холявчук, Д.**, & Марко, І. (2023). Мінливість тривалості сонячного сяйва на теренах Західної України. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (845), 52-64. <https://doi.org/10.31861/geo.2023.845.52-64>. (Особистий внесок автора – методика геостатистичного аналізу, характеристик сонячної радіації за супутниковими даними), (категорія Б).

4. **Холявчук, Д.** (2022). Клімат Покутсько-Буковинських Карпат і Передкарпаття у другій половині XIX ст. – на початку XX ст. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (839), 69-81. <https://doi.org/10.31861/geo.2022.839.69-81>, (категорія Б).

5. **Kholiavchuk, D.** (2022). Changes in the atmospheric circulation types over western Ukraine in the 20th-21st centuries. *Visnyk Kyivskogo nacionalnogo universytetu imeni Tarasa Shevchenka, Geografiya [Bulletin of Taras Shevchenko*

National University of Kyiv, Geography], 3/4(84/85), 39-45. (in English, abstr. in Ukrainian). <https://doi.org/10.17721/1728-2721.2022.85.2> (категорія Б).

6. Холявчук, Д. І. (2019). Мінливість регіональної атмосферної циркуляції у розподілі опадів над передгір'ям Українських Карпат. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*, 3(54), 162-164, (категорія Б).

7. Холявчук, Д. І. (2019). Радіаційні характеристики клімату Західної України: можливості ідентифікації змін. *Фізична географія та геоморфологія*, 94(2), 45-51. <https://doi.org/10.17721/0868-6939.2019.2.45-51>, (категорія Б).

8. Киналь, О. В., & Холявчук, Д. І. (2018). Бездошові періоди у регіоні Буковинського Передкарпаття (на прикладі Чернівців). *Фізична географія та геоморфологія*, 2(90), 91-96. (Особистий внесок автора – методика та статистичний аналіз характеристик бездошових періодів передгір'я), (категорія Б).

9. Холявчук, Д. І., & Лазурка, Д. (2017). Місцеві риси клімату Сучавського плато та їхня мінливість. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (793), 101-108. (Особистий внесок автора – методика досліджень, аналіз результатів), (категорія Б).

10. Холявчук, Д., & Питюк, О. (2017). Комфортні риси клімату низькогірних долин (на прикладі м. Яремче). *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Серія Географія*, 3(68), 52-56. (Особистий внесок автора – методика досліджень, аналіз результатів), (категорія Б).

11. Холявчук, Д. І., Росоха, Ю., & Гумніцька, М. (2015). Динаміка характеристик вітрового поля на Буковинським Передкарпаттям протягом 2001–2013 рр. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (744–745), 61-68. (Особистий внесок автора – методика та кліматологічний статистичний аналіз характеристик вітру над передгір'ям), (категорія Б).

12. Холявчук, Д. І. (2012). Карпатський регіон у контексті глобальних кліматичних змін. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (614–615), 116-120, (категорія Б).

13. Холявчук, Д. І. (2013). Ландшафтна неоднорідність долини Середнього Дністра. *Науковий вісник Чернівецького університету : Географія*, (672–673), 60–63, (категорія Б).

Наукові праці, які засвідчують апробацію матеріалів дисертації

1. **Kholiavchuk, D.**, Mayr, S., & Gurgiser, W. (2023). Developments of Carpathian forests from Holocene to Anthropocene. *The 7th Conference on Regional Climate and Environmental Dynamics: Geoscience In The Carpathian And Black Sea Region (GCBS 2023)*. Vatra Dornei, Suceava County, Romania, 14–17 September 2023, 4(1), 12-12.

2. **Kholiavchuk, D.**, Gurgiser, W., & Mayr, S. (2023). Climate change in the Carpathian forests: recent developments. *7th Forum Carpaticum Conference. Carpathian Futures – Critical Transitions*. 25–28 September 2023, Kraków, Poland, 104.

3. **Kholiavchuk, D.** (2023). Spatial patterns of droughts in the Northeastern Carpathians, *EGU General Assembly 2023*, Vienna, Austria, 24–28 Apr 2023, EGU23-450. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-450>.

4. Холявчук, Д. (2023). Типи клімату Карпат: столітні зміни та проєкції на майбутнє. *Географічна освіта і наука: виклики і поступ: матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 140-річчю географії у Львівському університеті (Львів, 18–20 травня 2023 р.)*, 41-44.

5. **Kholiavchuk, D.**, Zelenchuk, V., & Pasichnyk, M. (2022). Slope Processes In The Forest Ecosystems Of The Ukrainian Carpathians (Chornohora And Borzhava Massifs) Linked To Climate Change. *International Mountain Conference 2022: Synthesize Mountains Of Knowledge. Abstracts*. Innsbruck, September 11–15, 2022, IMC22-FSAbstr788.

6. Холявчук, Д. І. (2022). Інтерпретація кліматичної мінливості гірських ландшафтів із застосуванням ґрид-даних. *Прикладне ландшафтознавство : історія, сучасність, перспективи: Матеріали Всеукраїнського наукового*

семінару пам'яті професора Анатолія Мельника (Львів–Ворохта, 6–9 жовтня 2022 р.), 48-50.

7. Shkaieva, D., & **Kholiavchuk, D.** (2022). Climate fluctuations in the Carpathians during the Little Ice Age. *Climate and Environmental Changes in Central-Eastern Europe. Past, Present and Future (CECCEE-2022)*. 24–27 November 2022, Vatra Dornei, Romania, 57-58.

8. **Kholiavchuk, D.**, & Cebulska, M. (2021). Maximum monthly precipitation totals in the urbanised areas the Polish and Ukrainian Carpathian foreland, 1984–2016. *Культурний ландшафт як географічний феномен : Матеріали Міжнар. наук. конф. (Чернівці, 23–25 вересня 2021 р.)*, 36-38.

9. **Холявчук, Д.**, & Киналь, О. (2020). Регіональні дослідження ландшафтно-кліматичних властивостей рубіжних територій: проблеми, досвід, перспективи. *П'яті Сумські наукові географічні читання: збірник матеріалів Всеукраїнської наукової конференції (Суми, 9–11 жовтня 2020 р.)*, 131-135.

10. **Холявчук, Д.** (2019). Радіаційні характеристики кліматів західної України: можливості ідентифікації змін. *Довготермінові спостереження довкілля: досвід, проблеми, перспективи: матеріали Міжнародного наукового семінару, присвяченого 75-річчю з дня народження Б. П. Мухи і 50-річчю роботи Розтоцького ландшафтно-геофізичного стаціонару Львівського національного університету імені Івана Франка (Львів–Брюховичі, 10–12 травня 2019 р.)*, 108- 110.

11. **Kholiavchuk, D.** (2019). Meteorological triggers for snow avalanches in the Borzhava and Chornohora massifs of the Ukrainian Carpathians. *Abstract Volume. 17th Swiss Geoscience Meeting. Fribourg, 22nd + 23rd November 2019*, 325-326.

12. Cebulska, M., & **Kholiavchuk, D.** (2018). Atmospheric droughts in the Polish and Ukrainian Carpathians in the years 1984–2015. *Hydrology in natural and anthropogenic environments (Hydro2018)*. 4–7 September 2018, Kraków, Poland, 14- 15.

13. **Kholiavchuk, D.** (2018). Exposition à la sécheressed ans l'avant-pays des Carpates orientales. *Les risqué naturels dans le contexte du changement climatique. March, 15–17, 2018, Cluj-Napoca, Romania*, 69-74.

14. **Холявчук, Д. І., & Киналь, О. В.** (2018). Рівнинні мезоклімати України: межі, прояв і мінливість. *Географія в Київському національному університеті ім. Тараса Шевченка: 85 років – досягнення та перспективи: матеріали міжнародної науково-практичної конференції, присвяченої 85-річчю географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (м. Київ, 30–31 березня 2018)*, 262-265.

15. **Kholiavchuk, D.** (2017). Short-term fluctuations of periods with consecutive dry days in the context of centennial variability in the Eastern Carpathian foreland. *Adaptation and resilience to droughts: historical perspectives in Europe and beyond. June 1–2, 2017, Strasbourg, France*, 18-18.

16. **Холявчук, Д. І., & Киналь, О. В.** (2017). Особливості бездощів'я у передгір'ях Українських Карпат (Ретроспективний аналіз). *Проблеми ландшафтознавства в контексті стратегії сталого розвитку та Європейської ландшафтної конвенції. Матеріали Міжнародного наукового семінару, присвяченого 40-річчю заснування Чорногірського географічного стаціонару (3–5 листопада, 2017 р.)*, 51-53.

17. **Kholiavchuk, D., & Cebulska, M.** (2016). Variability of the highest monthly precipitation in the area of Ukrainian and Polish Carpathian Mountains in the years 1984–2013. *Future of the Carpathians: Smart, Sustainable, Inclusive. Conference abstracts. Forum Carpaticum 2016 (September 28–30, 2016, Bucharest, Romania)*, 99-100.

18. **Холявчук, Д. І.** (2016). Кліматична динаміка ландшафтів Західної України: десятиліття мінливість і тренди. *Українська географія: сучасні виклики. Збірник наукових праць у 3-х т (Т. III)*, 167-168.

19. **Kholiavchuk, D.** (2016). Inter-annual fluctuations in the internal climate variability of the Eastern Carpathians foreland deposits. *Central and Eastern Europe Paleoscience Symposium: From Local to Global (23–24 May 2016, Suceava, Romania)*, 42-44.

20. **Холявчук, Д. І.** (2016). Дослідження клімату Українських Карпат у Чернівецькому університеті: минуле, сучасне, перспективи. *Від географії до географічного українознавства: еволюція освітньо-наукових ідей та пошуків (до*

140-річчя започаткування географії у Чернівецькому національному університеті імені Юрія Федьковича): Матеріали Міжнародної наукової конференції (Чернівці, 11–13 жовтня 2016 р.), 87-88.

21. **Kholiavchuk, D.**, & Pytyuk, O. (2015). Variability of mountain valley climates in the Ukrainian Carpathians in the 21th century. *The International Symposium «Environmental Quality and land Use». 8–10 May 2015, Suceava*, 34-35.

22. **Kholiavchuk, D.** (2015). The evolution of the wind patterns over regions with complex topography in the last 50 years (on the example of the Dniester Canyon, Ukraine). *Air and water components of the environment. 20–22 Martie 2015. Cluj-Napoca*, 209-216.

23. Kynal, O., & **Kholiavchuk, D.** (2014). Trends of climate change in the Ukrainian Carpathians during last 130 years. *Late Pleistocene and Holocene climatic variability in the Carpathian-Balkan region: Georeview. Abstracts volume. Nov. 2014*, 85-90.

24. **Kholiavchuk, D.** (2014). Peculiarities of the wind streaming over valley terrains (on the example of Dniester canyon). *Рельєф і клімат: Матеріали Міжнародного наукового симпозиуму (Чернівці, 23–25 жовтня 2014 р.)*, 58-59.

25. **Холявчук, Д.** (2013). Топоклімати долинних ландшафтів Середнього Дністра. Географічна наука і практика: виклики епохи: *Матеріали міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті (Львів, 16–18 травня 2013 р.)*, (2), 91-95.

Наукові праці, які додатково відображають наукові результати дисертації

1. **Холявчук, Д. І.** (2015). Кліматична мінливість ландшафтів Українських Карпат. *Фізична географія та геоморфологія*, 4(80), 103-107.

2. **Холявчук, Д. І.** (2013). Висотна кліматична неоднорідність середньодністерських долинних ландшафтів у районі водосховища. *Наукові записки Вінницького державного педагогічного університету імені Михайла Коцюбинського. Серія: Географія*, (25), 172-179.

Додаток Б – Акти впровадження результатів дисертаційного дослідження



МІНІСТЕРСТВО ЗАХИСТУ ДОВКІЛЛЯ ТА ПРИРОДНИХ РЕСУРСІВ
УКРАЇНИ

НАЦІОНАЛЬНИЙ ПРИРОДНИЙ ПАРК «ВИЖНИЦЬКИЙ»

59233 Чернівецька область, Вижицький район, смт.Берегомет,вул.Центральна,27а

тел/факс(03730) 3-69-06. E-mail: vyzhpark@ukr.net

Код ЄДРПОУ 21438930

№ _____


На № 05-19/457 від 21.11.2023

АКТ ВПРОВАДЖЕННЯ
«21» «листопада» 2023 р.

Ми, які нижче підписались, заступник директора з наукової роботи НПП «Вижицький» Віталій СТРАТІЙ та директор НПП «Вижицький» Галина МАРЧУК склали цей акт про те, що результати дисертаційного дослідження докторанта Київського національного університету імені Тараса Шевченка Дарії Холявчук «Зміни клімату та їхнє відображення у ландшафтних регіонах Карпат впродовж останнього тисячоліття» впроваджено при укладанні Літопису природи 2022 р.

заступник директора з наукової
роботи НПП «Вижицький»

директор НПП «Вижицький»


Віталій
СТРАТІЙ


Галина МАРЧУК



Міністерство захисту довкілля та природних ресурсів України
НАЦІОНАЛЬНИЙ ПРИРОДНИЙ ПАРК «ЧЕРЕМОСЬКИЙ»
вул.Федьковича, 35, с. Путила, Вишницький район, Чернівецької області, 59101
тел.2-24-70, e-mail: prrcheremoskiy@ukr.net, Код згідно з ЄДРПОУ 36754760

№ 05-17/490 від 29.11. 2024 р.

АКТ ВПРОВАДЖЕННЯ

Ми, які нижче підписались, старший науковий співробітник НПП «Черемоський» та директор НПП «Черемоський» Роман Єрема склали цей акт про те, що результати дисертаційного дослідження докторанта Київського національного університету імені Т. Шевченка Дарії Холявчук «Зміни клімату та їхнє відображення у ландшафтних регіонах Карпат впродовж останнього тисячоліття» впроваджено при підготовці XII тому Літопису природи НПП «Черемоський» за 2022-2023 природний рік.

Старший науковий співробітник НПП
«Черемоський», к.б.н., старший
дослідник

Діана ЮЗИК

Директор НПП «Черемоський»

Роман ЄРЕМА

Додаток В. Динаміка індексу Атлантичного багаторічного коливання (АБК)

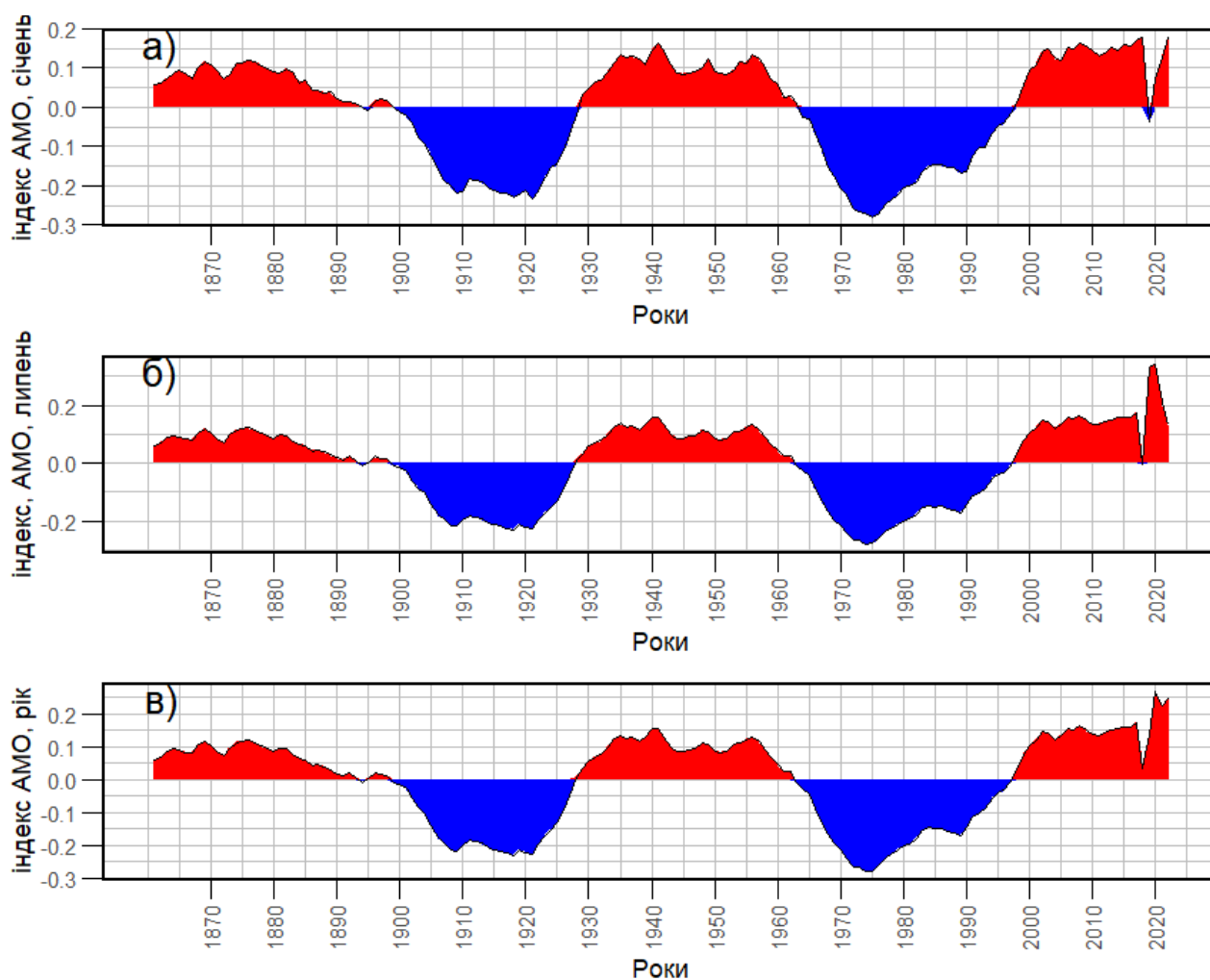


Рис. В1. Динаміка індексу Атлантичного багаторічного коливання (АБК) за даними інструментальних спостережень у Карпатах: а) середні значення січня; б) середні значення липня; в) середні річні значення. На основі даних (Enfield et al., 2001)

