

Вплив знеліснення на радіаційний та термічний режими території України за даними глобальних кліматичних моделей

Л. А. Писаренко¹, С. В. Краковська^{1,2}, 2021

¹Український гідрометеорологічний Інститут ДСНС України та НАН України, Київ, Україна

²Національний антарктичний науковий центр МОН України, Київ, Україна
Надійшла 9 березня 2021 р.

Розглянуто вплив часткового знеліснення на території України з використанням даних глобального ретроспективного моделювання (The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP)). Використано дані декількох глобальних кліматичних моделей, в яких поступово лінійно зменшували лісовий покрив по всій планеті у загальному на 20 млн км², або по 400 тис. км²/рік, упродовж 50 років, у наступні 30 років його не змінювали. Згідно з результатами моделювання, зменшення лісистості із подальшою заміною на трав'яний покрив впливає на відбивну здатність підстильної поверхні (альbedo) та перерозподіл короткохвильової радіації, внаслідок чого змінюється термічний режим. Найбільші зміни в альbedo та найвищі значення коефіцієнтів кореляції між альbedo і знелісненням виявлено у зимовий сезон, коли встановлюється стійкий сніговий покрив. Статистично значуще зростання альbedo в окремих вузлах сітки сягало 24 %/50 років у зимовий сезон, у літній сезон максимальні зміни становили 2,7 %, оскільки альbedo трави і лісу значно не відрізняються. Зміна альbedo, у свою чергу, призводить до зміни температурного режиму підстильної поверхні та приземного шару повітря. Сильніший зв'язок між зміною альbedo та показниками температури спостерігається також у холодний сезон, унаслідок чого знижується температура як підстильної поверхні, так і повітря (максимально на -2,5...-2,0 %/50 років), тоді як у теплий сезон зв'язки між зміною альbedo і температурами є слабшими, проте також температура максимального знижується на -2,0...-1,5 %/50 років. Згідно з дослідженнями зв'язку між зменшенням лісистості й усередненим добовим розмахом температури повітря, саме в холодний сезон цей показник підвищується до 0,5...1,5 %/50 років, тоді як у теплий сезон таких тенденцій не виявлено. В результаті аналізу річного розмаху температури виявлено значну розбіжність у моделях, тому однозначний вплив лісистості на нього встановити не вдалось. Загалом моделі з дрібнішою сіткою чутливіші до зміни значень альbedo і, як наслідок, до інших показників. Наведені висновки стосуються доіндустріального періоду з мінімальним антропогенним впливом, коли на території України взимку був стійкий сніговий покрив. В умовах сучасної зміни клімату зі значним зменшенням тривалості залягання снігового покриву та підвищенням температур вплив знеліснення на радіаційний та термічний режими може бути протилежним, що потребує додаткового вивчення.

Ключові слова: LUMIP, знеліснення, лісистість, альbedo, температура підстильної поверхні, приземна температура повітря, добовий розмах температури повітря, річний розмах температури повітря.

Вступ. Постановка проблеми. Проблема зміни клімату зумовила появу численних досліджень про вплив цієї зміни на навколишнє середовище у глобальному

[IPCC, 2019] та регіональному масштабах, зокрема і в Україні [Волощук та ін., 2002; Кліматичні ризики, 2018; Клімат України, 2003; Краковська та ін., 2011, 2016, 2017;

Хохлов, Єрмоленко, 2015; Boychenko et al., 2016, 2018; Snizhko et al., 2020, та ін.]. Впливу зміни клімату на сільськогосподарські угіддя та лісовий покрив приділяють особливу увагу і в Україні, й у світі [Адаменко, 2014; Балабух, Зібцев, 2016; Букша та ін., 2017; Дмитренко та ін., 2017; Польовий, Божко, 2015; Швиденко та ін., 2018; Boychenko et al., 2016; Hlásny et al., 2011; Buksha et al., 2014; Bush et al., 2011; IPCC, 2019; Kolomyts, 2019; Lindner, et al., 2010; Morin, 2018; Peters et al., 2013; Shvidenko et al., 2017; Torquebiau et al., 2016]. Подібні дослідження стають основою для розробки галузевих стратегій адаптації до зміни клімату, зокрема лісів [Повідомлення..., 2020]. Проте різні компоненти навколишнього середовища, в свою чергу, можуть впливати на кліматичну систему. Одним із таких компонентів є лісовий покрив, який відіграє важливу роль у динаміці хімічних складових атмосферного повітря та впливає на розподіл метеорологічних величин у нижніх шарах тропосфери. Якщо мікроклімат лісу досліджено добре [Мищенко, Ляшенко, 2007; Chen et al., 1999; Hofmeister et al., 2019; Pannatier et al., 2013; Stysiak et al., 2015], то дослідження впливу лісу на регіональний та глобальний клімат розпочалися відносно нещодавно із початком розвитку методів чисельного моделювання. Особливу увагу у сучасних дослідженнях приділяють бореальним і тропічним лісам через їхній великий, але неоднозначний вплив на кліматичну систему [Arneeth et al., 2016; Boysen et al., 2018, 2020; Brovkin et al., 2020; Gordon, 2008; Kulmala, et al., 2020]. Зокрема, встановлено, що у тропічних лісах існує протидія ефектам нагрівання приземного повітря через низьке альbedo та охолодження через значну евапотранспірацію. В свою чергу, бореальні ліси внаслідок низького альbedo сприяють нагріванню підстильної поверхні та приземного повітря, що особливо виявляється взимку через зменшення альbedo в період стійкого снігового покриву. Поряд з цим вплив лісів помірної зони, зокрема і в Україні [Швиденко та ін., 2018], має достатньо недосліджених питань [Boysen, 2018,

2020; Gordon, 2008; Groisman, Ivanov, 2009].

У сучасній кліматології одним із методів досліджень є застосування кліматичних моделей в рамках скоординованого міжнародного експерименту Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [CMIP6], що дає можливість отримати характеристики складових кліматичної системи у вузлах сітки з достатньою надійністю, щоб оцінити взаємозв'язки, наприклад, між зміною підстильної поверхні та кліматичними характеристиками [IPCC, 2019]. Саме в рамках CMIP6 проведено експеримент The Land Use Model Intercomparison Project Land-Use Intercomparison Project (LUMIP), який полягав у глобальному частковому знелісненні в доіндустріальний період (1850—1900) з метою вивчення впливу лісового покриву на глобальний та регіональний клімат [Lawrence et al., 2016]. Дані LUMIP та результати їх обробки лише нещодавно з'являлись у наукових виданнях, зокрема, у працях [Boysen et al., 2018, 2020; Brovkin, 2020]. Дані цього експерименту проаналізовано глобально та в цілому, без переходу на регіональні масштаби. У публікаціях [Boysen et al., 2018, 2020; Brovkin, 2020] проаналізовано вплив часткового знеліснення на розподіл річних характеристик температури і суми опадів з більшим акцентом на бореальні та тропічні ліси. Автори виявили, що зменшення площ бореальних лісів приводить до зниження приземної температури повітря, тоді як зменшення площ тропічних лісів — навпаки, але лісам помірної зони було приділено набагато менше уваги, лише зазначено, що їх вплив матиме проміжний ефект. Автори оцінили, що річна температура знижується через ріст альbedo та зменшення прихованих потоків тепла внаслідок заміни лісу трав'яним покривом, оскільки трава має меншу евапотранспірацію [Boysen et al., 2018, 2020; Brovkin, 2020].

У попередніх публікаціях більше уваги приділено бореальним і тропічним лісам, втім для території України актуальним є детальніше вивчення впливу лісів на розподіл кліматичних характеристик у помірних широтах.

Мета статті — аналіз регіональних особливостей впливу глобального знеліснення на відбивну здатність підстильної поверхні (альbedo) і на термічний режим території України за мінімального антропогенного навантаження.

Матеріали та методи. Для проведення досліджень використано дані експерименту LUMIP [Lawrence et al., 2016], що є однією зі складових частин проекту CMIP6 [CMIP6]. Метою глобального проекту CMIP6 є дослідження мінливості та зміни клімату на різних часових проміжках від минулого до майбутнього з використанням даних спостережень (реаналізу) та кліматичних моделей.

LUMIP є історичним експериментом, де використано ретроспективне моделювання за допомогою глобальних кліматичних

моделей (ГКМ). Мета цього експерименту — виділення ефектів різного часово-просторового масштабу на клімат унаслідок штучного глобального часткового знеліснення з трендом до 1 % на рік у вузлах сітки, де лісистість перевищує 30 %. Увесь експеримент охоплює 80 років: від 1850 до 1899 р. відбувається знеліснення, у наступні 30 років (1900—1929) лісистість залишається без змін. Загалом глобально ліси зменшували на 20 млн км² з трендом 400 тис. км²/рік. Первинні дані для дослідження використовували із сайту The Earth System Grid Federation [ESGF].

Для зручності аналізу територію України розділено на такі широтні зони (рис. 1):

- 1) 52,5°—50,0° пн. ш. — північ країни, переважно Полісся;
- 2) 50,0°—47,5° пн. ш. — центральна

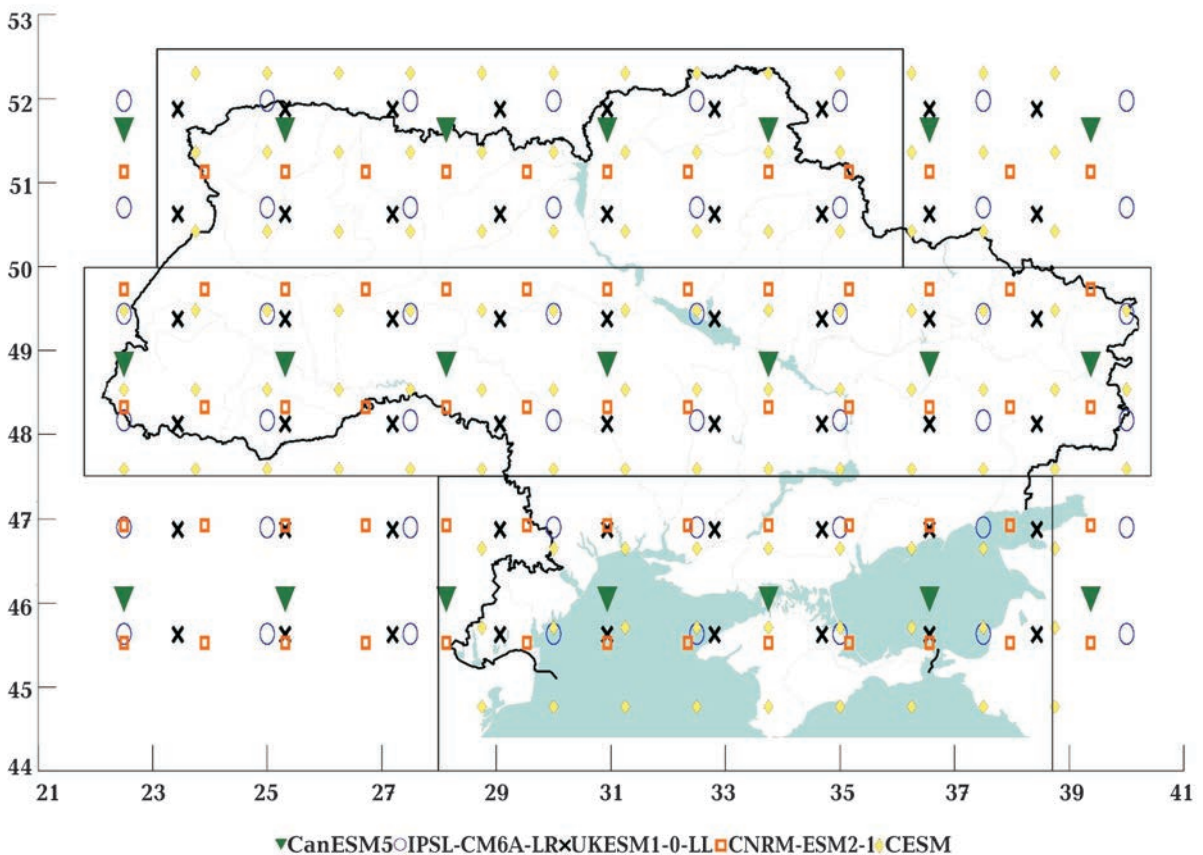


Рис. 1. Розташування широтних зон і вузлів сітки глобальних кліматичних моделей (див. таблицю) експерименту LUMIP.