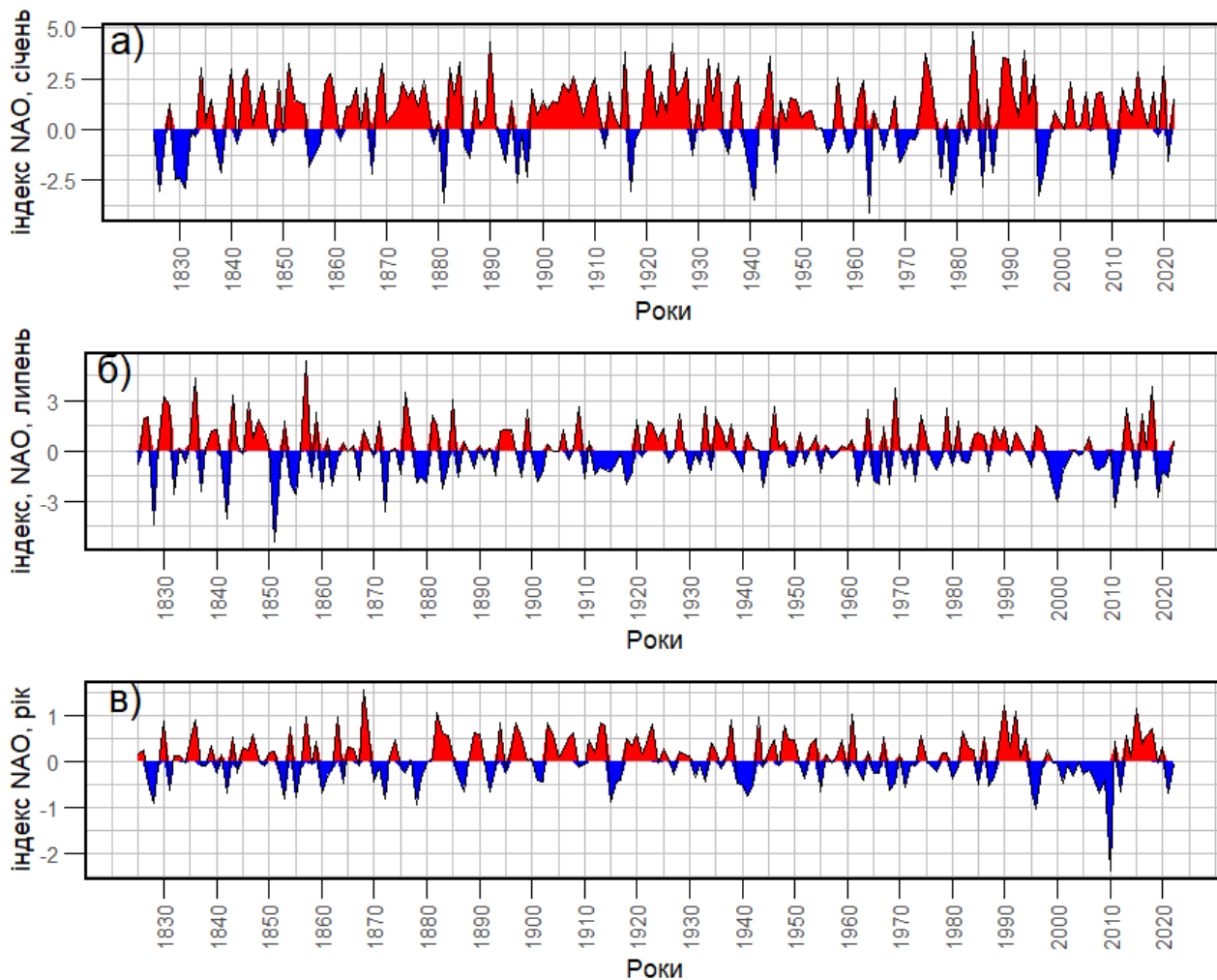


Рис. В2. Динаміка індексу Північноатлантичного колювання (ПАК) упродовж періоду інструментальних спостережень у Карпатах: а) середні значення січня; б) середні значення липня; в) середні річні значення. На основі даних (Jones et al., 1997)

Додаток Г. Багаторічний хід річних та місячних температур повітря за даними перших метеостанцій у Карпатах та суміжних до них регіонах (1850-1870 рр.)

Метеостанції Українська назва (Назва у щорічниках)	Січень	Лютий	Березень	Квітень	Травень	Червень	Липень	Серпень	Вересень	Жовтень	Листопад	Грудень	Річна температура а
Львів (Lemberg)	-2,53	-0,83	-2,6	9,2	15,41	19,8	20,93	19,97	15,89	10,88	3,44	-1,61	9,43
Чернівці (Czernowitz)	-3,62	-1	2,75	9,9	15,94	19,87	21,54	19,71	16,22	11,48	3,05	-1,95	9,48
Дрогобич	-3,08	-1	2,48	9,7	15,72	19,89	20,71	19,68	15,5	10,41	2,94	-2,02	9,24
Івано-Франківськ (Stanislau)	-4,53	-2,68	1,03	7,95	14,04	18	19,3	18,2	14,25	8,96	2,09	-3,35	7,77
Медіаш	-3,78	-0,6	3,6	10	16,05	19,44	20,82	20,03	15,53	10,88	4,11	-2,22	9,49
Сібіу (Hermannstadt)	-2,11	0,98	5,73	11,53	17,58	20,94	22,12	21,71	18,02	12,09	5,3	-1	11,08
Ясло	-2,2	-0,09	3,57	9,67	15,28	19,57	20,28	19,13	15,71	11	3,22	-1,3	9,49
Клуж-Напока (Klausenburg)	-2,7	0,92	5,14	11,45	17,57	21	22,64	21,76	17,4	12,64	4,92	-1,31	11,03
Жешув	-3,06	-1,08	2,67	9,27	15,18	19,08	20,6	19,14	15,47	10,85	2,65	-2,34	9,4
Регін	-2,61	0,59	4,29	10,46	17,08	20,39	21,77	21,19	17,16	11,91	4,28	-1,64	10,41
Сігішоара (Schassburg)	-2,57	0,55	5,02	10,97	17	20,14	22	21,07	17,05	11,88	4,85	-1,53	10,55
Сучава	-3,23	-0,61	2,86	9,59	16,03	19,76	21,73	20,2	16,41	11,67	3,44	-1,76	9,67

Додаток Д Описи локацій палеогеографічних реконструкцій, використаних у дослідженні

Таблиця Д1. Озерні, болотні та річкові відклади

№	Тип відкладів	Джерело	Країна	Регіон Карпат	Розташування	Широта	Довгота	Висота, м н.р.м.	Реконструйовані роки
1	алювіальні відклади	Perşoiu and Perşoiu (2019)	Румунія	Південні	Долина р. Сомешул, Трансільванське Передкарпаття	47,144722	23,913333	500	AD 900-1900
2	болотні відклади	Mindrescu et al. (2023)	Румунія	Східні	Теул Марє, гори Лапуш	47,660556	24,041389	1066	3000-0 BP
3	алювіальні відклади	Alexandrowicz (2023)	Румунія	Західні	потік Грайчарек, гори Пьєніни	49,4242	20,4593	950	6600-200 BP
4	зсувні відклади	Pawlik et al. (2022)	Польща	Західні	гора Снежніца, гори Виспові Бєскиди	49,72052	20,18637	713	4000-260BP
5	озерні відклади	Moldovan et al. (2022)	Румунія	Південні	озеро Зетон, плато Мехедінць	44,973333	22,755556	550	2200- 0 BP
6	озерні відклади	Karlik et al. (2021)	Румунія	Східні	Озеро Болетеу-Фереду, гори Фереду	47,622222	25,431667	1360	500-0 BP
7	болотні відклади	Kořaczek et al. (2021)	Польща	Західні	низинне болото Зблюдза, гори Виспові Бєскиди	49,578889	20,359167	606	12800-100 BP
8	болотні відклади	Túri et al. (2021)	Румунія	Східні	болото Мохос, гори Чіомадул	46,134167	25,905278	1050	11800 - 0 BP
9	озерні відклади	Tapody et al. (2021)	Румунія	Східні	Кругле озеро, підніжжя гір Харгіта	46,45	24,35	547	7500-0 BP
10	алювіальні відклади	Tlapáková et al. (2021)	Чехія	Західні	гори Моравсько-Сілезькі Бєскиди	49,545833	18,4475	1148	9000-0 BP
11	болотні відклади	Jakab et al. (2023)	Румунія	Південні	Молхашул де ла Калул де Пьятра, гори Мунтеле Марє, Апушень	46,504722	23,149167	1630	1500-0 BP
12	озерні відклади	Szabó et al. (2020)	Румунія	Південні	Озеро Биля, гори Фегераш	45,603056	24,615278	2034	500-0 BP
13	озерні відклади	Carter et al. (2020)	Словаччина	Західні	Озеро Попрадське плесо, гори Високі Татри	49,153611	20,079722	1513	8370-0 BP
14	озерні відклади	Florescu et al. (2020)	Румунія	Східні	Озеро Єзерул Садовей, гори Ферделуй	47,603611	25,449444	930	1000-0 BP
15	болотні відклади	Feurdean et al. (2017)	Румунія	Східні	Теул Мучед, гори Родна	47,573889	24,545	1360	10200-0 BP
Пояна Штіол					47,587222	24,8165	1540	10200-0 BP	
16	болотні відклади	Gařka et al. (2020)	Румунія	Східні	Болото Гаргалау, Озеро Гропіле, Гори Родна	47,573333	24,8025	1810	7000-0 BP
17	болотні відклади	Dabkowski et al.. 2019	Словаччина	Західні	поселення Мітуховці, Горна Суха, Білі Карпати	48,945833	17,973333	438	11600-0 BP
18	алювіальні відклади	Alexandrowicz (2019)	Польща	Західні	потік Фальштинський, бачейн Підгалля, Бєскиди	49,466667	20,01667	650	3850-0 BP
19	озерні відклади	Magyari et al. (2018)	Румунія	Південні	Озеро Ліа, гори Ретезат	45,352028	22,877583	1910	16000-0 BP
Озеро Букура					45,361917	25,874167	2040	16000-0 BP	

20	болотні відклади	Kapustová et al. (2018)	Чехія	Західні	Болото Гірова	49,534667	18,822667	640	2100-0 BP
21	болотні відклади	Kořaczek et al. (2018)	Польща	Західні	Пушчізна Крашовська, болота Орава-Новий Тарг	49,46	19,786667	655	2000-0 BP
21					Пущина Мала	49,468333	19,938333	613	2000-0 BP
22	озерні відклади	Vincze et al. (2017)	Румунія	Південні	Озеро Ліа, гори Ретезат	45,352028	22,877583	1910	16000-0 BP
22					Озеро Букура	45,361917	25,874167	2040	16000-0 BP
23	болотні відклади	Diaconu et al. (2017)	Румунія	Східні	Теул Мучед, гори Родна	47,573889	24,545	1360	7500-0 BP
24	озерні відклади	Bitušik et al. (2009)	Словацьчина	Західні	Висне Темносречинське плесо, гори Високі Татри	49,188889	20,039444	1725	1000-0 BP
25	болотні відклади	Gařka et al. (2017)	Румунія	Східні	Пояна Штіол, гори Родна	47,587222	24,8165	1540	11400-0 BP
26	болотні відклади	Feurdean et al. (2015)	Румунія	Східні	Теул Мучед, гори Родна	47,573889	24,545	1360	AD 800-2012
27	болотні відклади	Longman et al. (2017)	Румунія	Південні	болото Суряну, гори Суряну	45,580833	23,507778	1840	7500-0 BP
28	озерні відклади	Haliuc et al. (2017)	Румунія	Південно-Західні	Озеро Ігель, гори Апушень	46,180556	23,366667	924	6000-0 BP
29	болотні відклади	Panait et al. (2017)	Румунія	Східні	Теул Мучед, гори Родна	47,573889	24,545	1360	8800-0 BP
30	болотні відклади	Wasnik et al. (2016)	Польща, Словацьчина	Західні	гори Низькі Бескиди	49,4203	21,2744	450	4330-480 BP
31	алювіальні відклади	Geřica et al. (2016)	Україна	Східні	Передгірні долини Верхнього Дністра	50,05	17,766667	300	11800-0 BP
					долина Пруту, Чернівці. Chernivtsi	48,290833	25,934444	300	
					долина р. Сірету, Буковинське Передгір'я	48,229167	25,533889	300	
32	озерні відклади	Geřiorowski & Sienkiewicz (2010a)	Польща	Західні	Озеро Сречинський Став, Високі Татри	49,2	19,85	1226	1500-0 BP
33	болотні відклади	Gařka et al. (2016)	Румунія	Східні	Теул Мучед, гори Родна	47,573889	24,545	1360	9000-0 BP
34	травертинові відклади	Hajek et al. (2016)	Словацьчина	Західні	Білі Карпати	48,945833	17,973333	438	11640-0 BP
35	озерні відклади	Haliuc et al. (2016)	Румунія	Східні	Озеро Бугаску Марє, Родна	47,573889	24,643333	1918	11000-0 BP
35					Озеро Штіол, Родна	47,575	24,801389	1670	11000-0 BP
36	болотні відклади	Tanřau et al. (2014)	Румунія	Східні	Болото Лучі, гори Харгіта	46,296944	25,7375	1080	15000-0 BP
37	озерні відклади	Magyari et al. (2013)	Румунія	Південні	Озеро Бразі, гори Ретезат	45,396389	22,901667	1740	13600-0 BP
38	озерні відклади	Sűmegi et al. (2009)	Угорщина	Західні	Озеро Надас, гори Черхат	48,233333	21,288611	350	14800-0 BP
39	алювіальні відклади	Gebica et al. (2013)	Україна	Східні	передгірна долина р. Дністер	50,05	17,766667	300	3500-500 BP
39			Польща	Західні	долина р. Стрв'яз	49,536944	23,386667	300	3500-500 BP

39			Україна	Східні	долина р. Сірет, Буковинське Передгір'я	48,229167	25,533889	379	3500-500 BP
40	алювіальні відклади	Pánek et al. (2013)	Чехія	Західні	зсув Смрдута, долина Бистрицька, гори Гостинські Верхи	49,370833	17,7525	555	4580 BP- AD 1986
41	озерні відклади	Alexandrowicz (2013)	Польща	Східні	Польські Карпати	49,432222	20,394167	600	3330-0 BP
42	алювіальні відклади	Chiriloaei et al. (2012)	Румунія	Східні	долина р. Молдова, передгір'я	47,2322	26,5504	277	3200- 0 BP
43	болотні відклади	Tanțau et al. (2011)	Румунія	Східні	Пояна Штіол, гори Родна	47,587222	24,8165	1540	11000- 0 BP
44	болотні відклади	Feurdean & Willis (2008b)	Румунія	Південні	Молхашул Марє, гори Апушень	46,59	25,764167	1224	5700-0 BP
45	болотні відклади	Margielewski et al. (2010)	Румунія	Західні	Зсув Піім -Суґа, гори Маковські Бєскиди	49,75	19,966667	480	7500-0 BP
46		Gasiorowski & Sienkiewicz (2010b)	Польща	Західні	озеро Топоровий Став Нижній, Польські Татри	49,283056	20,029444	1089	AD 1700-2000
46	озерні відклади				Зелений Став Гасініцевий	49,228611	19,999167	1672	AD 1700-2000
47	озерні відклади	Geantă et al. (2014)	Румунія	Східні	Озеро Бугаску Марє, Родна	47,573611	23,643333	1918	11000-0 BP
48	озерні відклади	Feurdean et al. (2012)	Румунія	Південні	Доґа Пілії, гори Апушень	46,583333	22,75	1120	10000 -0 BP
49	болотні відклади	Feurdean & Willis (2008a)	Румунія	Південно-Західні	Падіш Сондорі, гори Апушені	46,583333	22,75	1290	6000 -0 BP
49				Південні	Келіняза, гори Апушень	46,55	22,816667	1360	
50	озерні відклади	Magyari et al. (2009)	Румунія	Східні	Озеро св. Анна, гори Харгіта	46,2	26,466667	950	9000–780 BP
51	болотні відклади	Longman et al. (2019)	Румунія	Південні	болото Суряну, гори Паринг	45,580833	23,507778	1840	2000-0 BP
52		Mîndrescu et al. (2013)	Румунія	Східні	Озеро Єзерул Садовей, гори Ферделуй	47,603611	25,449444	930	1035-0 Bp
52	озерні відклади				озеро Болетеу	47,6225	25,431667	1137	1035-0 Bp
53	болотні відклади	Jakab & Sümegi (2010)	Угорщина	Західні	Нийржес- то, болото Сірок, передгір'я гір Матра	47,929896	20,185404	290	9500-0 BP
54		Gasiorowski et al. (2023)	Польща	Західні	Озеро Курткувєц, долина Хала Гонсенікова, гори Татра	49,229664	20,002492	1 686	5500-0 BP
54	озерні відклади				Озеро Длугий Став	49,226862	20,008986	1763	5500-0 BP
55	алювіальні відклади	Gębica et al. (2023)	Україна	Східні	долина р. Стрий, передгір'я	49,536944	23,386667	300	12900-0 BP
56	болотні відклади	Frodlová & Horsák (2021)	Словаччина	Західні	поселення Мітуховці, Горна Суґа, Білі Карпати	48,945833	17,973333	438	11000-0 BP
57	болотні відклади	Peters et al. (2020)	Румунія	Східні	Теул Нєгру, гор Лапуш	47,660556	24,041389	1143	10500-0 BP
58	болотні відклади	Šimová et al. (2020)	Чехія	Західні	урочище Котельніце, гори Сілезькі Бєскиди	49,585	18,802778	600	11500-0 BP

59	болотні відклади	Wiezik et al. (2020)	Словаччина	Західні	урочище Паленіца, гори Словенські Рудні	48,552778	19,600556	863	AD 1230-1956
60	болотні відклади	Pánek et al. (2009)	Чехія	Західні	хребет Главата, гори Моравсько-Сілезькі Бескиди	49,458611	18,143056	826	AD 400-1850
61	болотні відклади	Bodnariuc et al. (2002)	Румунія	Південно-Західні	урочище Падіш, Чімітьєрі, Бергеріс, Понор, гори Апушені	46,463056	23,635833	1000-1400	9000-0 BP
62	озерні відклади	Finsinger et al. (2018)	Румунія	Південні	Озеро Ліа, гори Ретезат	45,352028	22,877583	1910	11500-0 BP
62					Озеро Букура	45,361917	25,874167	2040	11500-0 BP
63	алювіальні відклади	Kukulak (2000)	Польща	Східні	масив Бешади	49,105	22,648611	800	1940-0 BP
64	озерні відклади	Feurdean et al. (2016)	Румунія	Східні	Пояна Штіол, гори Родна	47,587222	24,8165	1540	11000-0 BP
65	алювіальні відклади	Stacke et al. (2016)	Чехія	Західні	долина р. Бечва, Зовнішні Західні Карпати	49,403889	18,361111	900	5000-0 BP
66	алювіальні відклади	Klimek et al. (2006)	Польща	Східні	плато Канчуга, долини р. Сян і Віслок	49,7454	22,5669	250	840-80 BP
67	алювіальні відклади	Kukulak (2003)	Польща	Східні	долина р. Сян, гори Бешади	48,730278	20,74	800	500-60 BP
68	болотні відклади	Cristea et al. (2014)	Румунія	Східні	Теул Марє- Бардеу, гори Мармарош	47,5	24,6	1615	6800-0 BP
69	озерні відклади	Hajkova et al. (2016)	Словаччина	Східні	Озеро Хипкана, гори Вигорлат	48,913117	22,163567	820	13074-5070 BP
70	озерні відклади	Toth et al. (2015)	Румунія	Південні	Озеро Бразі, гори Ретезат	45,396389	22,901667	1740	13600-0 BP
71	озерні відклади	Diaconu et al. (2020)	Румунія	Східні	Болото Тіновул Мохош, Масив Чомаду, Калімані-Гургіу-Харгіта	46,083333	25,916667	1050	1000-2000 AD
72	болотні відклади	Chernavskaya (2010)	Україна	Східні	Турова Дача, Горганське передгір'я	48,86722	24,24333	430	3370-110 BP
73	болотні відклади	Чумак (2013)	Україна	Східні	торфовище Під Бором, Верхній Струтинь, Пригоргарнське Передкарпаття	48,918056	24,056944	460	11480-0 BP
73	алювіальні відклади		Україна	Східні	Жидачів, правий берег р. Стрий, передгір'я	49,394444	24,120556	250	1710-0 BP
73	болотні відклади		Україна		Тофовище Підлужжя, Пригорганське Передкарпаття	48,93	24,793611	240	14500-0 BP
74	алювіальні відклади	Юрченко (2019)	Україна	Східні	Садгора, Рідківці, Буковинське Передкарпаття	48,336944	26	230	1740-0 BP
75	зсувні відклади	Czerwiński et al. (2020)	Польща	Західні	Виспові Бескиди	49,665833	20,279722	845	4750-0 BP
76	болотні відклади	Gałka et al. (2022)	Польща, Словаччина	Східні	Бешади	49,215	22,462753	708	3750-0BP
77	озерні відклади	Szabó et al. (2024)	Румунія	Південні	Озеро Латоріцей, масив Паринг	45,366944	23,701111	1530	750-1830 CE

Таблиця Д2. Дендрокліматичні реконструкції

№	Породи дерев	Джерело	Країна	Регіон Карпат	Розташування	Широта	Довгота	Висота, м н.р.м.	Реконструйовані роки
78	<i>Pinus cembra</i>	Izworska et al. (2023)	Польща	Західні	Польські Татри	49,215	20,076	1300-1600	1561–2009
79	<i>Picea abies</i>	Ferenčík et al. (2022)	Словаччина	Західні	Словацькі Татри	49,05-49,866	19,5-20,2	1244-1534	250-0 BP
80	<i>Pinus cembra</i>	Nagavciuc et al. (2019)	Румунія	Східні	Резерват Зугрені, Родна	47,3833	25,533333	750-1200	1886–2015
81	<i>Pinus cembra</i>	Büntgen et al. (2015)	Словаччина	Західні	Словацькі Татри	49	20	1500	1774–2008
82	<i>Picea abies;</i> <i>Abies alba Larix;</i> <i>Pinus mugo.</i>	Büntgen et al. (2007)	Польща, Словаччина	Західні	Польські і Словацькі Татри	48–50	19–21	800-1500	1661–2004
83	<i>Pinus cembra</i>	Popa & Bouriaud (2014)	Румунія	Східні	Гори Родна	47,533333	24,916667	1700-1800	1460–2005
84	<i>Fagus sylvatica</i>	Roibu et al.(2022)	Румунія	Східні	Румунське передгір'я Східних Карпат і Молдавське плато	47,5	26,53	210-490	1768-2007
85	<i>Pinus nigra</i>	Levanič et al. (2013)	Румунія	Південні	гори Банату, Долина Черна біля г. Домоглед	44,866667	22,4	800-1100	1615–2010
86	<i>Pinus sylvestris</i>	Wilczyński & Skrzyszewski (2003)	Польща	Західні	Польські Татри	49,2-49,9	19,9-22,5	350-1,200	1830-1998
87	Викопні стовбури <i>Quercus robur</i>	Rădoane et al. (2015)	Румунія	Східні	Сучавське передгір'я	47,52	26,531944	200-400	6000-0 BP
88	<i>Quercus robur</i>	Kern et al. (2013)	Угорщина	Східні	Лісовий масив Бакта, Угорські Північно-Східні Карпати	47,98	22,05	150-200	1730-2008
89	<i>Pinus cembra</i>	Popa & Kern (2009)	Румунія	Східні	Гори Калімань	47,125	25,185833	1450 -1850	1163-2005
90	<i>Picea abies,</i> <i>Pinus cembra</i>	Niedzwiedz (2010),Kaczka (2004), Niedzwiedz (2004)	Польща	Західні	долина Гонсенікова, гори Татра	49,241944	20,003889	1500-1550	1550-2004
91	<i>Pinus cembra</i>	Niedzwiedz (2004)	Польща	Західні	долина Суха Каспрова, околиці озера Морське Око	49,24	19,983889	1550	1732-1969
91	<i>Picea excelsa</i>		Польща	Західні	Вишня Свистовська	49,238889	19,9275	1500-1550	1699-1978

Таблиця ДЗ. Опис локацій палеогеографічних реконструкцій за відкладами печер, використаних у дослідженні

№	Тип відкладів	Джерело	Країна	Регіон Карпат	Розташування	Широта	Довгота	Висота, м н.р.м.	Реконструйовані роки
92	відклади гуано	Cleary et al. (2018)	Румунія	Південні	Печера Магурічі, Трансільванське передгір'я	47,6	23,91667	390	AD 881-1240, AD 1651-2013
93	льодові відклади	Bădălută et al. (2020)	Румунія	Південні	Льодова печера Фокул Віу, гори Біхор	46,566667	22,66667	1165	AD 850-2016
94	відклади гуано	Cleary et al. (2019)	Румунія	Південні	Національний парк Залізні Ворота	44,5953	22,25568	60	AD 1537-2015
95	накопичення в печері	Gerasimenko et al. (2019)	Україна	Східні	печера Буковинка, передгір'я Східних Карпат	48,285833	26,53444	325	12674-0 BP
96	сталагміт	Warken et al. (2018)	Румунія	Південні	печера Клошані	45,1	22,0101	433	3600-0 BP
97	льодові відклади	Peşoiu et al. (2017)	Румунія	Південно-західні	льодова печера Шкарішоара, гори Апушень	46,489722	22,80972	1150	10000-0 BP
98	сталактит	Siklósy et al. (2009)	Угорщина	Західні	печера Кішкохат, гори Бюкк	48,0681	20,49037	915	1000-0 BP
99	сталагміт	Drăguşin et al. (2014)	Румунія	Південні	печера Аскунса, гори Мехедінць	45	22,600	1050	8200-0 BP
100	сталагміт	Constantin et al. (2007)	Румунія	Південні	печера Полева, гори Лочвей	44,72	21,75	390	12000-0 BP
101	льодові відклади	Gradziński et al. (2016)	Словаччина	Західні	льодова печера Добшіна, Словенський Рай	48,863333	20,31194	969	1400-900 BP
102	відклади гуано	Geantă et al. (2012)	Румунія	Східні	печера Мегуріч, передгір'я Північно-Західної Трансільванії	47,6	23,91667	390	AD 1180-2000
103	льодові відклади	Hercman et al. (2010), Barabach et al. (2023)	Польща	Західні	льодова печера в Цемняку, Високі Татри	49,233611	19,89222	1715	600-0 BP
104	сталагміт	Hercman et al. (2020)	Словаччина	Західні	Деменовська Печера, Низькі Татри	49	19,58	837	13000-0 BP
105	відклади гуано	Onac et al. (2014)	Румунія	Південні	печера Мушка, гори Лочвей, лівий берег каньйону Дунаю	44,68333	21,68333	92	AD 900-1280
106	сталагміт	Onac et al. (2002)	Румунія	Південні	Ведмежа печера, Апушень	46,553889	22,56917	482	7100-0 BP
107	накопичення в печері	Skoczylas-Śniaz & Alexandrowicz (2022)	Польща	Західні	Цісова скала, басейн Подгалє	49,439722	20,12667	685	12679-300 BP

Таблиця Д4. Опис регіонів палеогеографічних реконструкцій за документальними даними, використаних у дослідженні

№	Тип даних	Джерело	Країна	Регіон Карпат	Реконструйовані роки
108	щоденники фенологічних спостережень	Lehoczky et al. (2016)	Румунія	Південні, передгір'я, Сібіу	1851-1891
109	Літописи, хроніки міста чи родини, індивідуальні щоденники, економічні звіти, фенологічні щоденники для сільського господарства, газети	Dobrovolný et al. (2010)	Угорщина, Чехія, Польща, Румунія	Західні, Східні	1516-1870
110	літописи, хроніки, щоденники, приватне листування, документи державного управління	Przybylak et al. (2005)	Польща	Західні	1501–1840
111	щоденники єзуїтських спільнот, маєткові економічні меморандуми, особисті записки, давні газети	Rácz (2020)	Угорщина	Західні	1550-1850
112	історичні документи, щоденники, літописи, фермерські та маєткові записи, журнали, бухгалтерські книги, листи, газети або інші письмові звіти,	Bartholy et al. (2004)	Угорщина	Західні	1200-1900
113	Львівський та Острозький літописи	Бевзо (2019)	Україна, Польща	передгір'я Східних Карпат	1339-1649
114	літописи	Мишанич (1989)	Україна, Польща	передгір'я Східних Карпат	852-1292
115	Літопис Молдавського князівства	Kogălniceanu et al. (1852)	Румунія, Україна	передгір'я Східних Карпат	1359 - 1594

Таблиця Д5. Опис локацій палеогеографічних реконструкцій за допомогою ліхенометричного аналізу

№	Тип процесу	Джерело	Країна	Регіон Карпат	Розташування	Висота, м н.р.м.	Реконструйовані роки
116	зсуви, каменепади	Bajgier-Kowalska (2002)	Польща	Західні	Бескид Живецький	1500-2000	1610-1960
117	селі	Kędzia et al. (2023)	Словаччина	Західні	Долина Велічка у словацькій частині Татр	1600-1800	1800-2014
118	осипи	Gadek et al. (2016)	Польща	Західні	Польські Високі Татри	1500-1950	1800-2014
119	зсуви	Bajgier-Kowalska (2008)	Польща	Західні	Польські Флішові Карпати	1500-2200	1560-2000

Додаток Е. Перелік використаних опублікованих досліджень, у яких подані датовані палінодіаграми (до рис. 2.4.1)

1. Bodnariuc, A., Bouchette, A., Dedoubat, J. J., Otto, T., Fontugne, M., & Jalut, G. (2002). Holocene vegetational history of the Apuseni Mountains, central Romania. *Quaternary Science Reviews*, 21(12-13), 1465–1488. [https://doi.org/10.1016/s0277-3791\(01\)00117-2](https://doi.org/10.1016/s0277-3791(01)00117-2)
2. Carter, V. A., Bobek, P., Moravcová, A., Šolcová, A., Chiverrell, R. C., Clear, J. L., ... & Kuneš, P. (2020). The role of climate-fuel feedbacks on Holocene biomass burning in upper-montane Carpathian forests. *Global and Planetary Change*, 193 doi:10.1016/j.gloplacha.2020.103264
3. Czerwiński, S., Margielewski, W., Gałka, M., & Kołaczek, P. (2020). Late holocene transformations of lower montane forest in the Beskid Wyspowy mountains (Western Carpathians, Central Europe): A case study from mount mogielica. *Palynology*, 44(2), 355-368. doi:10.1080/01916122.2019.1617207.
4. Diaconu, A.-C., Tanțău, I., Knorr, K.-H., Borken, W., Feurdean, A., Panait, A., & Gałka, M. (2020). A multi-proxy analysis of hydroclimate trends in an ombrotrophic bog over the last millennium in the Eastern Carpathians of Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 538, 109390. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2019.109390>
5. Fărcaș, S., Tanțău, I., Mîndrescu, M., & Hurdu, B. (2013). Holocene vegetation history in the Maramureș Mountains (northern Romanian Carpathians). *Quaternary International*, 293, 92–104. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.03.057>
6. Feurdean, A., & Willis, K. J. (2008). The usefulness of a long-term perspective in assessing current forest conservation management in the Apuseni natural park, Romania. *Forest Ecology and Management*, 256(3), 421–430. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2008.04.050>
7. Feurdean, A., Florescu, G., Vannièrè, B., Tanțău, I., O'Hara, R. B., Pfeiffer, M., Hutchinson, S. M., Gałka, M., Moskal-del Hoyo, M., & Hickler, T. (2017). Fire has been an important driver of forest dynamics in the Carpathian Mountains during the Holocene. *Forest Ecology and Management*, 389, 15–26. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2016.11.046>
8. Feurdean, A., Gałka, M., Tanțău, I., Geantă, A., Hutchinson, S. M., & Hickler, T. (2016). Tree and timberline shifts in the northern Romanian Carpathians during the Holocene and the responses to environmental changes. *Quaternary Science Reviews*, 134, 100-113. doi:10.1016/j.quascirev.2015.12.020
9. Feurdean, A., Tanțău, I., & Fărcaș, S. (2011). Holocene variability in the range distribution and abundance of pinus, picea abies, and Quercus in Romania; implications for their current status. *Quaternary Science Reviews*, 30(21-22), 3060–3075. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.07.005>
10. Finsinger, W., Fevre, J., Orbán, I., Pál, I., Vincze, I., Hubay, K., . . . Magyari, E. K. (2018). Holocene fire-regime changes near the treeline in the retezat mts. (southern Carpathians, Romania). *Quaternary International*, 477, 94-105. doi:10.1016/j.quaint.2016.04.029
11. Florescu, G., Hutchinson, S. M., Kern, Z., Mîndrescu, M., Cristea, I. A., Mihăilă, D., Łokas, E., & Feurdean, A. (2017). Last 1000 years of environmental history in southern Bucovina, Romania: A high resolution multi-proxy Lacustrine Archive.

Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 473, 26–40.
<https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.01.047>

12. Gałka, M., Loisel, J., Knorr, K. H., Diaconu, A. C., Obremaska, M., Teickner, H., & Feurdean, A. (2022). How degraded are the peatland and forest ecosystems in the Bieszczady Mountains (Central Europe)? an assessment using long-term records. *Land Degradation & Development*, 34(4), 1246–1262. <https://doi.org/10.1002/ldr.4530>

13. Jamrichová, E., Petr, L., Jiménez-Alfaro, B., Jankovská, V., Dudová, L., Pokorný, P., . . . Hájek, M. (2017). Pollen-inferred millennial changes in landscape patterns at a major biogeographical interface within Europe. *Journal of Biogeography*, 44(10), 2386–2397. doi:10.1111/jbi.13038

14. Kołaczek, P., Buczek, K., Margielewski, W., Gałka, M., Rycerz, A., Woszczyk, M., . . . Marcisz, K. (2021). Development and degradation of a submontane forest in the Beskid Wyspowy mountains (Polish western Carpathians) during the holocene. *Holocene*, 31(11-12), 1716–1732. doi:10.1177/09596836211033200

15. Kołaczek, P., Karpińska-Kołaczek, M., Madeja, J., Kalinowych, N., Szczepanek, K., Gębica, P., & Harmata, K. (2016). Interplay of climate–human–vegetation on the north-eastern edge of the Carpathians (Western Ukraine) between 7500 and 3500 calibrated years BP. *Biological Journal of the Linnean Society*, 119(3), 609–629. doi:10.1111/bij.12732

16. Kołaczek, P., Margielewski, W., Gałka, M., Apolinarska, K., Płóciennik, M., Gąsiorowski, M., . . . Karpińska-Kołaczek, M. (2017). Five centuries of the early Holocene forest development and its interactions with palaeoecosystem of small landslide lake in the Beskid Makowski mountains (Western Carpathians, Poland) — high resolution multi-proxy study. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 244, 113–127. doi:10.1016/j.revpalbo.2017.05.002

17. Lestienne, M., Jamrichová, E., Kuosmanen, N., Diaconu, A. C., Schafstall, N., Goliáš, V., Kletetschka, G., Šulc, V., & Kuneš, P. (2023). Development of High Diversity Beech Forest in the Eastern Carpathians. *Journal of Biogeography*, 50(4), 699–714. <https://doi.org/10.1111/jbi.14562>

18. Magyari, E., Vincze, I., Orbán, I., Bíró, T., & Pál, I. (2018). Timing of major forest compositional changes and tree expansions in the Retezat mts during the last 16,000 years. *Quaternary International*, 477, 40–58. doi:10.1016/j.quaint.2017.12.054

19. Moskal-del Hoyo, M. (2021). Open canopy forests of the loess regions of southern poland: A review based on wood charcoal assemblages from neolithic and bronze age archaeological sites. *Quaternary International*, 593–594, 204–223. doi:10.1016/j.quaint.2020.11.013

20. Orbán, I., Birks, H. H., Vincze, I., Finsinger, W., Pál, I., Marinova, E., . . . Magyari, E. K. (2018). Treeline and timberline dynamics on the northern and southern slopes of the Retezat mountains (Romania) during the late glacial and the Holocene. *Quaternary International*, 477, 59–78. doi:10.1016/j.quaint.2017.03.012

21. Peters M., Friedmann A., Stojakowits P. & Metzner-Nebelsick C. (2020). Holocene vegetation history and environmental change in the Lăpuș Mountains, north-west Romania, *Palynology*, 44:3, 441–452, DOI: 10.1080/01916122.2019.1615567

22. Ravazzi, C. (2002). Late quaternary history of spruce in southern Europe. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 120(1-2), 131–177. [https://doi.org/10.1016/s0034-6667\(01\)00149-x](https://doi.org/10.1016/s0034-6667(01)00149-x)

23. Rybníčková, E., & Rybníček, K. (2006). Pollen and macroscopic analyses of sediments from two lakes in the High Tatra Mountains, Slovakia. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15(4), 345–356. <https://doi.org/10.1007/s00334-006-0050-1>
24. Tanțău, I., Feurdean, A., de Beaulieu, J.-L., Reille, M., & Fărcaș, S. (2011). Holocene vegetation history in the Upper Forest Belt of the Eastern Romanian Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309(3-4), 281–290. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.06.011>
25. Tanțău, I., Geantă, A., Feurdean, A., & Tămaș, T. (2014). Pollen analysis from a high altitude site in Rodna Mountains (Romania). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 9(2).
26. Wacnik, A., Nalepka, D., Granoszewski, W., Walanus, A., Madeyska, E., Cywa, K., Szczepanek, K., & Cieślak, E. (2016). Development of modern forest zones in the Beskid Niski Mts. and adjacent area (Western Carpathians) in the late Holocene: A palaeobotanical perspective. *Quaternary International*, 415, 303–324. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.037>
27. Wiezik M., Petr L., Jankovská V., Hájková P., Jamrichová E., Hrivnák R., Korená Hillayová M., Jarčuška B., Máliš F. & Hájek M. (2020) Western-Carpathian mountain spruce woodlands at their southern margin: natural or anthropogenic origin? – *Preslia* 92: 115–135, <https://doi.org/10.23855/preslia.2020.115>
28. Wiezik, M., Jamrichová, E., Máliš, F., Beláňová, E., Hrivnák, R., Hájek, M., & Hájková, P. (2023). Transformation of west-carpathian primeval woodlands into high-altitude grasslands from as early as the Bronze age. *Vegetation History and Archaeobotany*, 32(2), 205–220. <https://doi.org/10.1007/s00334-022-00896-9>
29. Чумак, Н. М. (2013). Палеогеографічні умови Пригорганського Передкарпаття у голоцені (за палінологічними даними): автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04. Київ. нац. ун-т ім. Тараса Шевченка.
30. Юрченко, Т. І. (2019). Зміни рослинності і клімату Буковинського Прикарпаття і Закарпаття у пізньому плейстоцені і голоцені (за даними палінологічного аналізу геоархеологічних пам'яток): автореф. дис. ... канд. геогр. наук : 11.00.04. Київський національний університет імені Тараса Шевченка.
31. Jakab, G., Pál, I., Silye, L., Sümegi, P., Tóth, A., Sümegi, B., Frink, J. P., Magyari, E. K., Kern, Z., & Benkő, E. (2023). Social Context of Late Medieval and Early Modern Deforestation Periods in the Apuseni Mountains (Romania) based on an Integrated Evaluation of Historical and Paleobotanical Records. *Environmental Archaeology*, 28(5), 345–366. <https://doi.org/10.1080/14614103.2021.1942744>
32. Geantă, A., Tanțău, I., Tămaș, T., & Johnston, V. E. (2012). Palaeoenvironmental information from the palynology of an 800 year old bat guano deposit from Măgurici Cave, NW Transylvania (Romania). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 174, 57–66. <https://doi.org/10.1016/J.REVPALBO.2011.12.009>
33. Gerasimenko, N., Ridush, B., & Avdeyenko, Y. (2019). Late Pleistocene and Holocene environmental changes recorded in deposits of the Bukovynka Cave (the East-Carpathian foreland, Ukraine). *Quaternary International*, 504, 96–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.028>

Додаток Ж. Середні річні та сезонні кліматичні характеристики у Карпатах упродовж 1991–2020 рр.

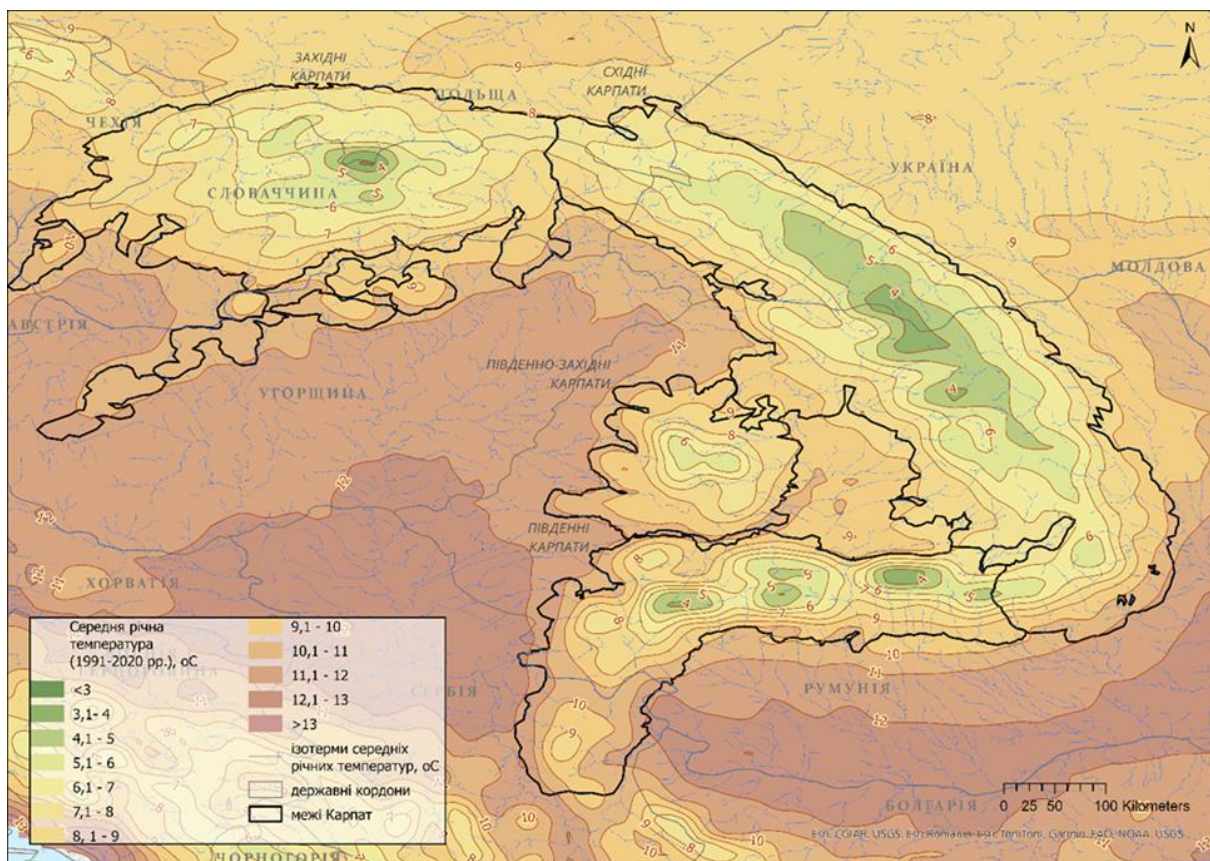


Рис. Ж1. Середні річні температури повітря у Карпатах упродовж 1991–2020 рр.

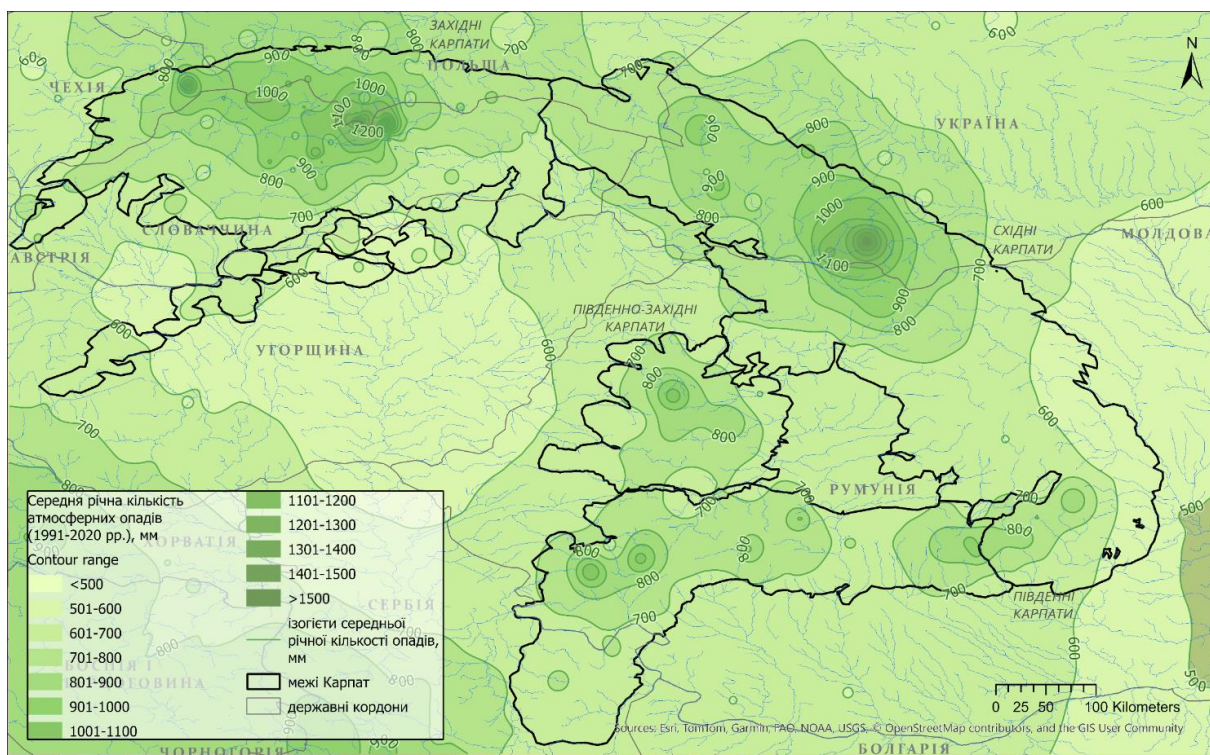


Рис. Ж2. Середньорічна кількість атмосферних опадів у Карпатах у 1991–2020 рр.