Fig. 1. The location of latitudinal zones and grid points of the GCMs in LUMIP experiment (see Table).

частина України, переважно Лісостеп;

3) 47,5°—44° пн. ш. — південь країни, переважно Степ.

На прикладі північної широтної зони України на рис. 2 наведено схему зменшення лісового покриття.

Часовий період 1850—1899 рр. за МГЕЗК вважають доіндустріальним, тобто практично без антропогенного впливу [IPCC, FAQ]. Період 1900—1929 рр. в експерименті LUMIP досліджено для виявлення впливу подальших наслідків попереднього поступового зменшення лісистості на розподіл кліматичних характеристик.

У дослідженні використано 5 ГKM (див. таблицю) у порядку зростання просторової роздільної здатності, які для зручності в подальшому названо за порядковим номером моделі.

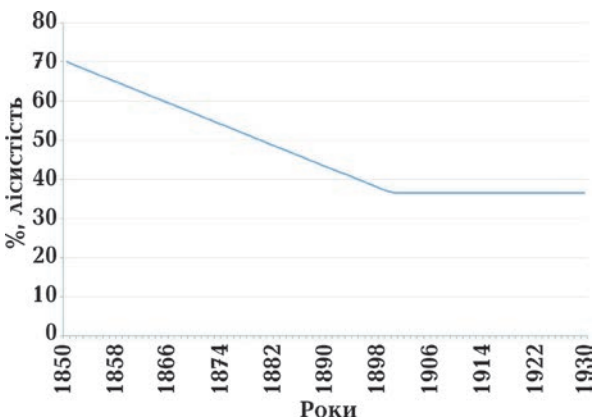


Рис. 2. Схема зменшення лісистості (%) з часом на прикладі півночі України (50°—52,5° пн. ш.) за однією з глобальних кліматичних моделей.

Fig. 2. The scheme of a partial deforestation (%) in time on the example of North Ukraine (50°—52,5° N) from one of the GCMs.

Слід зазначити, що ГKM відрізняються розміром сітки (див. рис. 1) та значенням лісистості, зміни якої наведено на рис. 3. Загалом, значення відсотка лісів змінювали пропорційно початковим умовам, але за різними алгоритмами. Для більшості моделей лісистість пропорційно зменшували там, де її значення становило 30 % і більше, але в моделі 2 зміна відбулась лише у трьох вузлах сітки на території України, де вона була найвищою (рис. 3). Найбільші значення початкової лісистості характерні для моделі 1 у Поліссі (75,7 %), але просторове покриття було максимальним в моделі 4, де його зміни також найбільші у цьому експерименті. В моделі 3 лісистість зменшувалась упродовж усього 80-річного періоду.

Для знаходження потенційних ефектів впливу часткового знеліснення на кліматичні характеристики використано такі результати моделювання: відсоток лісистості, низхідний (rsds) та висхідний (rsus) потоки короткохвильової сонячної радіації, середньомісячні температури підстильної поверхні та приземного шару повітря. Альbedo обчислено як співвідношення rsus до rsds. Дані розрахунків аналізували за аномаліями середньомісячних значень кліматичних показників відносно їх середніх значень у початковий період експерименту 1850—1869 рр. Алгоритм розрахунків ілюструють рис. 4, 5.

Основні результати. Зміна відбивної здатності підстильної поверхні (альbedo). Однією з основних характеристик радіаційного режиму території є співвідношення поглинальної та відбивної здатності під-

Перелік ГKM, що використано для дослідження

Номер моделі	Модель	Країна	Крок сітки (за довготою і широтою)
1	CanESM5	Канада	2,8125°×2,76727°
2	IPSL-CM6A-LR	Франція	2,5°×1,26761°
3	UKESM1-0-LL	Велика Британія	1,875°×1,25°
4	CNRM-ESM2-1	Франція	1,40625°×1,38903°
5	CESM2	США	1,25°×0,9424°

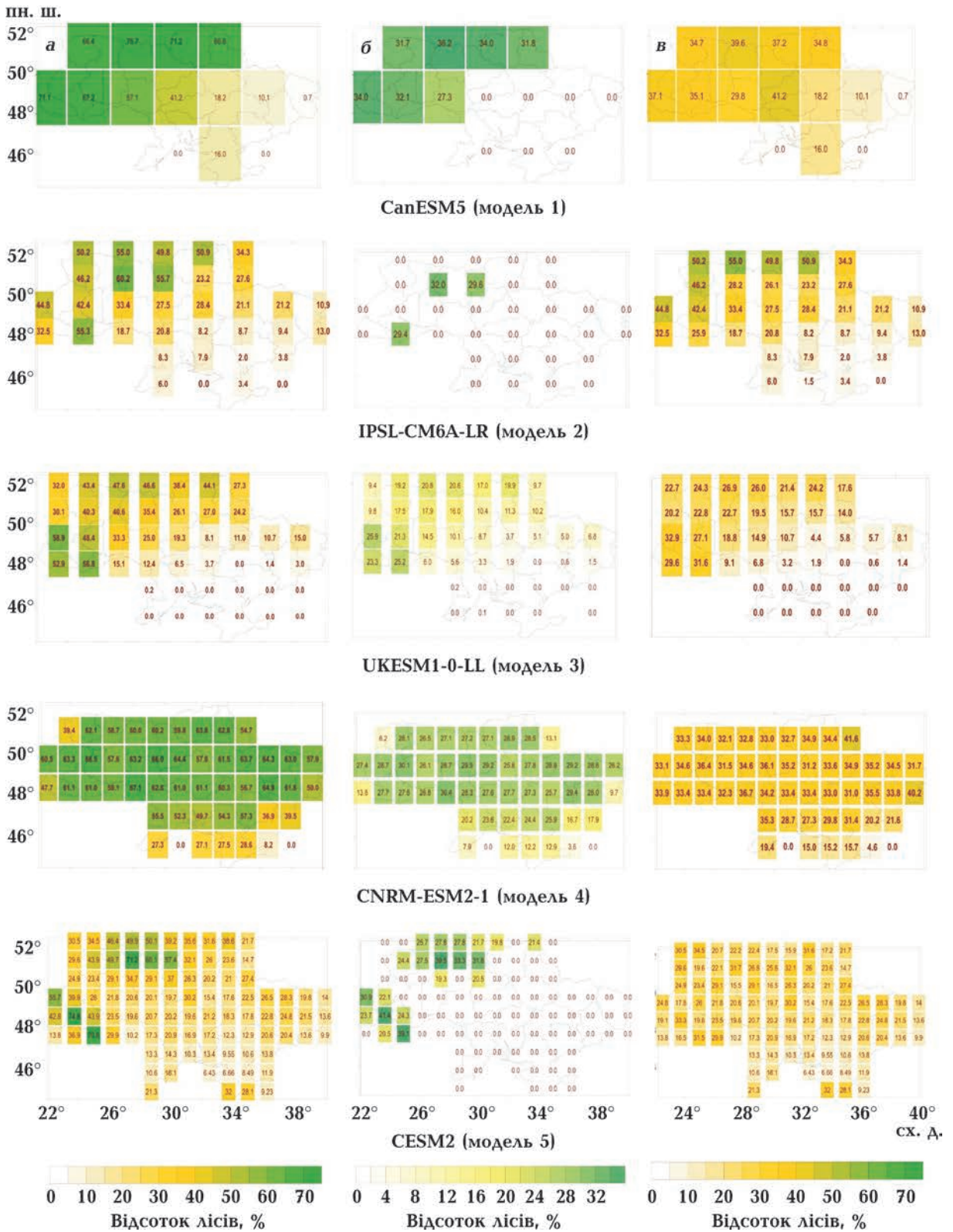


Рис. 3. Початкові умови стану лісистості (%) у вузлах сіток глобальних кліматичних моделей (див. таблицю) у 1850 р. (а), зміна умов за період 1850—1899 рр. (б) і кінцеві умови на 1900 р. (в).

Fig. 3. The initial state of forest cover (%) in grid points of GCMs in 1850 (a), a partial deforestation during 1850—1899 (b) and the final state in 1900 (b).

стильної поверхні. Зменшення лісистості з подальшою її заміною на трав'яний покрив впливає на зміну відбивної здатності підстильної поверхні (альbedo) через зміну кольору і, як наслідок, на перерозподіл потоків короткохвильової радіації. Загалом відбивна здатність лісу становить 3—10 %, трави — до 26, снігу (свіжого) — до 85 % [Ahrens, 2011].

За всіма моделями найвищі значення альbedo спостерігаються у зимовий сезон, що вочевидь зумовлено встановленням снігового покриву і що підтверджує здатність кліматичних моделей відтворювати фізичні процеси у кліматичній системі. У північній і центральній широтних зонах взимку середньомісячні значення альbedo досягають 40—60 %, у південній — до 40 %, що в 2 рази вище, ніж в інші сезони. У перехідні сезони типовими значеннями альbedo є 15—30 % (навесні) і 15—20 % (во-

сени). Влітку, у липні, відбивна здатність підстильної поверхні становить 15—25 %.

Усі моделі демонструють статистично значущий негативний зв'язок зміни альbedo із зменшенням лісового покриву у більшості вузлів сітки. Зміни альbedo особливо помітні у північній і центральній широтних зонах саме в холодний сезон, вочевидь через наявність снігового покриву. Найбільші значення зростання альbedo виявлено за моделлю 3, де лісистість змінювали до кінця досліджуваного періоду, проте зміни в альbedo були відчутнішими протягом 1850—1899 рр.