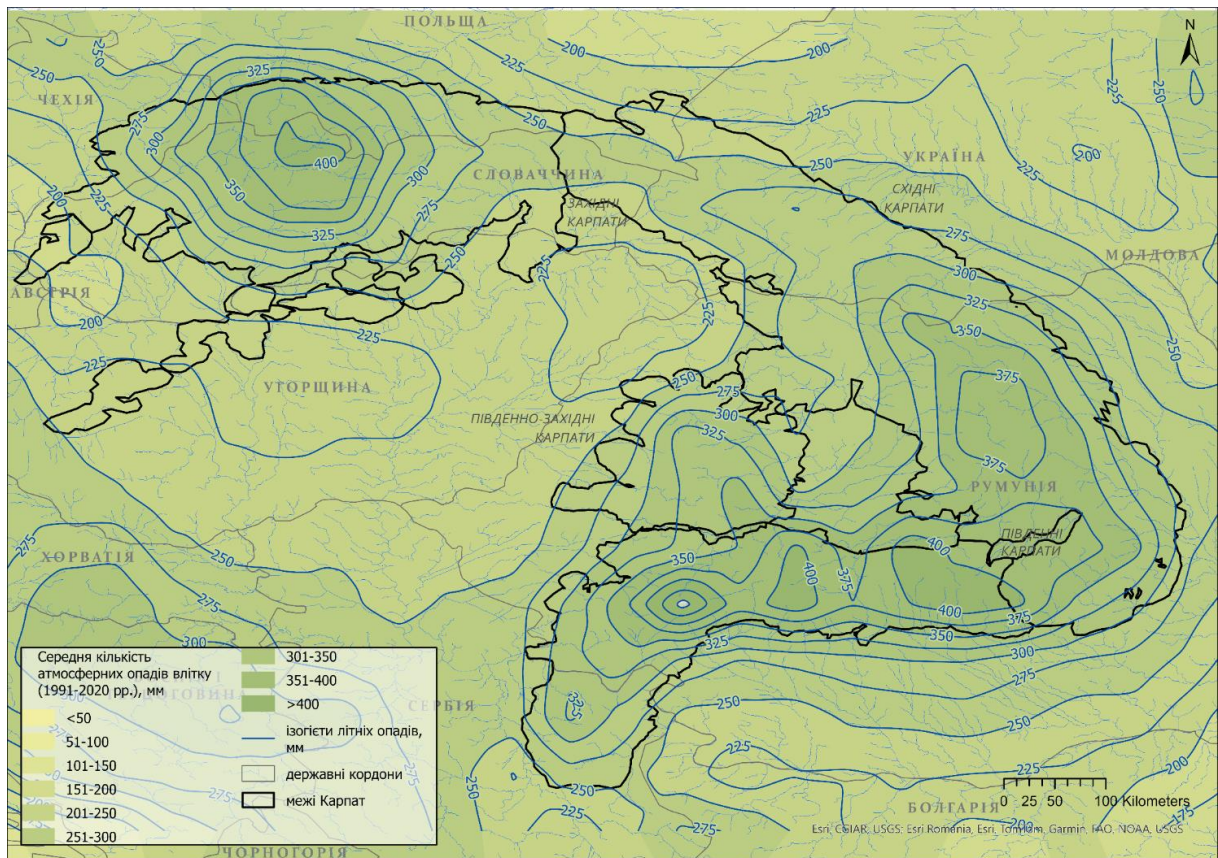


Рис. Ж3. Середня кількість опадів влітку у Карпатах у 1991–2020 рр.

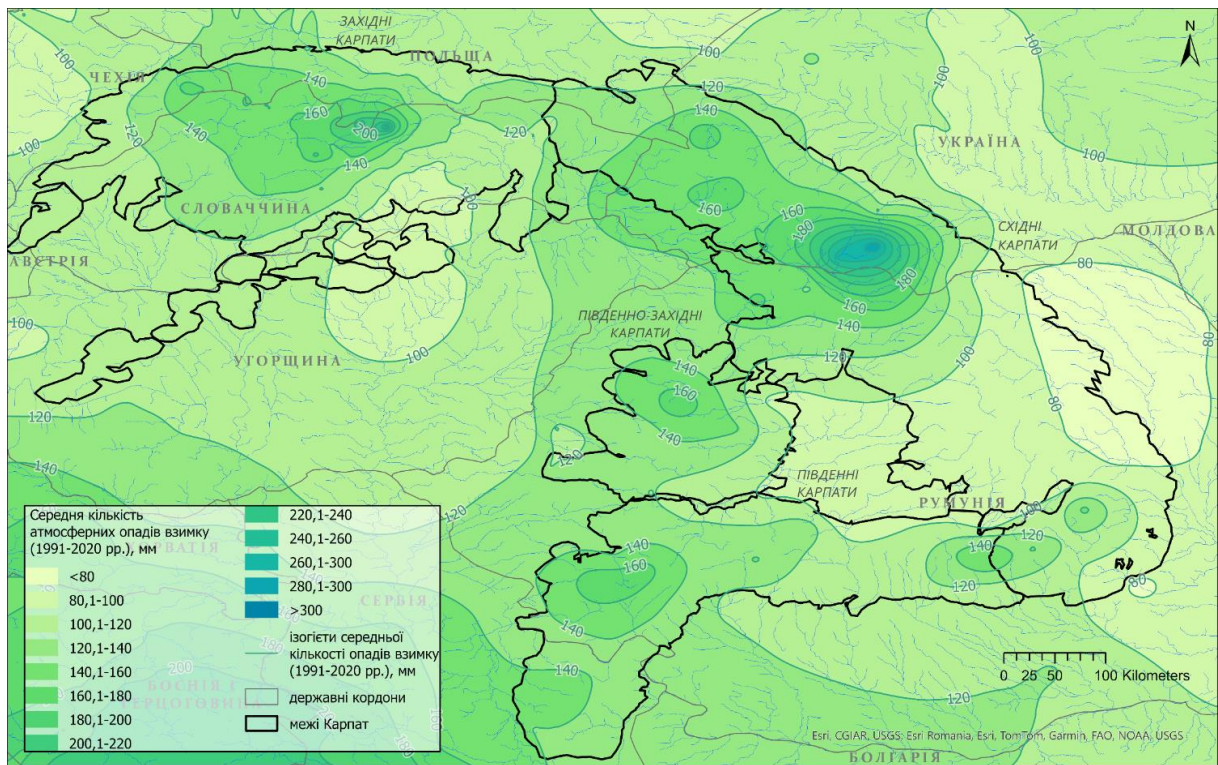


Рис. Ж4. Середня річна кількість опадів взимку у Карпатах у 1991–2020 рр.

Додаток II. Кліматичні періоди та пов'язані зміни ландшафтів у Карпатах впродовж голоцену (періодизація на основі (Starkel et al., 2013) із доповненнями)

Час кал. років тому	Кліматичні періоди за схемою Блітта– Сернандера, Мікроетапи за (Веклич, 1987а)	Кліматичні умови	Рослинний покрив , ландшафтні процеси
11800 (*11700) – 10450 (10350; (Tóth et al., 2018)	AL, DR3 hl _{a1-3} hl _{a1-4}	Між 11500 і 10830 кал.р.т. потепління, Двоступеневе підвищення середніх липневих температур з +8,1 до +11,2 °С на верхній межі лісу (1700 м н. р. м) у Південних Карпатах (Constantin et al., 2007; Е. К. Magyari et al., 2013; Tóth et al., 2015) Після 11680 кал.р.т кількість зимових опадів зменшилась (Е. К. Magyari et al., 2013). Більша за теперішню міжсезонна амплітуда температур (між спекотним/сухим літом і холодною зимою) (Feurdean et al., 2012) Переважала негативна фаза Північноатлантичного коливання до 5 тис. кал. р.т. (Perşoiu et al., 2017) Під час пізнього дріасу вологіший геоекотон лісостеп – степ (Н. П. Герасименко, 2010)	Розширення площ лісів і торфовищ та висотна експансія лісу до 2000 м (Orbán et al., 2018; Ravazzi, 2002) Розширення березових і соснових лісів у високогір'ї (Feurdean et al., 2011) Підвищення повторюваність пожеж (Feurdean et al., 2012 Haliuc et al., 2016) Поява перших листяних дерев (в'яз (Ulmus) і чагарників ліщини (Corylus))(Tanțău et al., 2011) У геоекотоні широколистяні ліси – лісостеп переважали соснові ліси з домішкою ялини і поодинокі широколистяних порід, у геоекотоні лісостеп – степ макромозаїки різнотравно-злакових степів (Н. П. Герасименко, 2010)
10200–9400	PВ hl _{a2-2}	Зростання та високі літні температури повітря	Експансія ялини у Східних Карпатах (Tanțău et al., 2014)

		Наприкінці похолодання і посушіння клімату у прилеглих широтних природних зонах (Н. П. Герасименко, 2010)	Зникнення модрина у високогір'ї Південних Карпат і збільшення частки сосни гірської, сосни звичайної (Orbán et al., 2018) У геокотоні широколистяні ліси – лісостеп – березово-соснові ліси із незначною участю широколистих порід (Н. П. Герасименко, 2010) Мілководні озера (Buczko et al., 2013; Constantin et al., 2007; Feurdean & Willis, 2008a)
9400–8480 (8600) (Orbán et al., 2018)	BO hl _{a2-3}	Голоценовий літній максимум між +12 і +14,4 °С, на 1,5–2 °С вищий за сучасні значення у Південних Карпатах (Tóth et al., 2015). Висока частота екстремальних явищ Клімат прохолодніший від сучасного у широтних природних зонах	Максимальне заліснення карпатського ландшафту. Максимум частки ялини у лісах Східних Карпат (Geantă et al., 2014; Tanțău et al., 2011) У геокотоні широколистяні ліси – лісостеп – мішані широколистяні, лісостеп – степ – лісові мозаїки із дуба, в'яза і липи (Н. П. Герасименко, 2010) Інтенсифікація селевих потоків у високогір'ях Татр (Kłapyta et al., 2016) Підвищення рівня озер (Buczko et al., 2013; Tóth et al., 2018)
8480–7450	AT-1 hl _{a2-4} hl _{b1-1}	Тепла і сухіша фаза 8200 кал. р. т. – короткочасне похолодання у Південно-західних Карпатах (Feurdean & Willis, 2008) Підвищення зимових температур повітря (Feurdean et al., 2016) Послаблення західних і посилення середземноморських циклонів у Південних Карпатах (Perşoiu et al., 2017)	Розвиток широколистяних лісів у передгір'ї з в'язом, дубом, липою, ясенем і ліщиною (Hájek et al., 2016; Sümegi et al., 2009; Tantau et al., 2009) У південному лісостеповому геокотоні зникали широколистяні породи (Н. П. Герасименко, 2010)

7450–6800	AT-2 h _{b1-2}	<p>Зниження літньої температури на 1-1,2 °C на верхній межі лісу у Південних Карпатах (Tóth et al., 2015)</p> <p>Короткочасне зростання частоти екстремальних явищ, наприкінці зменшення інсоляції (Tóth et al., 2018)</p>	<p>Інтенсивні зміни у складі лісів: зменшення частки широколистяних порід ясена (<i>Ulmus</i>), липи (<i>Tilia</i>) ясенном (<i>Fraxinus</i>).</p> <p>Збільшення частки сосни гірської, сосни кедрової і ялини на верхній межі лісу (Orbán et al., 2018)</p> <p>Зниження повторюваності пожеж (Feurdean et al., 2012)</p> <p>Зменшення різноманіття лісу і поява відкритих сільськогосподарських ландшафтів та слабоінтенсивного тваринництва у передгір'ях і низькогір'ях (Feurdean & Willis, 2008a; Kołaczek et al., 2016; Sümegi et al., 2009)</p> <p>Зниження частки лісів у геоекотоні лісостеп – степ (Н. П. Герасименко, 2010)</p> <p>Зростання частки бука у передгір'ї Південних Карпат (Tantau et al., 2009)</p>
6800–5700	AT-3 h _{b1-3}	Збільшення кількості опадів, літнє похолодання, скорочення тривалості зимового льодового періоду (E. Magyari et al., 2009)	<p>Поява ялиці у високогір'ї на північних схилах Південних Карпат ((Orbán et al., 2018)</p> <p>Поява ялини у передгір'ї Східних Карпат (Kołaczek et al., 2016)</p> <p>Перебудова болотних та озерних екосистем (Tóth et al., 2018)</p> <p>Домінування граба у широтних геоекотонах (Н. П. Герасименко, 2010)</p>
5700 (6000; Tóth et al., 2018, 6200 (Orbán et al., 2018) – 4650	AT-4	Підвищення липневих температур повітря до +13,3–+14,3 °C у Східних Карпатах на висоті 1360 м	У високогір'ї Південних Карпат зростає частка <i>P. cembra</i> від 6000 кал. р.т.(Orbán et al., 2018)

		<p>7000-5000 кал. р. т. –голоценовий оптимум у міжгірній улоговині Західні Карпат (Herzstan et al., 2020)</p> <p>Зниження літньої температури повітря на 1,6-1,7 °С з 12,5 °С до сучасних значень і зростання зволоження у Південних Карпатах (Diaconu et al., 2017; Magyari et al., 2009; Tóth et al., 2015b)</p> <p>5500 кал. р. т. – кліматичні умови, подібні до теперішніх або тепліші/сухіші у Південних Карпатах (Onac et al., 2002; Perşoiu et al., 2017; Tămaş et al., 2005)</p> <p>Зростання посушливості у підвенному лісостеповому геокотоні (Н. П. Герасименко, 2010)</p>	<p>5200 кал. р. т. – зростання частки бука і ялиці у Південних Карпатах (Feurdean & Willis, 2008b; Onac et al., 2002)</p> <p>Вибіркові рубки лісу спричиняють зміни лісу передгір'їв (Sümeği et al., 2009)</p> <p>5500 – 5300 кал.р.т. низькі рівні озер у Східних Карпатах (Magyari et al., 2009),</p> <p>Підвищення рівня озер та посилення турбулентності води у високогірних озерах (Tóth et al., 2022)</p>
4650–2850	SB	<p>близько 5 тис. р.т. зміна фази NAO у бік напівпостійного стану, подібного до NAO+, який триває до 0,7-1 тис. р.т.</p> <p>Поступове зниження зволоження, зниження літньої температури у середньогір'ї Східних Карпат (Diaconu et al., 2017)</p> <p>3000–2000 кал. р. т. – вологий період у Південних і Східних Карпатах (Buczko et al., 2013; E. Magyari et al., 2009; Schnitchen et al., 2006)</p>	<p>Поступове освоєння землі неолітичними землеробами. Поява людських поселень, перше землеробство. Поява і розростання: ялини, граба, бука, ялиці (Geantă et al., 2014; Margielewski et al., 2010; Starkel et al., 2013)</p> <p>Зменшення частки дуба (<i>Quercus</i>) та ліщини (<i>Corylus</i>) у складі лісів</p> <p>Регресія лісів та зниження верхньої межі лісу (Geantă et al., 2014; I. Vincze et al., 2017)</p> <p>Зниження ролі граба, зміна лучних степів різнотравно-злаковими у зональних геоекотонах (Н. П. Герасименко, 2010)</p> <p>Активізація зсувів у Західних Карпатах (Pánek et al., 2013)</p>

			<p>Зростання частки бука та зниження частки ялини звичайної у низько- та середньогір'ї (Feurdean et al., 2011)</p> <p>3700-3500 р. т. – Заміна ялини на ялицю у низькогір'ї Західних Карпат (Margielewski et al., 2010)</p> <p>Максимальні рівні озер між 3300 і 2800 кал.р.т (Orbán et al., 2018)</p> <p>Найбільші паводки у передгір'ї Східних Карпат 3500-2900, 2200-2075 р. т. (Rădoane et al., 2015)</p>
<p>2850-2000 (3100 (Tóth et al., 2018)</p> <p>3000 (Orbán et al., 2018)</p>	SA-1	<p>Зниження літньої температури повітря та зростання кількості атмосферних опадів (E. Magyari, Braun, et al., 2009; Schnitchen et al., 2006; Tóth et al., 2015b)</p> <p>На початку SA-1 на ~1.6-1,8 °C нижче від сучасних значень літніх температур</p> <p>Поступове посухшення клімату (Onac et al., 2002)</p>	<p>На початку оліготрофні умови високогірних озер</p> <p>Низький рівень повторюваності пожеж (Feurdean et al., 2012; Haliuc et al., 2019)</p> <p>2000 кал. р. т. – активізація зсувів у Західних Карпатах (Pánek et al., 2013)</p> <p>Домінування бука у передгір'ї і низькогір'ях і зростання частки ялиці (Tantau et al., 2009; Tanțău et al., 2011; Калинович, 2003)</p> <p>У геоекотоні широколистяні ліси–лісостеп – зменшення площ широколистяних лісів і вільшаників, проте підвищувалася роль ліщини (Н. Герасименко, 2007)</p> <p>Вибіркова вирубка лісів для будівництва у передгір'ї та випалювання лісу для землеробства у Західних і Східних Карпатах (Margielewski et al., 2010; Sümeği et al., 2009)</p>

			<p>Зміну екосистеми на менш продуктивну та/або про ерозія ґрунту (Orbán et al., 2018)</p> <p>Підйом рівня озер (Mîndrescu et al., 2016)</p>
<p>2000-500 (1600-800 (Н. П. Герасименко, 2010)) **</p>	SA-2	<p>Суха фаза у Західних Карпатах у VI-IX ст. Поступове потепління (Diaconu et al., 2017) Середньовічний кліматичний оптимум</p>	<p>Інтенсивна річкова діяльність, пік зсувів (Buczko et al., 2013)</p> <p>Використання дубових лісів як кормових угідь для тваринництва, зменшення площі лісів у Західних Карпатах (Margielewski et al., 2010)</p> <p>У геокотоні широколистяні ліси – лісостеп – зменшення ступеня залісення, геокотоні лісостеп– степ переважання злаково-різнотравних та різнотравно-злакових степи (Gerasimenko et al., 2019; Н. Герасименко, 2007)</p> <p>Інтенсивне використання пасовищ (Feurdean & Willis, 2008b)</p> <p>Евтрофікація озер (Sümegei et al., 2009; Tóth et al., 2018)</p>
<p>Від 500 і по теперешній час**</p>	SA-3	<p>Малий Льодовиковий період Сучасне потепління</p>	<p>Найінтенсивніша антропогенізація ландшафту, випасання худоби та інтенсивна вибіркова вирубка лісів та пожежі після колонізації людиною, лісові плантації ялини та сосни (Feurdean & Willis, 2008b; Starkel et al., 2013)</p>

*у дужках вказані дати згідно з іншими дослідженнями

** кліматичні періоди детальніше описані у підрозділах 4.2, 4.3., 4.4., 4.5

Додаток К. Сезонні температури повітря у Малому льодовиковому періоді

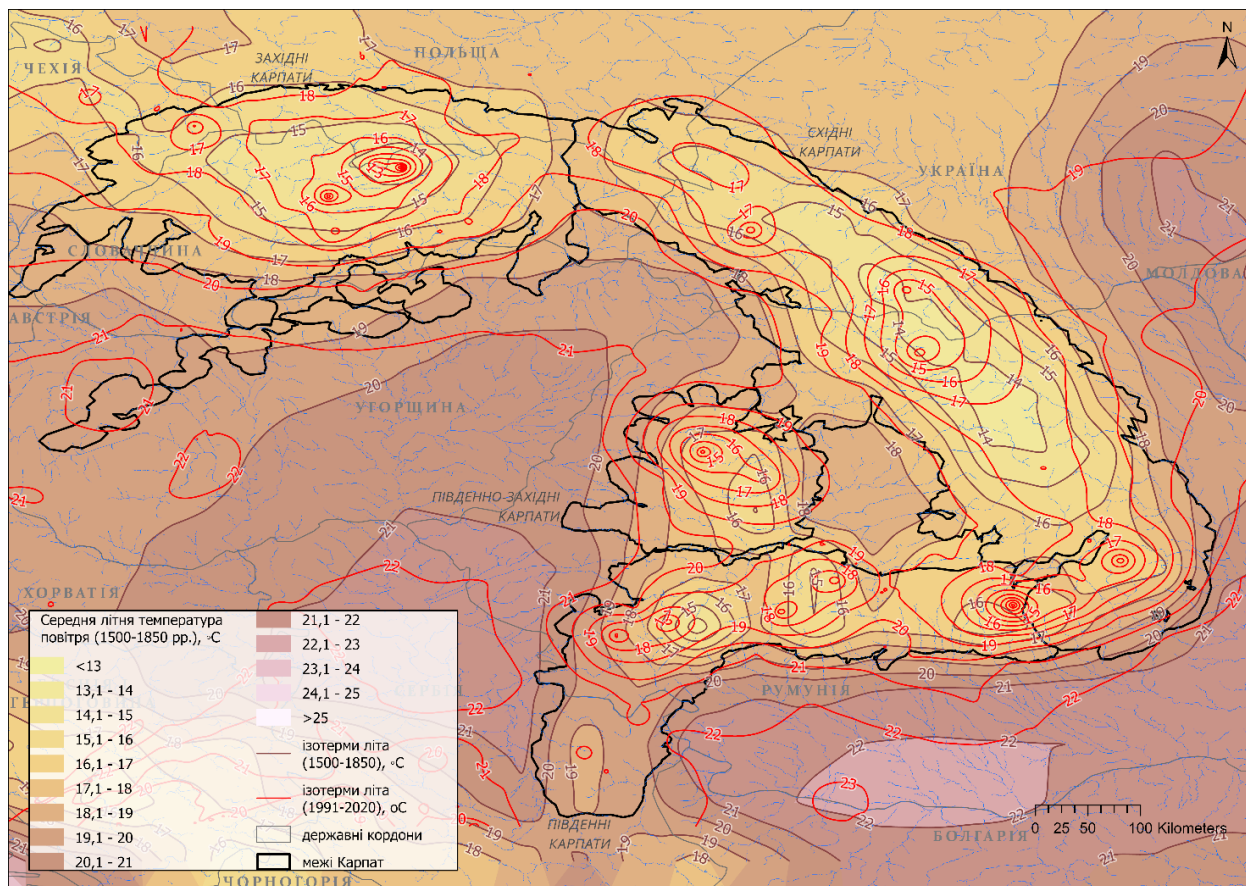


Рис. К1. Середня температура повітря літа

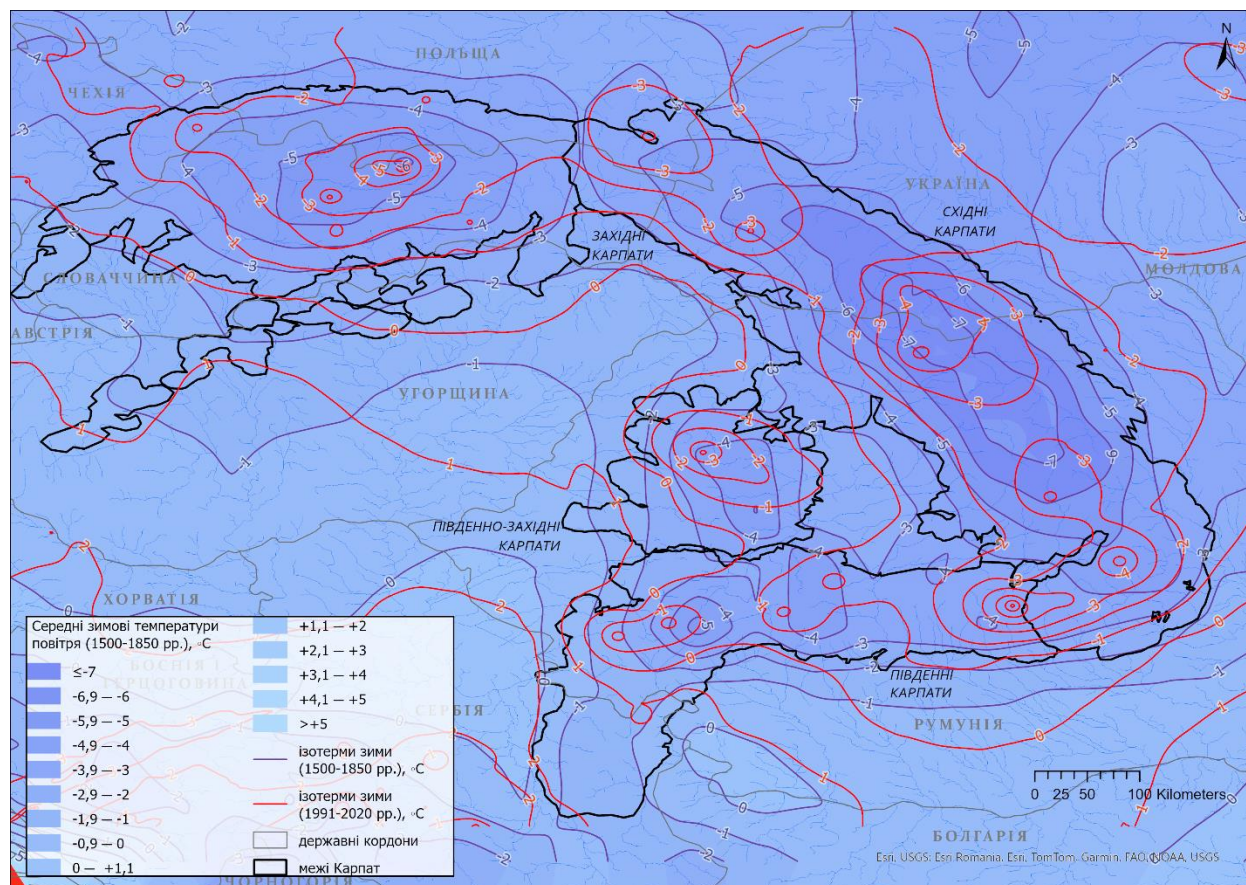


Рис. К2. Середня температура повітря зими

Додаток Л. Середні річні температури повітря упродовж різних періодів МЛП

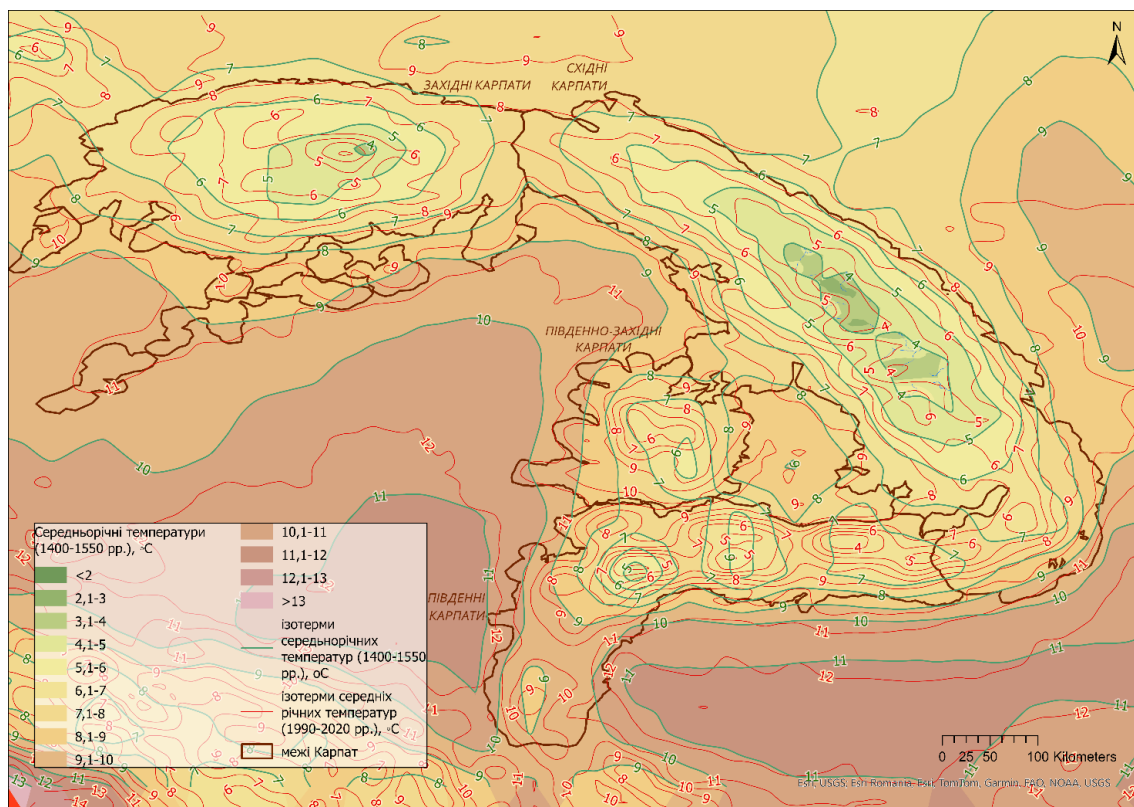


Рис. Л1. Середні річні температури повітря упродовж 1500-1550 рр.

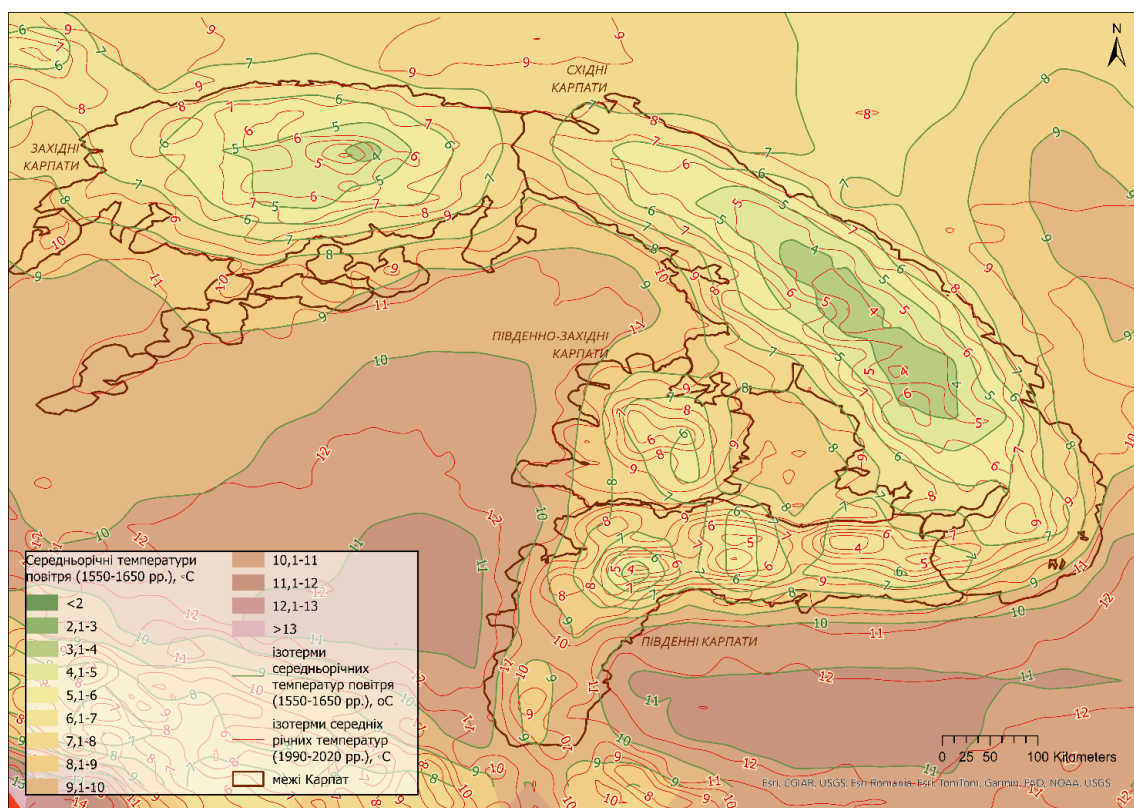


Рис. Л2. Середні річні температури повітря упродовж 1551-1650 рр.