На початку холодного сезону, у листопаді, поступове зменшення лісового покриву наприкінці 50-річного періоду призвело до зростання відбивної здатності підстильної поверхні у межах 1,7—5,4 %. У результаті знеліснення моделі продемонстрували зростання альbedo у північній і централь-

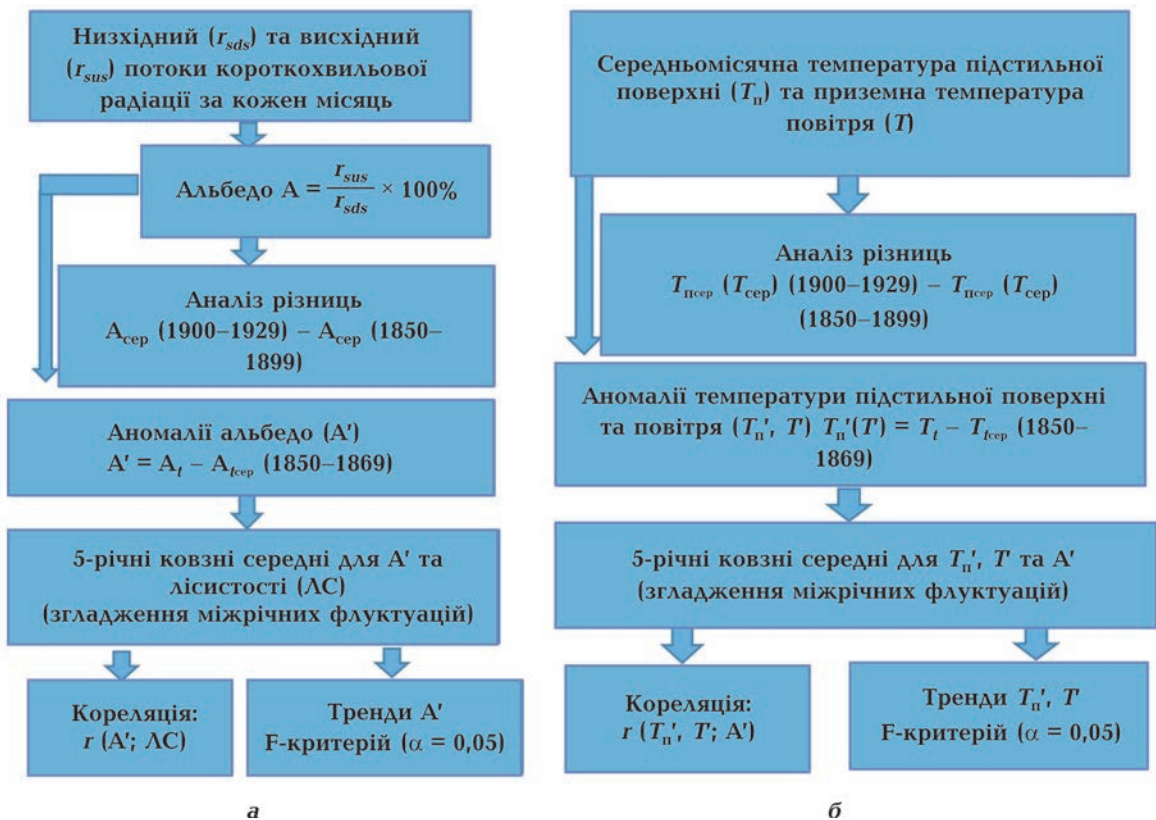


Рис. 4. Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій (а) багаторічних середніх місячних альbedo (% , t — місяць року, сер. — середнє) (б) та аномалій багаторічних середніх місячних температур (°C).

Fig. 4. The algorithm of data processing for the anomaly analysis (а) of the multi-year monthly mean albedo (% , t — month of the year, ser — mean) (б) and the anomaly analysis of the multi-year monthly mean temperatures (°C).

ній широтних зонах на 0,2—0,8 %/10 років. Кореляційні зв'язки за 1852—1897 рр. 5-річних ковзних середніх зменшення лісового покриву й аномалій альbedo за листопад є негативними і характеризуються середнім зв'язком $-0,6...-0,4$ для моделей з грубішою сіткою; вище середнього $-0,6...-0,7$ й високим $-0,8$ для моделей з дрібнішою сіткою. Слід зауважити, що лише за моделлю 3, де лісовий покрив зменшували до 1929 р., зростання альbedo було значущим до кінця досліджуваного періоду. За даними моделі 4, з більш деталізованою сіткою, зміну лісистості досліджували й для південної широтної зони (див. рис. 3). Швидкість зростання відбивної здатності на півдні досягла менших значень через менший відсоток лісистості (до 0,2 %/10 ро-

ків), проте загальна зміна лісового покриву була відчутною і зумовила зростання альbedo на 1,0 %. У північній і центральній широтних зонах у більшості вузлів сітки виявлено значущі тренди зміни альbedo.

У грудні швидкість зростання альbedo суттєво збільшується порівняно з листопадом до 0,5—4,3 %/10 років за всіма моделями для північної і центральної широтних зон, що може бути наслідком встановлення стійкого снігового покриву. За моделями 1 і 5 (з грубішою та дрібнішою сітками) зафіксовано найнижчу швидкість зростання відбивної здатності із зменшенням лісистості. Спостерігали значущий зв'язок зростання альbedo із зменшенням лісу, кореляція між якими в середньому дорівнювала $-0,7...-0,4$, особливо у північній широтній

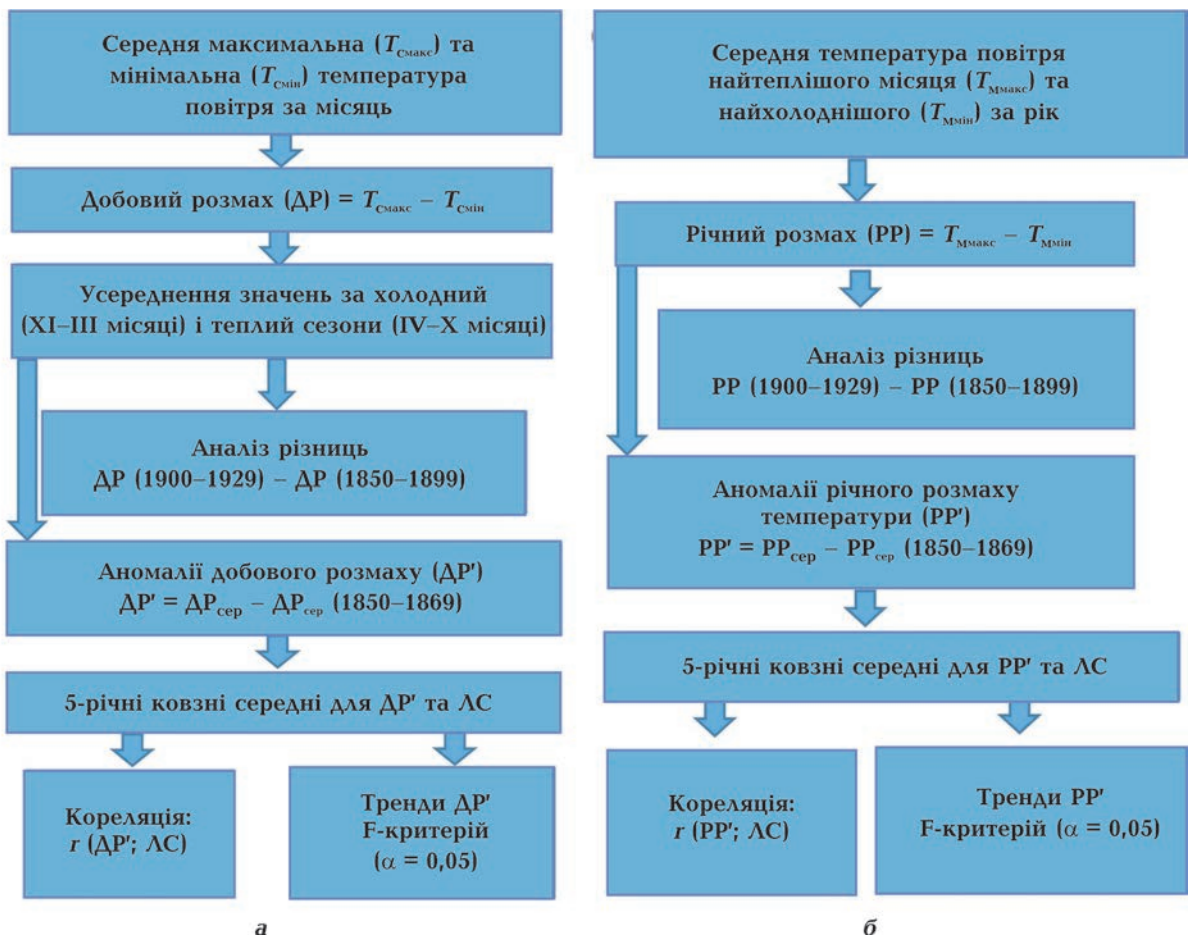


Рис. 5. Алгоритм обробки даних для аналізу аномалій добового (а) і річного (б) розмахів температури повітря (°C).

Fig. 5. The algorithm of data processing for the anomaly analysis of daily (a) and annual (б) air temperatures ranges (°C).

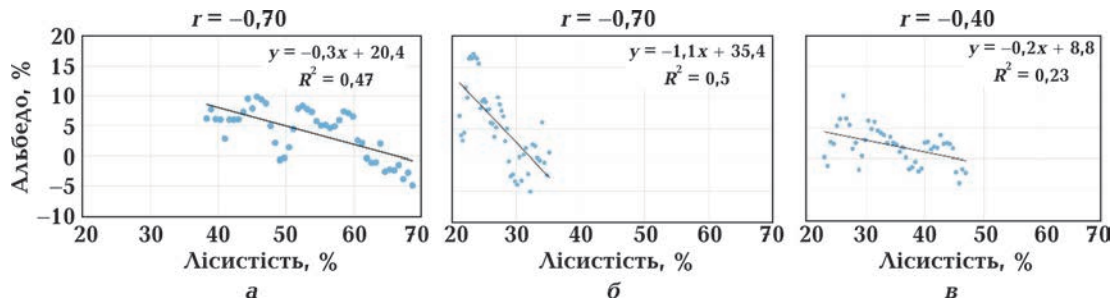


Рис. 6. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та зміною альbedo (%) на прикладі моделей 1 (а), 3 (б) та 5 (в) для січня північної широтної зони.

Fig. 6. The correlation between a partial deforestation (%) and changes in albedo (%) on examples of GCMs 1 (а), 3 (б) and 5 (в) for January in the northern latitudinal zone.

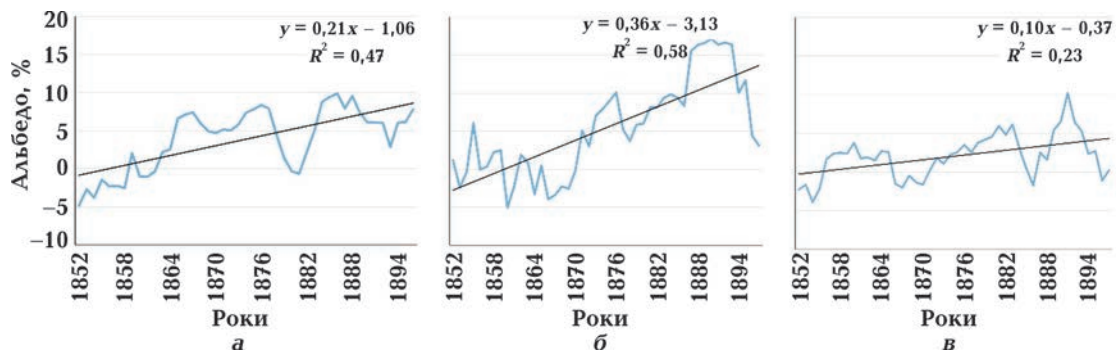


Рис. 7. Зростання альbedo внаслідок зменшення лісистості на прикладі січня у північній широтній зоні для моделей 1 (а), 3 (б), 5 (в).