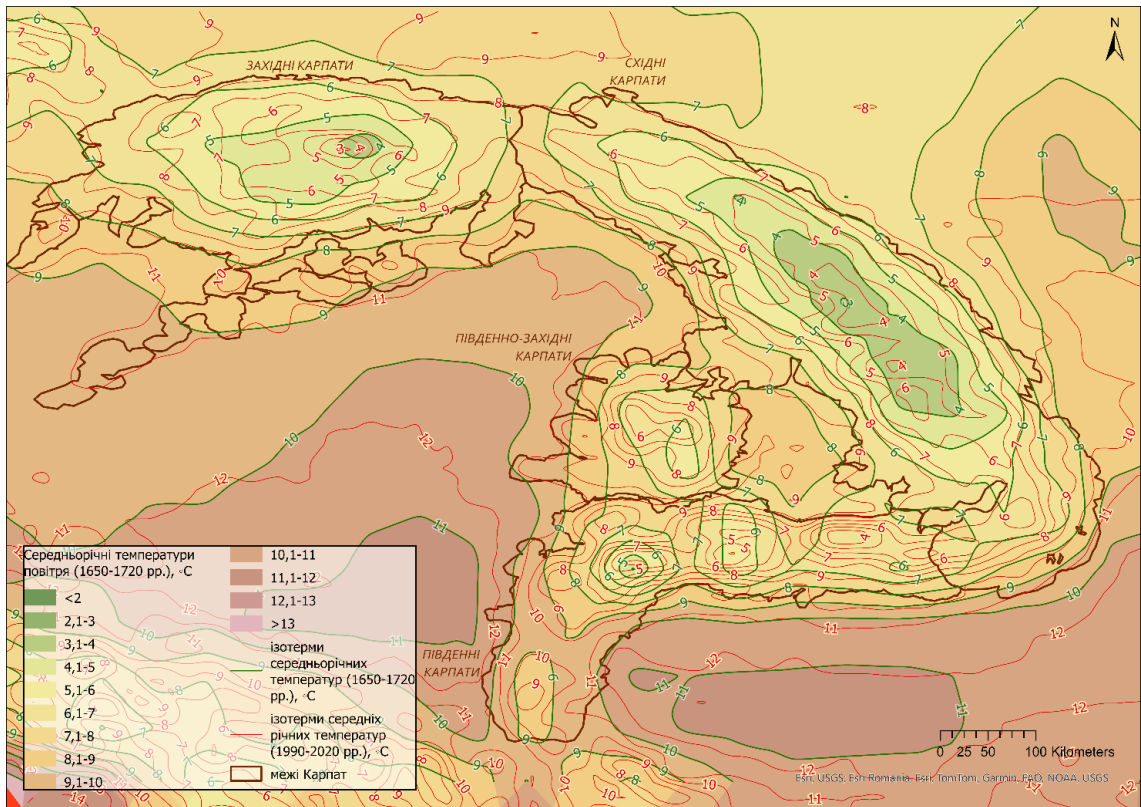


Рис. Л3. Середні річні температури повітря упродовж 1651-1720 рр.

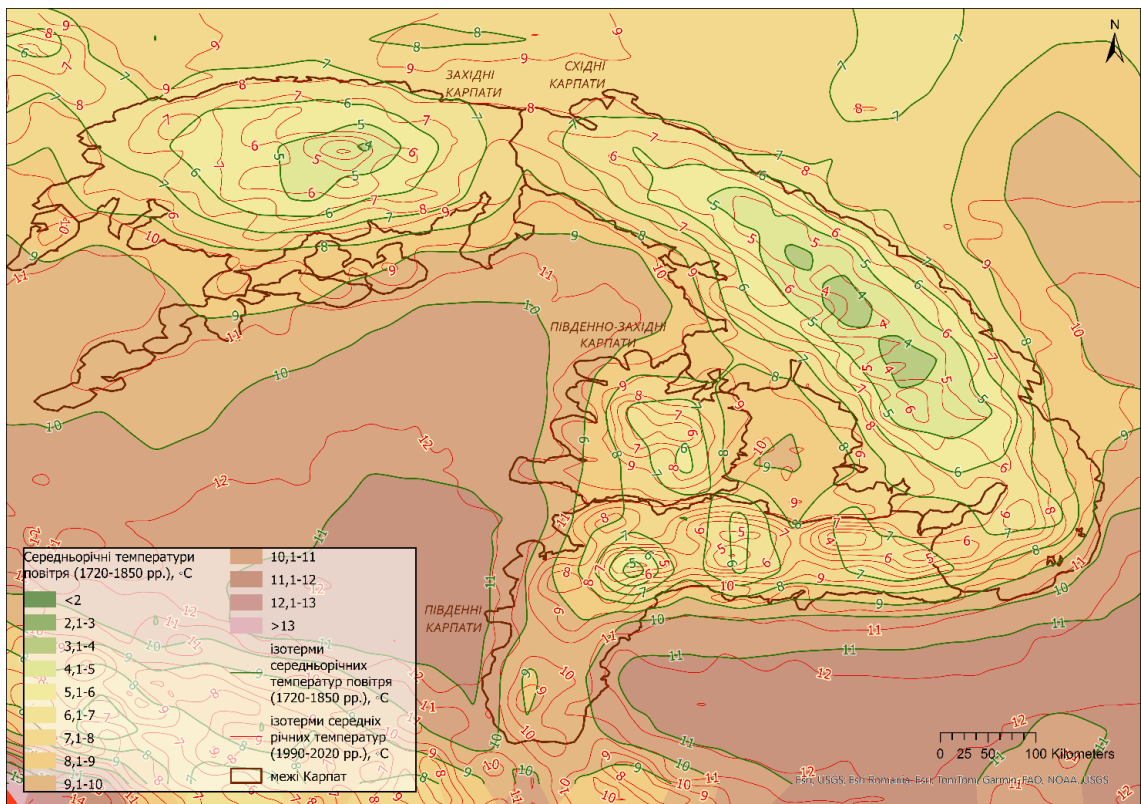


Рис. Л4. Середні річні температури повітря упродовж 1721-1850 рр.

Додаток М. Середні температури повітря зими упродовж різних періодів МЛП

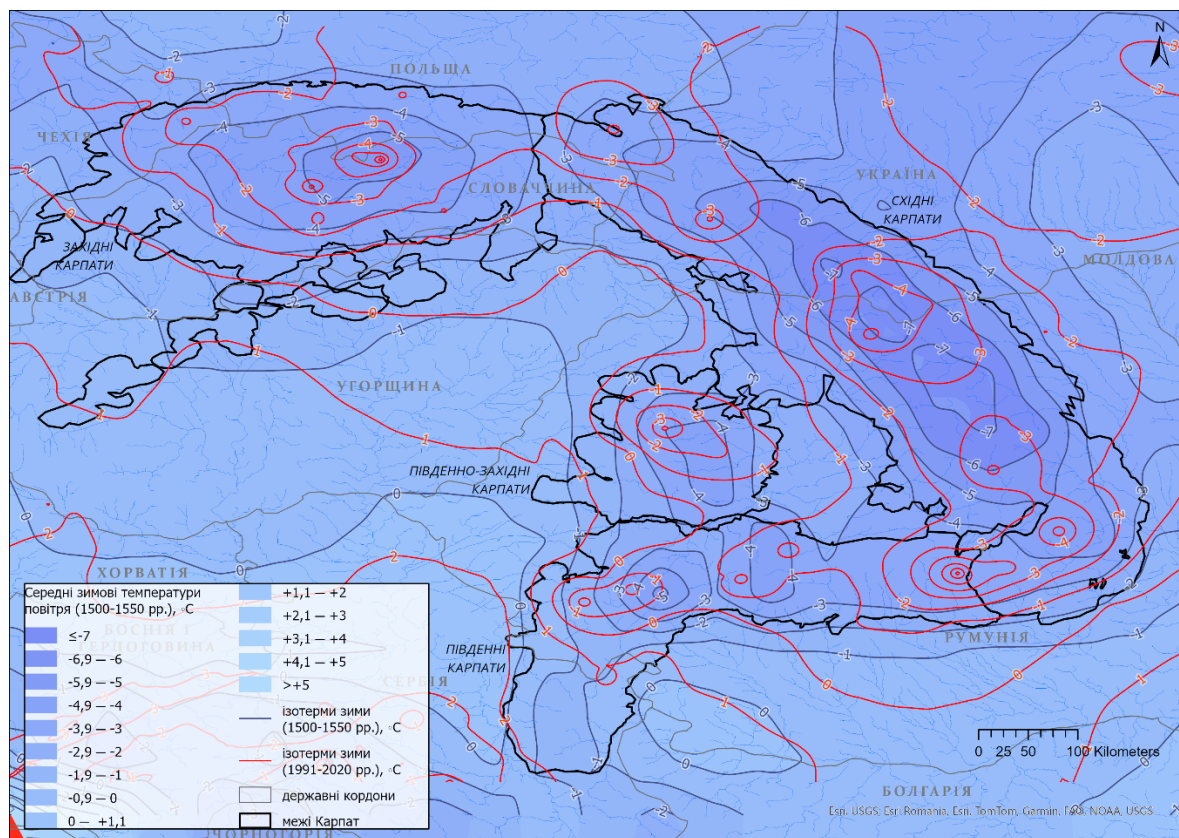


Рис. М1. Середні температури повітря зими упродовж 1500–1550 рр.

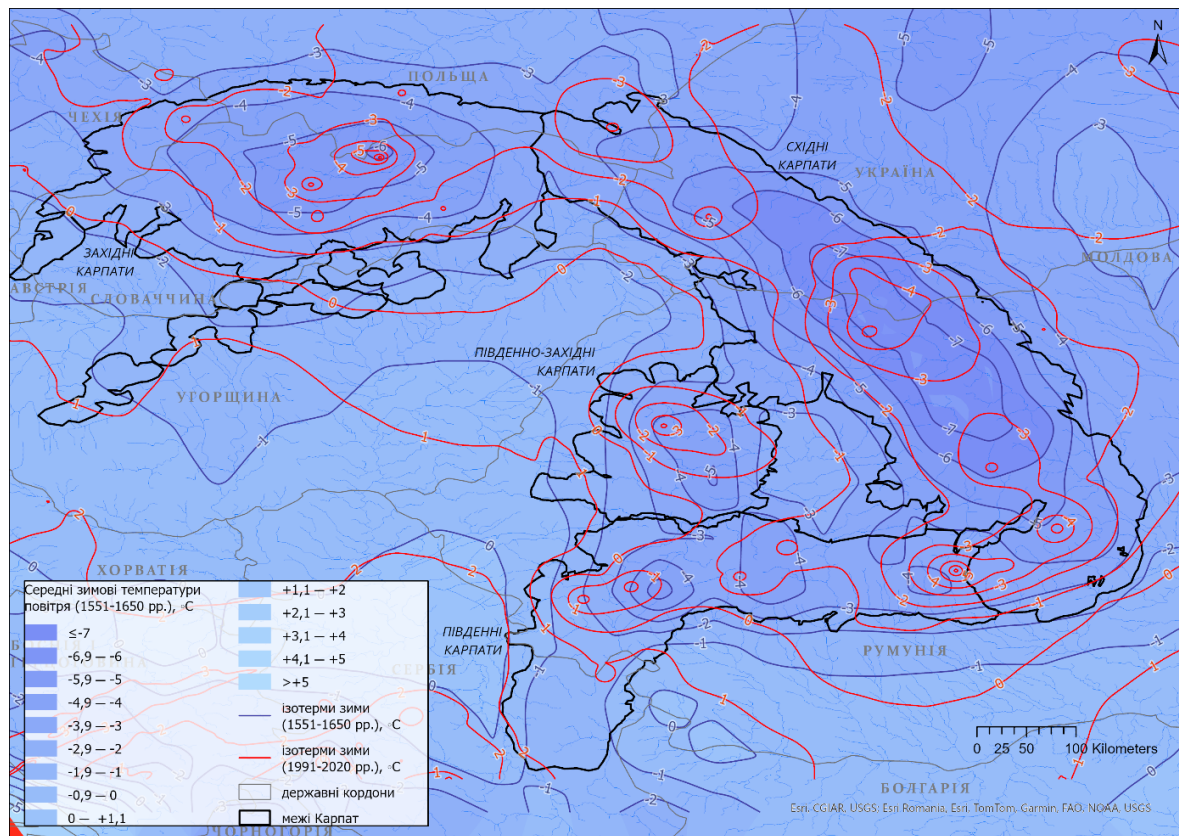


Рис. М2. Середні температури повітря зими упродовж 1551–1650 рр.

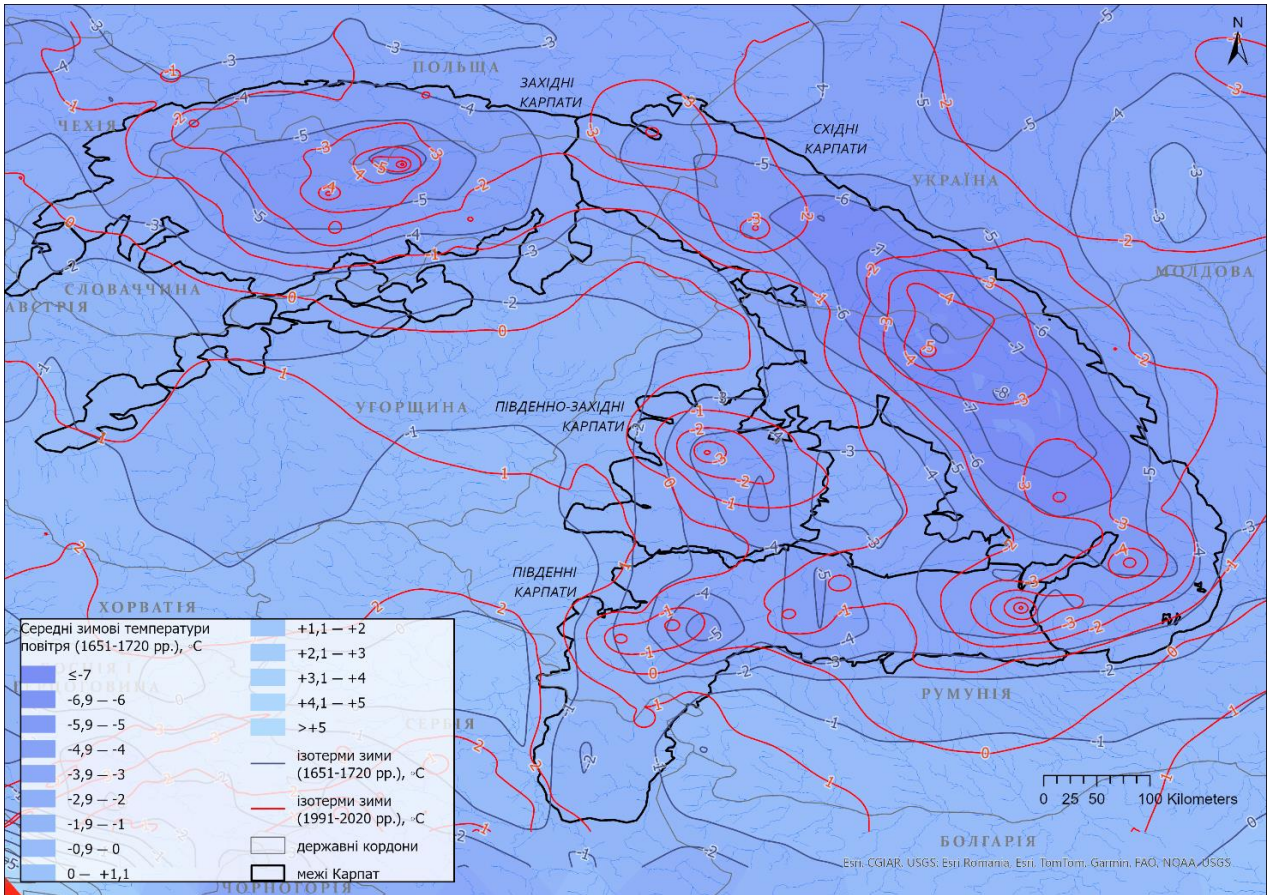


Рис. М3. Середні температури повітря зими упродовж 1651–1720 рр.