Fig. 7. Albedo increase as a result of a partial deforestation on example of January in the northern latitudinal zone for GCMs 1 (а), 3 (б) and 5 (в).

зоні з найвищим відсотком лісистості, за винятком моделі 4, де лісистість є одноріднішою по території України. Як результат, поступове зменшення лісового покриву протягом 50 років призвело до зростання альbedo у грудні на 2,6—21,3 %, що простежується за усіма моделями для північної і центральної широтних зон. Найбільші зміни виявлено за моделлю 3. Для південної широтної зони зростання альbedo на 1 % спостерігається лише за моделлю 4.

У січні продовжувалися закономірності грудня, і зв'язок між збільшенням альbedo та зменшенням лісистості дорівнював від $-0,7$ до $-0,4$ (рис. 6). Точки на графіку відображають вузли сітки, де змінювали лісистість.

У період зменшення лісистості за всіма моделями альbedo підстильної поверхні продовжує в загальному зростати зі швидкістю 0,9—3,9 % / 10 років у північній ши-

ротній зоні та 0,8—2,6 % / 10 років — у центральній (рис. 7). За моделлю 4 зростання альbedo на півдні сягає 0,9 % / 10 років.

На прикладі моделей на рис. 8 показано, як зростає відбивна здатність підстильної поверхні. За моделлю 3 через загальне зменшення лісистості за 50 років альbedo зросло до 19,8 % у північній широтній зоні та до 12 % — у центральній (рис. 8), що є максимумом серед усіх моделей. Разом з тим за моделями 4 і 5 помітний невисокий приріст відбивної здатності. Найбільші зміни в альbedo спостерігаються на півночі та заході центральної широтної зони в районі Карпат і Передкарпаття.

Для лютого—березня характерне деяке послаблення зв'язку між змінами лісового покриву та альbedo, що характеризується здебільшого середньою і нижче середнього кореляцією $-0,6 \dots -0,4$. Незважаючи на

це, швидкість зміни альbedo залишається високою, досягаючи для північної і центральної широтних зон у лютому 1,0—4,8 %/10 років, у березні — 0,4—3,5 %/10 років — загальний розмах значень за всіма моделями. На півдні за моделлю 4 альbedo продовжує зростати на 0,6—0,8 %/10 років. Як наслідок зменшення лісистості, відбивна здатність підстильної поверхні зростає на 5,0—19,0 % у лютому та на 1,8—17,3 % у

березні. Найвищі значення зміни альbedo показала модель 3, а незначущі тренди за частиною вузлів сітки — модель 4.

У теплий сезон порівняно з холодним починаючи з квітня, змінюється характер потоків короткохвильової радіації. По-перше, суттєво зростає надходження сонячного випромінювання. По-друге, наявність вегетації змінює відбивну здатність підстильної поверхні. У квітні, на початку

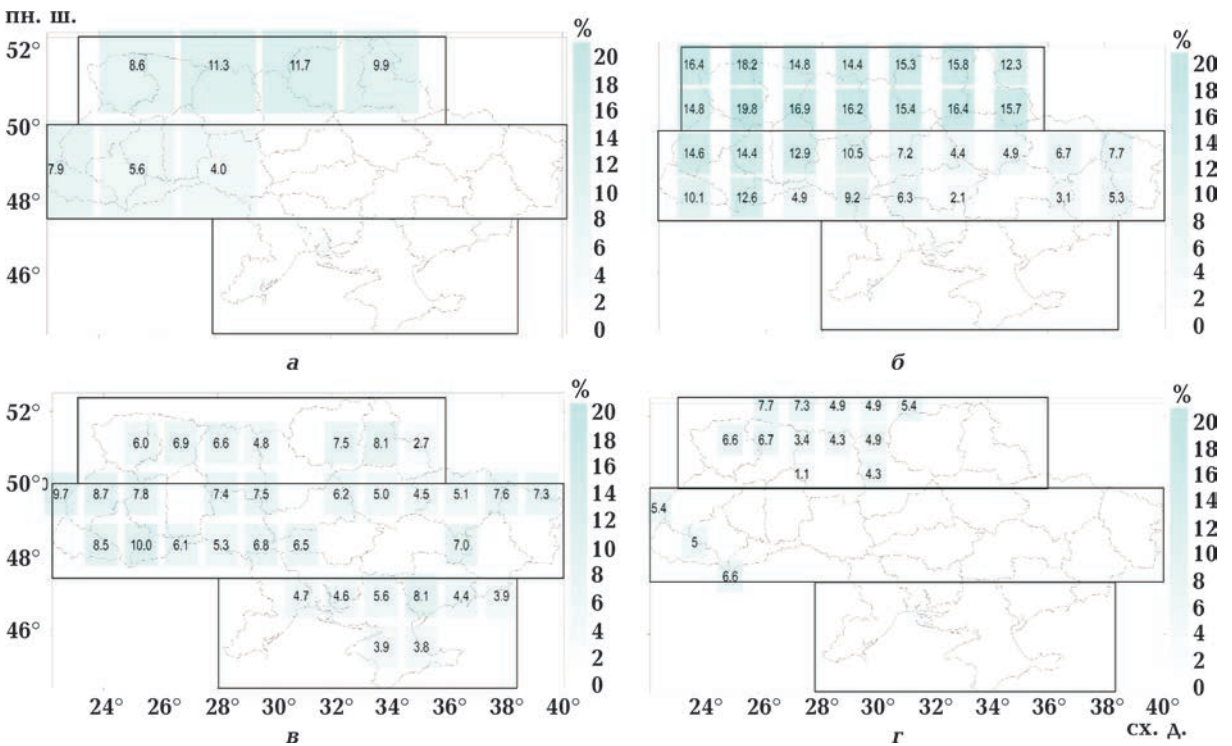


Рис. 8. Зміна альbedo за період зменшення лісистості для січня на прикладі моделей 1 (а), 3 (б), 4 (в) і 5 (r).
 Fig. 8. Changes in albedo for the period of a partial deforestation for January on the example of GCMs 1 (a), 3 (б), 4 (в) and 5 (r).

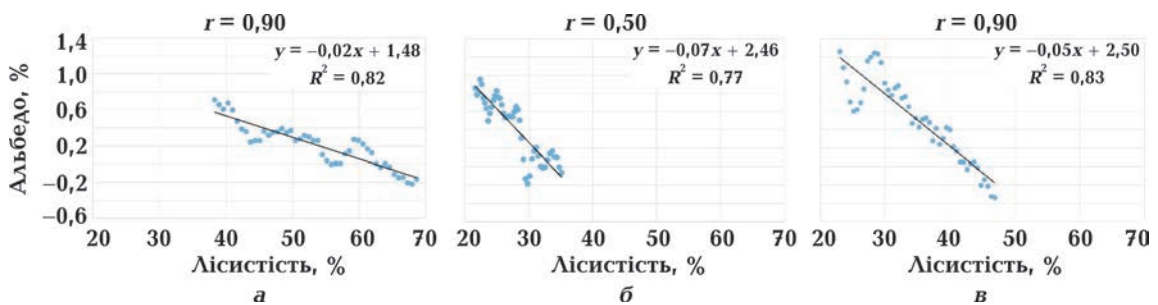


Рис. 9. Кореляція між зменшенням лісистості (%) та зміною альbedo (%) у липні на прикладі моделей 1 (а), 3 (б), 5 (в) для північної широтної зони.
 Fig. 9. The correlation between a partial deforestation (%) and changes in albedo (%) for July on the example of GCMs 1 (a), 3 (б) and 5 (в) in the northern latitudinal zone.

теплого сезону, зберігається зв'язок між зменшенням лісистості та зростанням альбеда в межах $-0,7...-0,4$. Швидкість росту відбивної здатності в період зменшення лісового покриву становила $0,1-2,0 \%/10$ років. За період зменшення лісистості альбеда зросло від $1,6$ до 10% . Зміни відбивної здатності у квітні дещо нижчі за попередні місяці, що пояснюється сходженням снігу і досі незначною вегетацією. Тому наслідки зменшення лісистості у квітні менш відчутні, ніж у холодний сезон.

У травні більш значущою стає кореляція між зменшенням лісистості та зростанням альбеда за більшістю моделей, досягаючи $-0,8...-0,4$, можливо, внаслідок збільшення листкової поверхні, хоча при цьому зміна альбеда менш інтенсивна, ніж у холодний сезон. Міжмодельний розкид є незначним, і ріст альбеда становив $0,1-0,4 \%/10$ років за всіма моделями. За весь період зменшення лісистості відбивна здатність у травні досягла 2% .

У червні—вересні за наявності найбіль-

шої площі листкової поверхні спостерігається найзначущий зв'язок між зменшенням лісистості та зростанням альбеда, що досягає $-0,9...-0,4$, притому він сильніший у північній широтній зоні (рис. 9).

Швидкість зміни відбивної здатності підстильної поверхні внаслідок зменшення лісистості дуже незначна порівняно із зимовим сезоном і дорівнює $0,2-0,3 \%/10$ років. Потенційно це приводить до зростання відбивної здатності підстильної поверхні максимально до $2,7 \%$ у Карпатах на прикладі моделі 3 (рис. 10).

У жовтні швидкість зміни альбеда становить $0,1-0,4 \%/10$ років, з деяким послабленням зв'язку зі зміною лісистості. Внаслідок зменшення лісового покриву альбеда зростає максимально до $2,3 \%$.

Таким чином, альбеда більше реагує на зменшення лісистості саме в холодний сезон, досягаючи зростання відбивної здатності до 24% у деяких вузлах сітки наприкінці 50-річного періоду. Ключовим фактором у зміні радіаційного режиму є саме

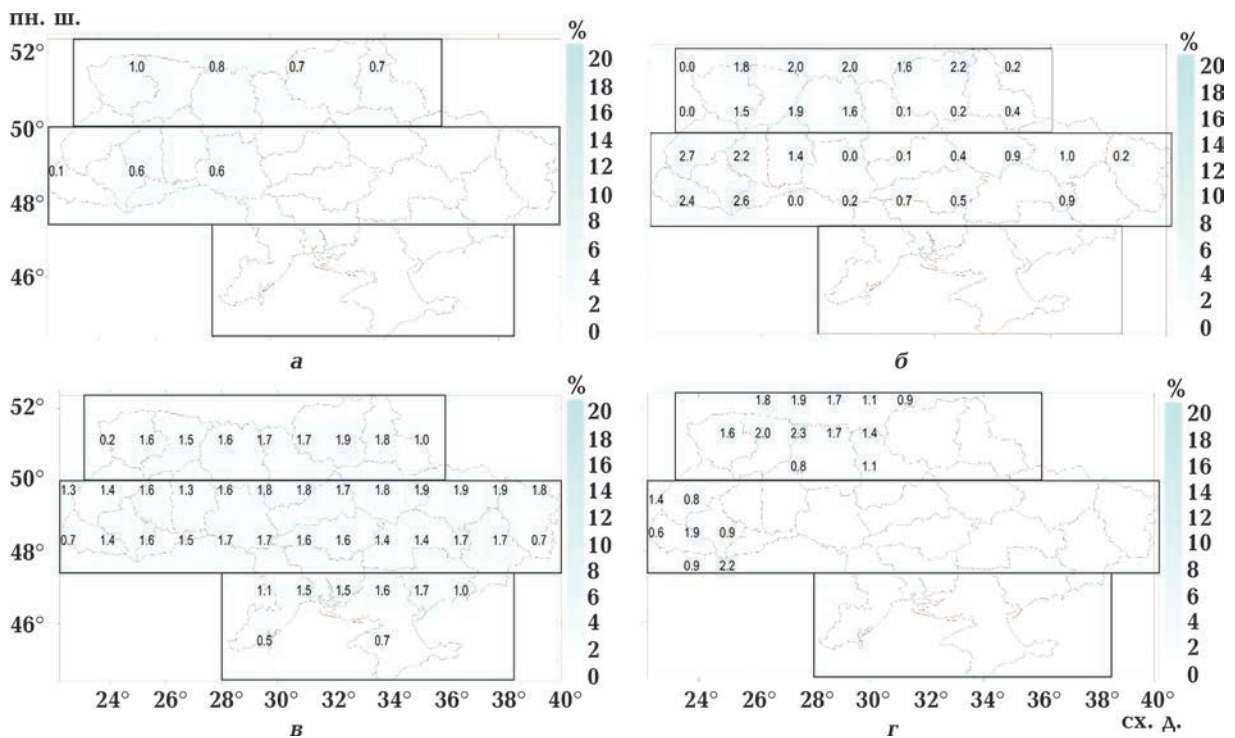


Рис. 10. Зміна альбеда за період зменшення лісистості у липні на прикладі моделей 1 (а), 3 (б), 4 (в), 5 (г).

Fig. 10. Changes in albedo for the period of a partial deforestation for July on the example of GCMs 1 (a), 3 (b), 4 (v) and 5 (r).

потенційна зміна характеру залягання снігового покриву, що за значного зменшення лісистості буде однорідно покривати поверхню та сприяти зростанню відбитого потоку короткохвильового випромінювання з відповідно меншим поглинанням. Протягом теплого сезону ці зміни є значно меншими і сягають 2,7 % за 50 років часткового знеліснення, оскільки різниця між альbedo до лісу і трави, на яку ліси заміщувалися в експерименті, є значно нижча.

Зміна показників термічного режиму. Середньомісячна температура підстильної поверхні. Згідно з результатами експерименту, зміни радіаційного режиму, в

свою чергу, зумовлюють зміни термічного режиму території.

При аналізі зв'язку між зміною аномалій альbedo й аномалій температури підстильної поверхні встановлено, що моделі з дрібнішою сіткою мають вищі значення кореляцій, що сягають $-0,9$ (рис. 11), тоді як моделі з крупнішою сіткою демонструють зв'язок нижче середнього або слабкий. Це може бути пов'язано з недостатньою чутливістю моделей до зміни характеристик на регіональному та локальному рівнях.

Унаслідок значних змін альbedo, максимумно до 20 % у вузлі сітки моделі 3, саме у зимові місяці (на прикладі січня) від-

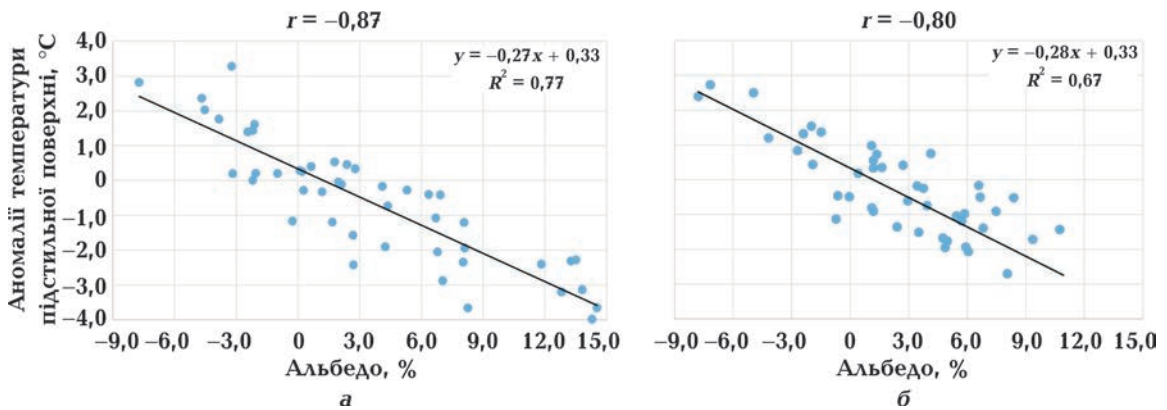


Рис. 11. Кореляція між аномаліями альbedo і температурою підстильної поверхні для січня на прикладі моделей 3 (а) та 4 (б) у північній широтній зоні.

Fig. 11. The correlation between albedo anomalies and surface temperature anomalies for January on the example of GCMs 3 (a), 4 (b) in the northern latitudinal zone.

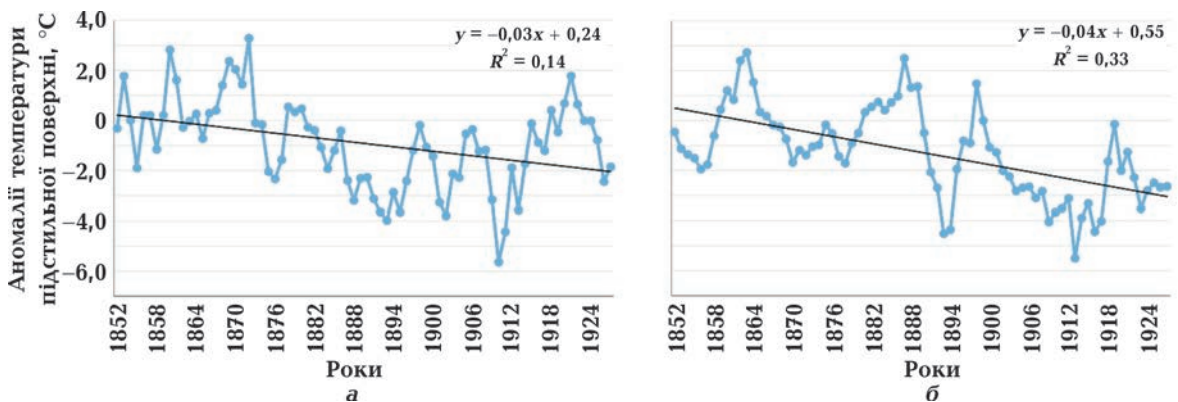


Рис. 12. Зміни температури підстильної поверхні для січня з лінійним трендом на прикладі моделей 3 (а), 4 (б) для північної широтній зоні.

Fig. 12. Changes in surface temperature in January with linear trend on the example of GCMs 3 (a), 4 (b) in the northern latitudinal zone.

бувається характерне зниження температури підстильної поверхні — до $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ років у північній і центральній широтних зонах, або до $-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ за 50 років зменшення лісистості (рис. 12). Це підтверджується статистично значущим коефіцієнтом Фішера ($F > 3,13$) і тенденцією до загального зниження температури і після 1900 р., незважаючи на її міжрічні коливання.

У теплий сезон (на прикладі липня) зміни в альбедо не є такими значними і сягають 2,7 % у вузлі сітки. Альбедо лісу й трави не мають таких відмінностей, тому

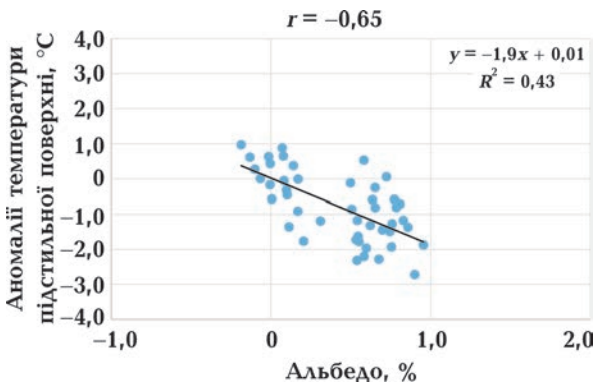


Рис. 13. Кореляція між зміною аномалій альбедо і температури підстильної поверхні для липня на прикладі моделі 3 у північній широтній зоні.

Fig. 13. The correlation between albedo anomalies and surface temperature anomalies for July on the example of GCM 3 in the northern latitudinal zone.

зміни температури підстильної поверхні є набагато меншими (рис. 13). Кореляційні зв'язки у теплий сезон на прикладі липня загалом становлять $-0,65\dots-0,4$ для моделей з дрібнішою сіткою. За ГKM з грубішою сіткою значення альбедо максимального зросло лише до 1 %, тому кореляційні зв'язки є слабкими.

Незважаючи на послаблення зв'язку, температура підстильної поверхні продовжує реагувати на зміни альбедо. В цілому температура в липні зніжується до $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ років за моделями 3 та 4 (рис. 14), що спричинить охолодження підстильної поверхні до $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ у північній і центральній широтних зонах.

У цілому внаслідок зменшення площі лісів відбувається зниження середньомісячних значень температури підстильної поверхні різною мірою залежно від сезону року (рис. 15). Такі зміни в температурному режимі між 30- та 50-річним періодами найбільше виражені взимку та влітку й спостерігатимуться здебільшого на всій території України. Ці закономірності виявляються за всіма моделями, крім моделі 2, оскільки її чутливість менша через зміну підстильної поверхні лише трьох вузлів сітки з лісистістю (див. рис. 3).

Для зимових місяців на прикладі січня наслідки зменшення лісистості передусім спостерігатимуться на заході центральній

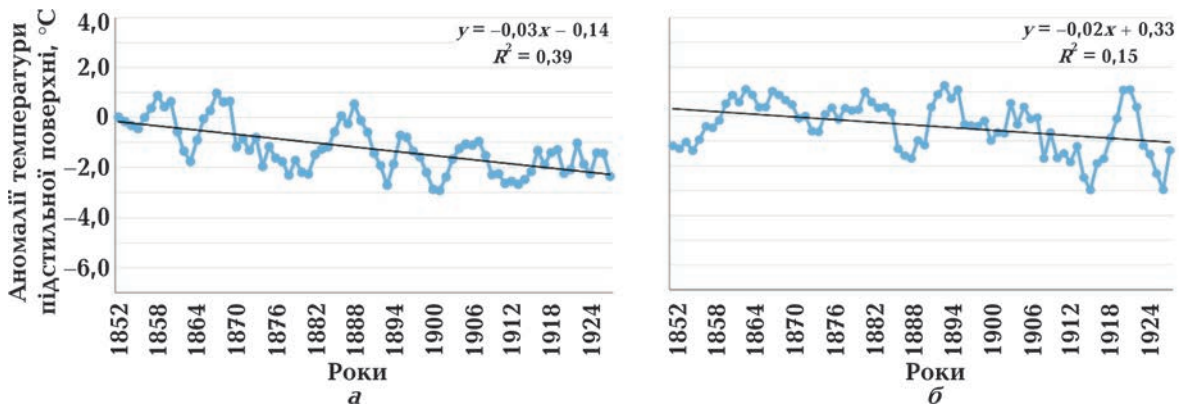


Рис. 14. Тенденція зміни аномалій підстильної температури для липня на прикладі моделей 3 (а), 4 (б) для північної широтної зони.