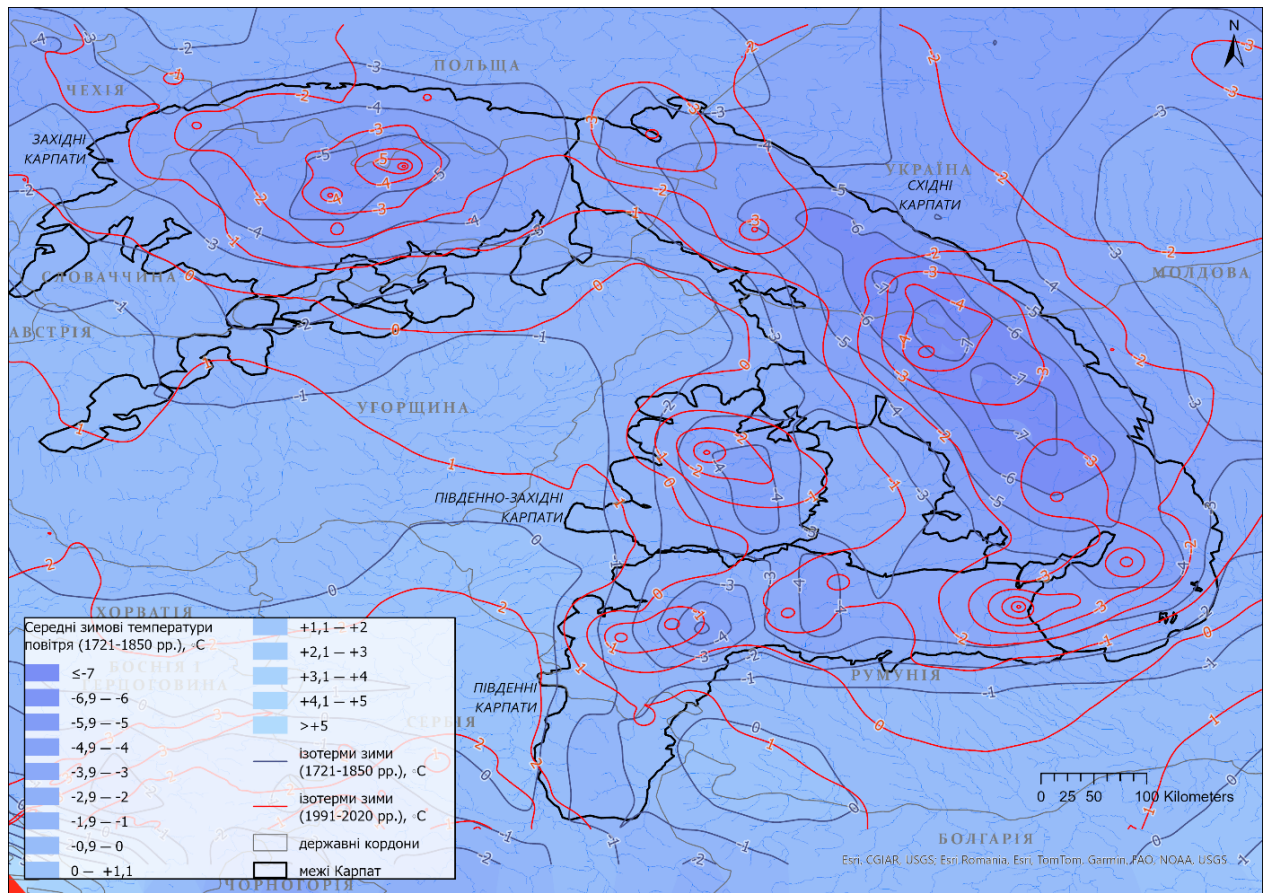


Рис. М4. Середні температури повітря зими упродовж 1721–1820 рр.

Додаток Н. Середні температури повітря літа упродовж різних періодів МЛП

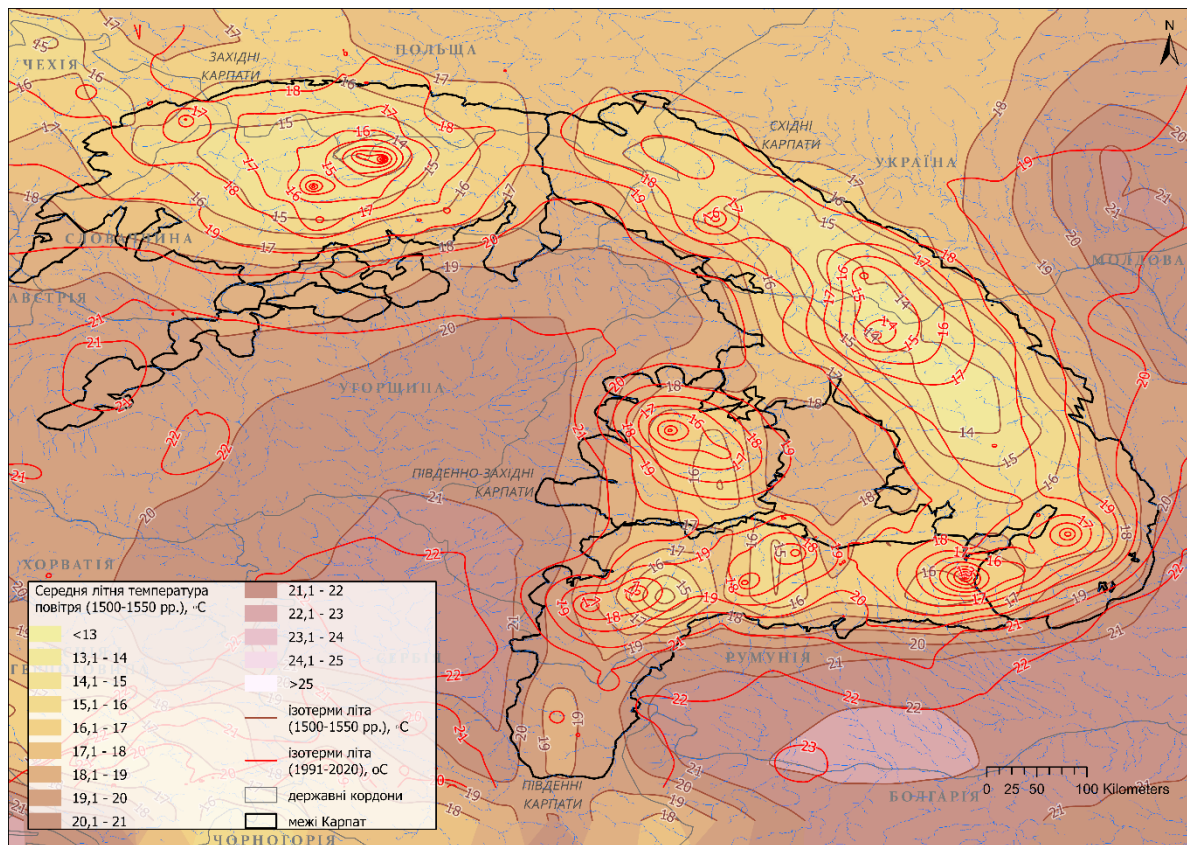


Рис. Н1. Середні температури повітря літа упродовж 1500–1550 рр.

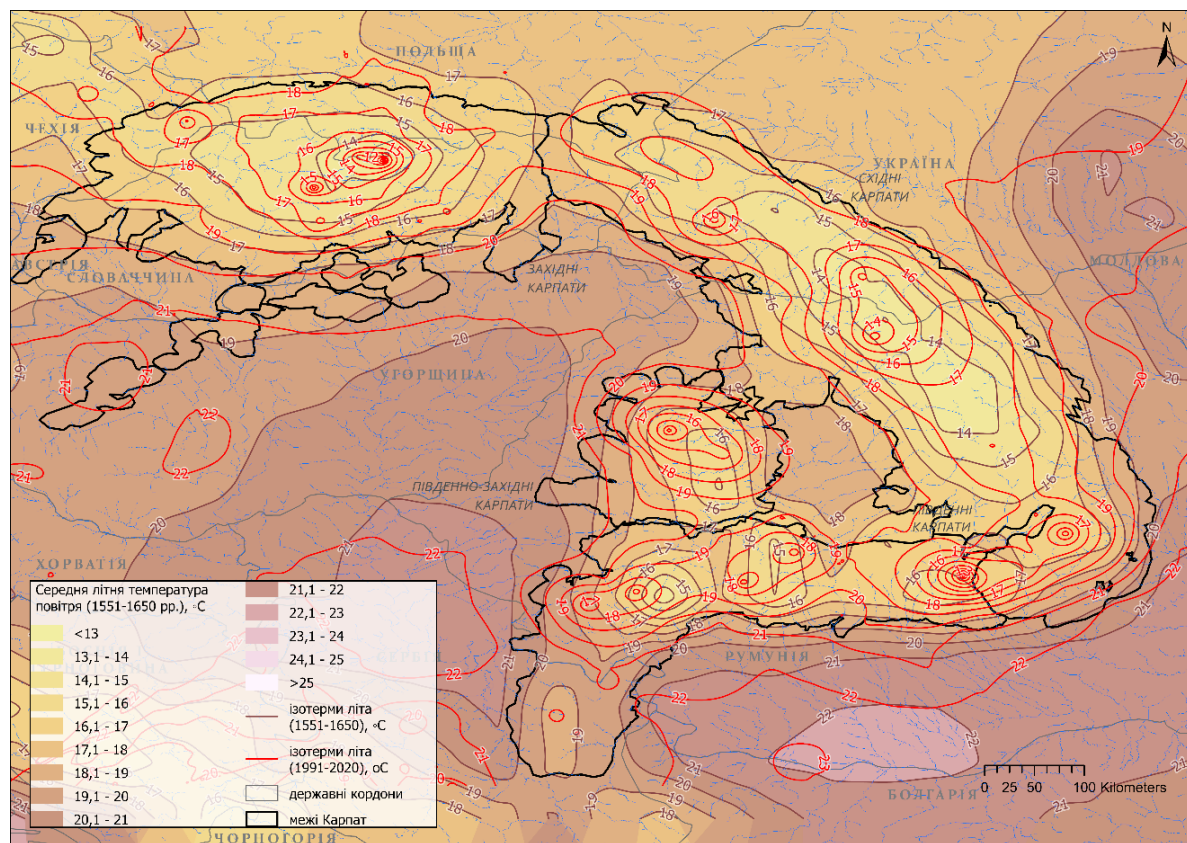


Рис. Н2. Середні температури повітря літа упродовж 1551–1650 рр.

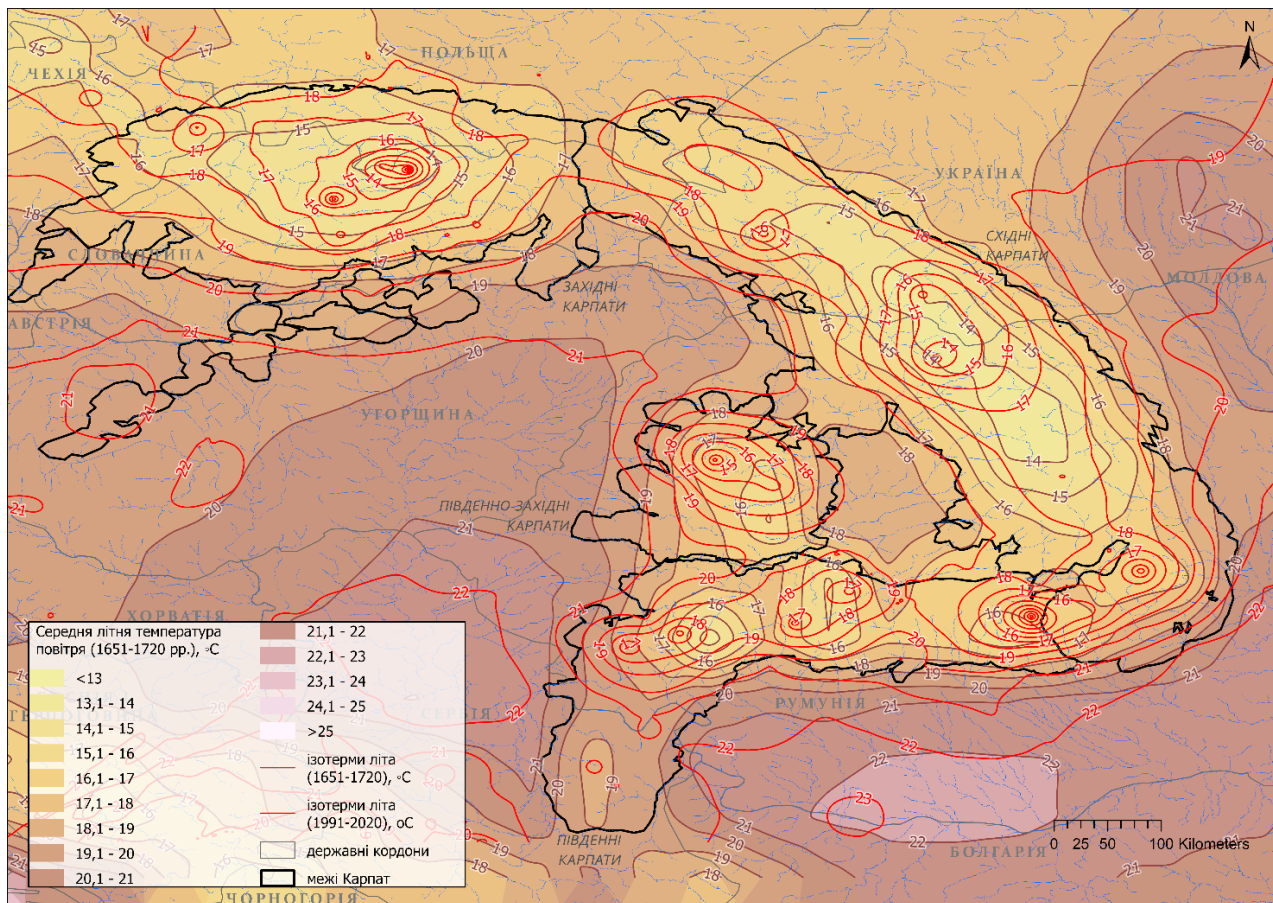


Рис. Н3. Середні температури повітря літа упродовж 1651–1720 рр.

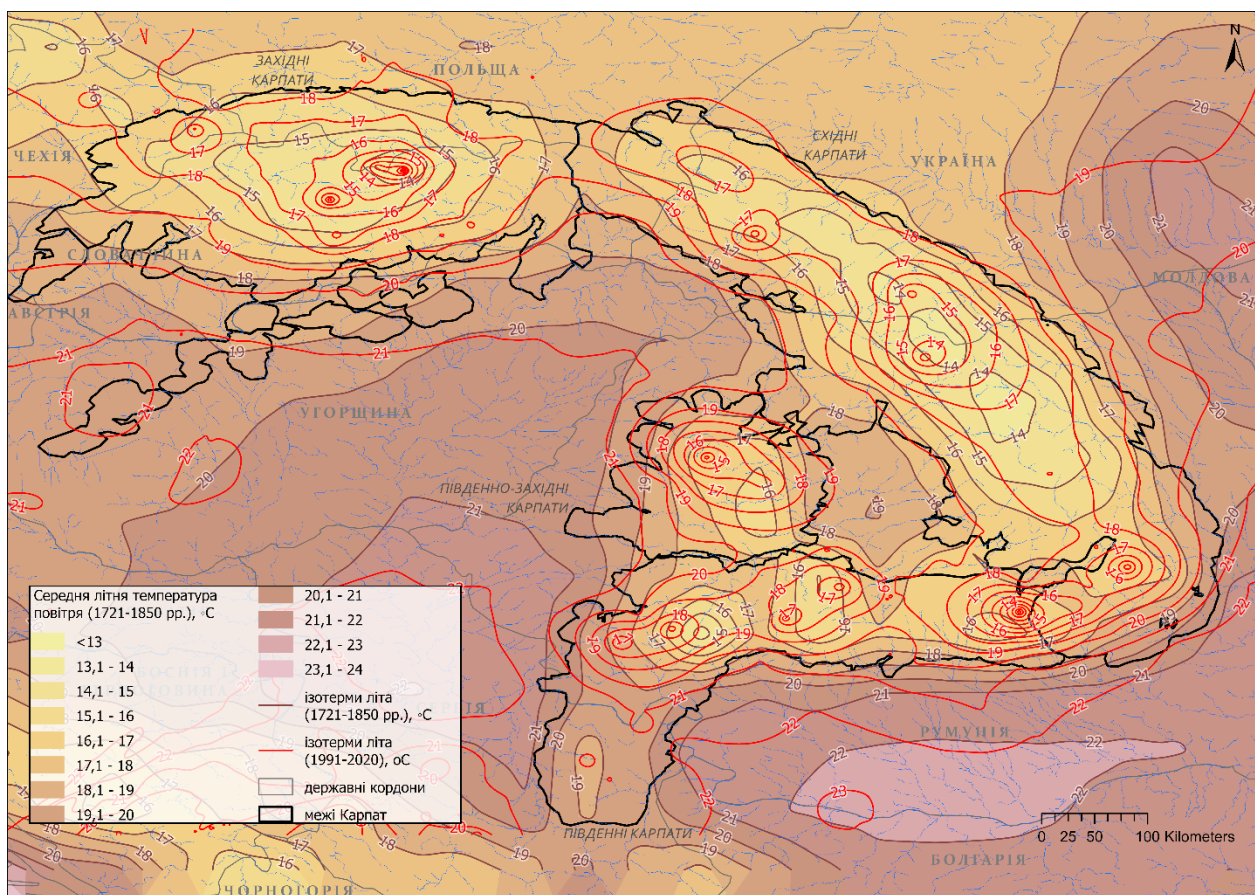


Рис. Н4. Середні температури повітря літа упродовж 1720–1850 рр.