Fig. 14. The tendency of surface temperature anomalies for July on the example of GCMs 3 (a), 4 (b) in the northern latitudinal zone.

широтної зони зі зменшенням температури до $-1,8...-1,5$ °С, а саме у районі Карпат, а також у північній широтній зоні до $-1,5...-1,3$ °С (рис. 15, а).

Навесні значення різниць середньомісячних температур за моделями дещо розходяться, проте за більшістю вони становлять $-0,3...+0,3$ °С (рис. 15, б). Подібні зміни температури підстильної поверхні у весняні місяці вказують на те, що показники не зазнають суттєвих змін через переважну відсутність снігу та недостатню площу листової поверхні. Як результат, альbedo практично не зазнає змін унаслідок зменшення відсотку лісистості.

У літні місяці найінтенсивніші зменшення температури підстильної поверхні спостерігатимуться на сході широтних зон. На півночі зменшення температури

досягне $-1,4$ °С, у центральній широтній зоні $-1,3$ °С, на півдні до $-1,1$ °С (рис. 15, в). Отже, зміни температури підстильної поверхні влітку досягнуть відчутних значень у результаті збільшення альbedo трав'яного покриву, проте будуть менш інтенсивними, ніж взимку.

Восени зміни температури підстильної поверхні однорідні над усією територією України і становлять переважно $-0,6...-0,4$ °С (рис. 15, г).

Середньомісячна температура повітря. Аналогічно, як і для температури підстильної поверхні, зменшення лісистості також вочевидь вплине на приземну температуру повітря.

Подібно до аномалії температури підстильної поверхні, у зимовий сезон кореляційні зв'язки між аномаліями температури

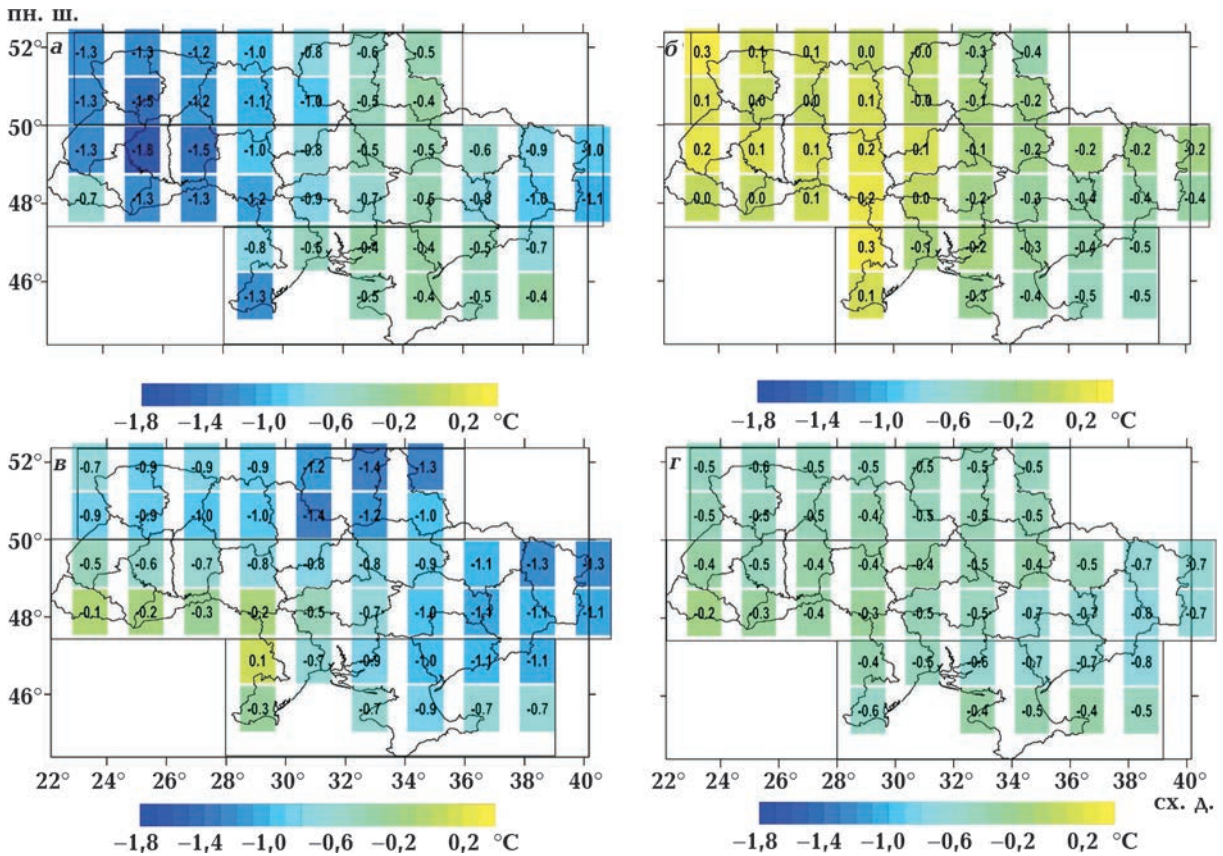


Рис. 15. Різниця між середньою місячною температурою підстильної поверхні за періоди після і під час знеліснення для січня (а), квітня (б), липня (в), жовтня (г) на прикладі моделі 3.

Fig. 15. The difference between monthly mean surface temperatures for period after and during a partial deforestation on the example of GCM 3 for January (a), April (b), July (v), October (r).

ри повітря та аномаліями альbedo для моделей з дрібнішою сіткою є досить високими і сягають $-0,8 \dots -0,7$ (рис. 16). Для моделі 2, де лісовий покрив змінювали лише у трьох вузлах сітки, кореляційні зв'язки між альbedo та температурою слабші.

Як уже зазначено, зростання відбивної здатності поверхні, що вкрита снігом, призводить до збільшення альbedo максимально до 24 %, тобто в атмосферу може розсіюватися до 24 % тої енергії, яка за наявності лісового покриву залишається поблизу земної поверхні. Це і зумовлює відчутні наслідки зменшення температури повітря, коли вже за 10 років поступового зменшення площі лісів воно може досягати $-0,4 \dots -0,2$ °C (рис. 17), або $-2,0$ °C за 50 років зі статистично значущим коефіцієнтом Фішера ($F > 3,13$). Хід кривих на графіках

дуже подібний до зміни аномалії температури підстильної поверхні.

У теплий сезон таких сильних зв'язків між аномаліями альbedo й температури повітря не виявлено. Характерною ознакою літнього сезону порівняно з іншими місяцями є не дуже значна зміна альbedo — до $0,2-0,3$ %/10 років. Це зумовлює послаблення кореляційних зв'язків із температурою повітря до рівнів середнього та нижче середнього у межах $-0,6 \dots -0,3$ (рис. 18). Найбільш чутливими виявились моделі з дрібнішою сіткою зі значеннями кореляцій $-0,6 \dots -0,4$.

Інакше кажучи, кореляція між приземною температурою повітря та показником зменшення лісистості не є такою однозначною протягом літнього сезону. Незважаючи на це, зниження темпера-

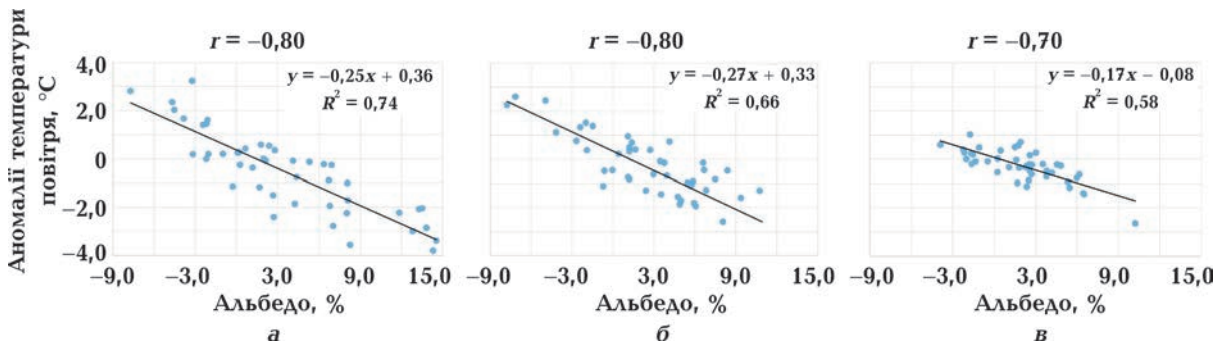


Рис. 16. Кореляція між зміною аномалій альbedo і температурою повітря для січня на прикладі моделей 3 (а), 4 (б), 5 (в) у північній широтній зоні.

Fig. 16. The correlation between albedo anomalies and air temperature anomalies for January on the example of GCMs 3 (a), 4 (b), 5 (v) in the northern latitudinal zone.

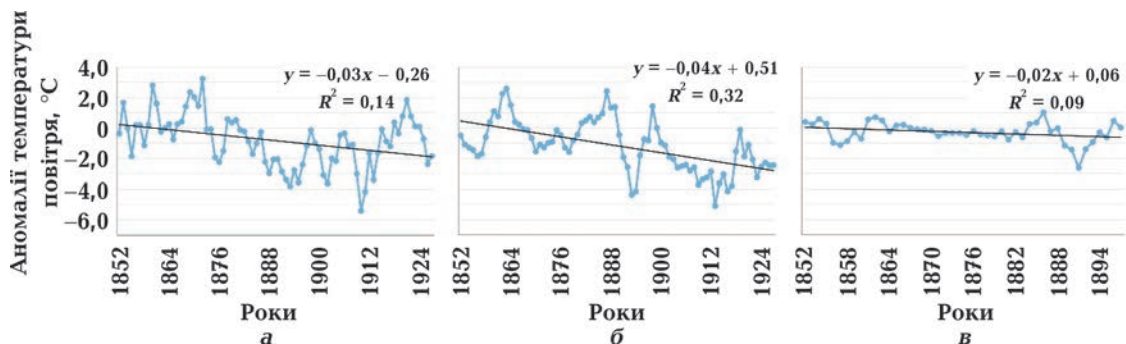


Рис. 17. Тенденція зміни аномалій приземної температури повітря для січня на прикладі моделей 3 (а), 4 (б), 5 (в) для північної широтної зони.

Fig. 17. The tendency of air temperature anomalies for January on the example of GCMs 3 (a), 4 (b), 5 (v) in the northern latitudinal zone.

тури повітря спостерігається і влітку до $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ років ($F > 3,13$). Причому такі ефекти проявляються протягом загально-го досліджуваного періоду. Найстрімкіше зниження приземної температури повітря відбувалося за моделями 3, 4 (рис. 19). Причиною не дуже стрімкого зниження середньої температури повітря влітку є менша відмінність альbedo лісового й трав'яного покриву. Проте зростання відбивної здатності підстильної поверхні до 2,7 % влітку за 50 років зменшення лісу вже достатньо для появи значущих тенденцій зниження температури повітря.

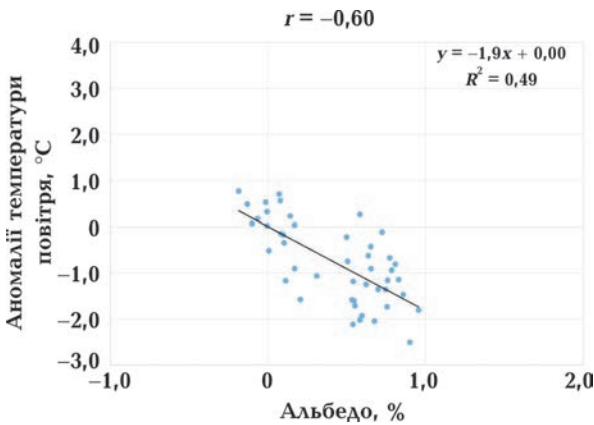


Рис. 18. Кореляція між зміною аномалій альbedo і температури повітря на прикладі моделі 3 для липня у північній широтній зоні.

Fig. 18. The correlation between albedo anomalies and air temperature anomalies on the example of GCM 3 for July in the northern latitudinal zone.

Просторовий розподіл різниць середньомісячних температур між усередненими 30- і 50-річними значеннями є подібним до такого для підстильної поверхні (рис. 20). Найінтенсивніше зниження температури спостерігатиметься у зимовий та літній сезони, тоді як у перехідні сезони зміни не настільки суттєві, тому що зазвичай відсутній сніговий покрив на землі разом із відсутністю листя (або ж меншою площею листкової поверхні).

Наслідки зменшення площі лісів у січні спостерігатимуться на всій території України з найбільшими змінами приземної температури повітря на заході північної та центральної широтних зон, де різниця температур досягне $-1,8...-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 20, а).

У весняний сезон спостерігатимуться найменш суттєві наслідки для термічного режиму (рис. 20, б). Лише на півдні території України в середньому за моделями відхилення досягнуть $-0,6...-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Велику роль при цьому відіграватимуть місцеві особливості, оскільки моделі з дрібнішою сіткою характеризуються більшою неоднорідністю розподілу відхилень від середніх багаторічних значень, що варіюють у значних межах — від $-0,7$ до $+0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Водночас моделі, що не враховують локальних особливостей, характеризуються одноріднішим розподілом відхилень у межах $-0,5...-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ з максимальним зменшенням температури повітря $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

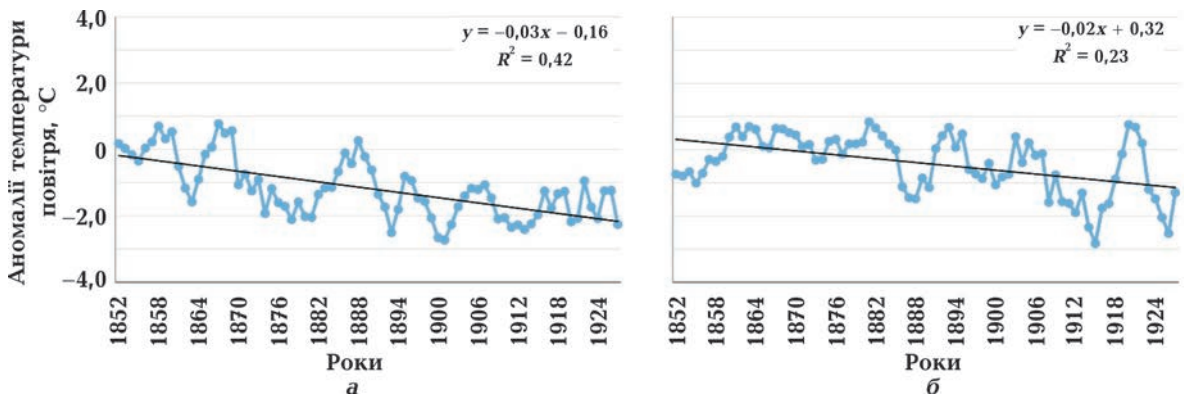


Рис. 19. Тенденція зміни аномалій температури повітря для липня на прикладі моделей 3 (а), 4 (б) для північної широтної зони.

Fig. 19. The tendency of air temperature anomalies for July on the example of GCMs 3 (a), 4 (b) in the northern latitudinal zone.

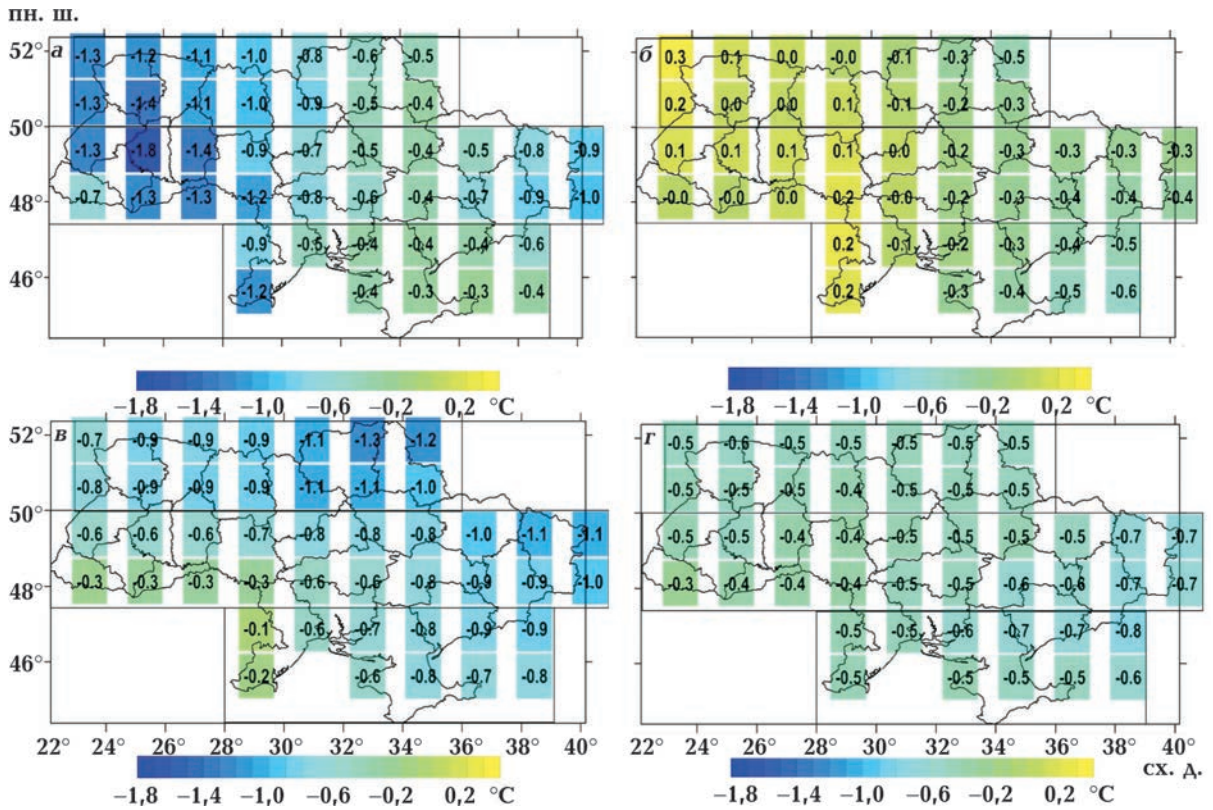


Рис. 20. Різниця між середньою місячною температурою повітря між 30-річним (після знеліснення) і 50-річним (під час знеліснення) періодами для січня (а), квітня (б), липня (в), жовтня (г) на прикладі моделі 3.

Fig. 20. The difference between monthly mean surface temperatures for period after (30-year) and during (50-year) a partial deforestation on the example of GCM 3 for January (a), April (b), July (v), October (r).

Зміна термічного режиму влітку спостерігатиметься для усієї території України з найбільш суттєвими відхиленнями на сході північної та центральної широтних зон (рис. 20, в), де вони зменшуються до $-1,3^{\circ}\text{C}$. Восени середньомісячна температура зменшуватиметься з однорідним розподілом відхилень на території України в середньому на $-0,7...-0,3^{\circ}\text{C}$ (рис. 20, г).

Причина зниження температури повітря залишається такою самою, що й для інших сезонів: зменшення лісистості призводить до зниження приземної температури повітря через зростання приземного альбедо та значної радіаційної втрати тепла у вільну атмосферу, що за наявності лісу акумулюється поблизу земної поверхні. Проте ці зв'язки є слабшими, оскільки приземна температура повітря зазнає змін від інших факторів, зокрема, внаслідок атмосферної циркуляції.

Добовий розмах приземної температури повітря. Як зазначено вище, внаслідок зміни підстильної поверхні відбувається зміна термічного режиму, яку можна оцінити також за усередненим добовим розмахом температури повітря. Цей показник є складовою для визначення континентальності клімату. Добовий розмах усереднювали та узагальнювали для холодного і теплого сезонів, як це прийнято в агрокліматології та лісівництві: листопад—березень (5 місяців) і квітень—жовтень (7 місяців). До того ж зменшення лісистості більшою мірою впливає на зміну альбедо саме в холодний сезон через наявність снігового покриву.

Загалом за моделями усереднений добовий розмах становить $6-7^{\circ}\text{C}$ у холодний сезон, тоді як в теплий — $8-10^{\circ}\text{C}$. Утім просторова варіативність цього показника є вищою у північній та центральній широт-

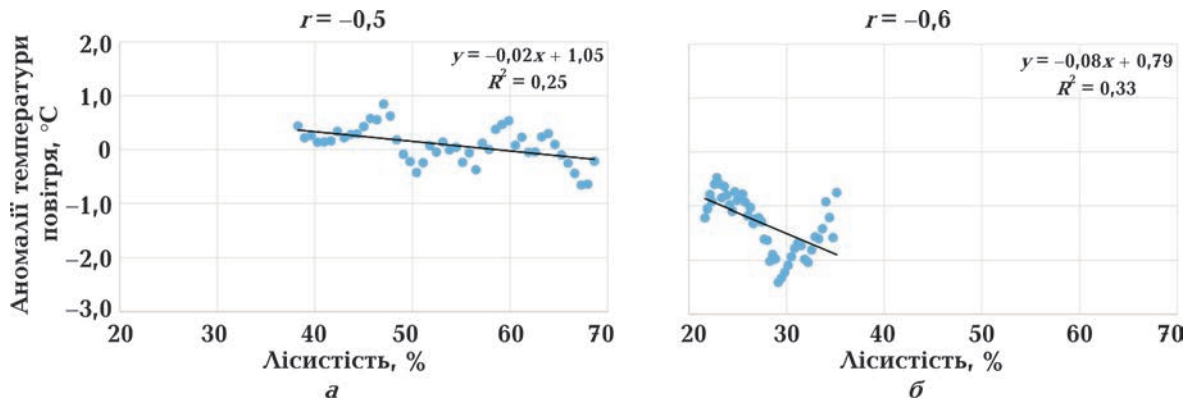


Рис. 21. Кореляція між аномалією усередненого добового розмаху температури повітря і зменшенням лісового покриття для холодного сезону (листопада—березня) на прикладі моделей 1 (а) та 3 (б).

Fig. 21. The correlation between anomaly of mean daily air temperature range and a partial deforestation on the example of GCMs 1 (a) and 3 (b) for the cold season (November—March).

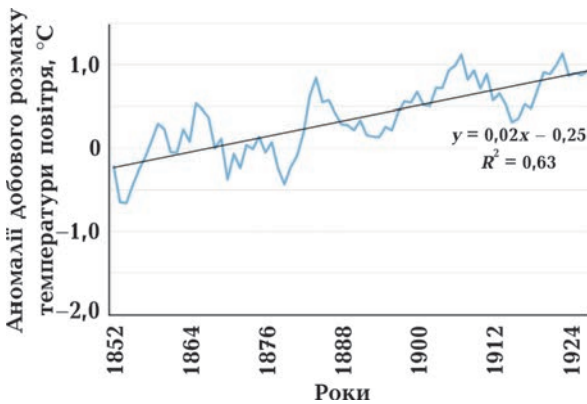


Рис. 22. Тренд аномалій усередненого добового розмаху температури для холодного сезону (листопада—березня) на прикладі моделі 1.

Fig. 22. The trend of mean daily air temperature range anomaly on the example of GCM 1 for the cold season (November—March).

них зонах, у холодний сезон вона майже вдвічі більша, ніж у теплий.

При аналізі усередненого розмаху температури зі зменшенням лісистості виявлено середні кореляції саме в холодний сезон (рис. 21) за більшістю моделей, тоді як в теплий вони низькі. Інакше кажучи, внаслідок зменшення лісистості за більшістю моделей збільшується добовий розмах температури повітря, значення якого становлять 0,1–0,2 °C/10 років (рис. 22), що підкріплені статистично значущим коефіцієнтом Фішера. Виявлено, що у теплий сезон значущі тренди відсутні.

З аналізу різниць 30- і 50-річного періодів встановлено, що усереднені добові розмахи незначно зростають — до 1 °C за моделями (рис. 23) протягом холодного сезону.

Річний розмах приземної температури повітря. Для просторового розподілу річного розмаху температури повітря характерне зростання значень із заходу на схід за усіма моделями в середньому від 25—26 до 31—32 °C. Це відображає посилення континентальності клімату (рис. 24) і засвідчує, що в цілому ГКМ правильно показують просторовий розподіл названого показника.

Чіткий односпрямований зв'язок між зміною річного розмаху та лісистістю виявити не вдалось, оскільки моделі демонструють різноспрямовані результати. Кореляція між зміною річного розмаху та зменшенням лісистості слабка, тренди зміни для більшості вузлів сітки не виявлено, лише в окремих вузлах статистично значущі зміни мають різний знак: від 4—5 °C/10 років до –2 °C/10 років залежно від моделі. Відсутні також будь-які закономірності просторового розподілу змін цього показника.

Висновки та обговорення. За результатами досліджень даних ретроспективного моделювання експерименту LUMIP встановлено, що часткове знеліснення та подальша його заміна на трав'яний покрив

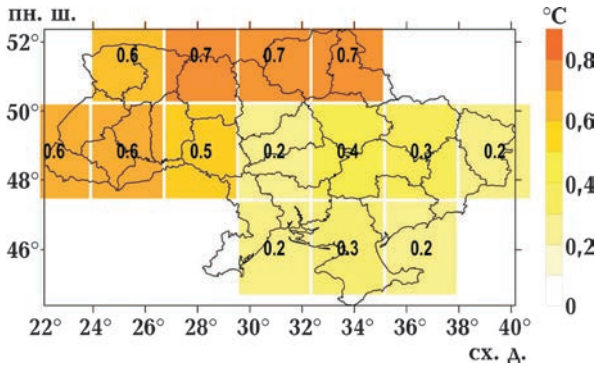


Рис. 23. Різниця між середньомісячним добовим розмахом температури повітря 30-річний (після) і 50-річний періодами (під час) знеліснення для холодного періоду на прикладі моделі 1.

Fig. 23. The difference between monthly mean daily air temperature ranges for period after (30-year) and during (50-year) a partial deforestation on the example of GCM 1 for the cold season.

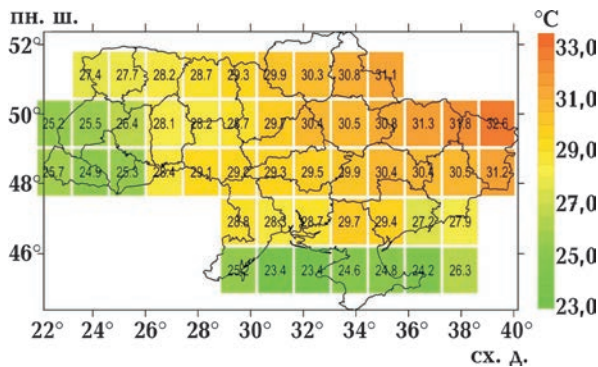


Рис. 24. Просторовий розподіл середніх значень річного розмаху температури повітря на прикладі моделі 4.

Fig. 24. The spatial distribution of mean annual air temperature range on the example of GCM 4.

впливають на розподіл температури підстильної поверхні та приземної температури повітря внаслідок зміни відбивної здатності підстильної поверхні, тобто альbedo. Слід зазначити, що моделі з дрібнішою сіткою виявилися чутливішими до зміни підстильної поверхні і показали кращий зв'язок отриманого зниження температури з ростом альbedo.

Найбільші зміни температурних характеристик отримано у зимовий сезон унаслідок підвищення альbedo в результаті відкриття снігового покриву через знеліснення. Кореляція між зміною аномалій

показників температури та альbedo сягає $-0,9...-0,7$ та підтверджуються значущими трендами температур. Внаслідок зменшення лісистості аномалії альbedo підстильної поверхні зростають, у деяких вузлах сітки моделей зміни можуть досягати 20—24 % через 50-річне поступове знеліснення, що, у свою чергу, призводить до зниження як температури підстильної поверхні, так і приземної температури повітря максимально на $-2,5$ °C за загальний період знеліснення (зимові місяці) у північній і центральній широтних зонах, а в окремих вузлах сітки навіть й нижче.

У теплий сезон кореляційні зв'язки між зміною альbedo та зміною температурних характеристик слабшають і характеризуються середнім і вище середнього зв'язками для моделей з дрібнішою сіткою і нижче середнього/слабким для моделей з крупнішою. Хоча найбільші зміни альbedo сягають лише 2,7 % за 50 років зменшення лісистості, у вузлах сітки у липні отримано зниження температури максимально до 1,5—2,0 °C у північній та центральній широтних зонах.

Згідно з аналізом усереднених добових розмахів температури повітря за кожною моделлю, в холодний сезон (листопад—березень) відбувається статистично значуще її зростання, що становить 0,1—0,2 °C/10 років, або 0,5—1,5 °C, за весь період знеліснення, тоді як у теплий сезон статистично значущі тренди відсутні. Натомість річний розмах температури показав контроверсійні результати за всіма моделями, тобто не виявлено однозначного впливу зменшення лісистості на досліджуваний показник.

Слід зауважити, що вплив лісу на температурні характеристики проаналізовано лише з погляду зміни відбивної здатності підстильної поверхні і не враховано такі характеристики, як швидкість поглинання та акумуляція рослинами вуглекислого газу — одного з основних парникових газів. Ліси є одним із важливих поглиначів вуглекислого газу та джерел кисню, тому не можна однозначно говорити про те, що зменшення площі лісів буде сприятливим

для зниження температури повітря та температури підстильної поверхні. У цьому випадку є протидія ефектів: з одного боку, ліси у помірній зоні через низьке альbedo сприяють нагріванню навколишнього повітря, що особливо проявляється взимку, а з іншого — ліси поглинають та утримують в собі значну кількість вуглецю, вивільняючи при цьому кисень, що сприяє

охлажденню повітря. До того ж у сучасних умовах зміни клімату зі значним підвищенням температури внаслідок збільшення концентрації парникових газів в атмосфері та зменшення тривалості залягання снігового покриву, зокрема і в Україні, отримані ефекти глобального знеліснення на зниження температури будуть значно меншими або навіть протилежними.

Список літератури

- Адаменко Т. І. Агрокліматичне зонування території України з врахуванням зміни клімату. Київ: ВЕГО «МАМА-86», 2014. 16 с.
- Балабух В. О., Зібцев С. В. Вплив зміни клімату на кількість та площу лісових пожеж у північно-чорноморському регіоні України. *Укр. гідромет. журн.* 2016. № 18. С. 60—71. <https://doi.org/10.31481/uhmj.18.2016.07>.
- Букша І. Ф., Швиденко А. З., Бондарук М. А., Целіщев О. Г., Пивовар Т. С., Букша М. І., Пастернак В. П., Краковська С. В. Методологія моделювання та оцінювання впливу зміни клімату на лісові фітоценози України. *Наук. вісник НУБІПУ. Сер. «Лісівництво та декоративне саівництво»*. 2017. № 266. С. 26—38.
- Волощук В. М., Бойченко С. Г., Степаненко С. Н., Бортник С. Ю., Шищенко П. Г. Глобальне потепління і клімат України: регіональні екологічні та соціально-економічні аспекти. Київ: ВПЦ «Київський університет», 2002. 117 с.
- Дмитренко В. П., Однолюток Л. П., Кривошеїн О. О., Круківська А. В. Розвиток методології оцінки потенціалу врожайності сільськогосподарських культур з урахуванням впливу клімату і агрофітотехнологій. *Укр. гідромет. журн.* 2017. № 20. С. 52—60. <https://doi.org/10.31481/uhmj.20.2017.06>.
- Кліматичні ризики функціонування галузей економіки України в умовах зміни клімату. Ред. С. М. Степаненко, А. М. Польовий. Оdesa: ТЕС, 2018. 548 с.
- Клімат України. Ред. В. Ліпінський, В. Дячук, В. Бабіченко. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. 343 с.
- Краковська С. В., Гнатюк Н. В., Шпиталь Т. М., Паламарчук Л. В. Проекції змін приземної температури повітря за даними ансамблю регіональних кліматичних моделей у регіонах України в XXI столітті. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2016. Вип. 268. С. 33—44.
- Краковська С. В., Паламарчук Л. В., Гнатюк Н. В., Шпиталь Т. М., Шедеменко І. П. Зміни поля опадів в Україні у XXI ст. за даними ансамблю регіональних кліматичних моделей. *Геоінформатика*. 2017. № 4 (64). С. 62—74.
- Краковська С. В., Паламарчук І. П., Шедеменко Г. О., Дюкель, Гнатюк Н. В. Моделі загальної циркуляції атмосфери та океанів у прогнозуванні змін регіонального клімату України в XXI ст. *Геофиз. журн.* 2011. Т. 33. № 6. С. 68—81. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116794>.
- Мищенко З. А., Ляшенко Г. В. Мікрокліматологі: Навчальний посібник. Київ: КНТ, 2007. 336 с.
- Повідомлення про оприлюднення проєкту Державної стратегії управління лісами України до 2035 року. 2020. Режим доступу. <https://mepr.gov.ua/news/36108.html>.
- Польовий А. М., Божко Л. Ю. Теплові ресурси України в умовах зміни клімату. *Укр. гідромет. журн.* 2015. № 16. С. 99—106. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.13>.
- Хохлов В. М., Єрмоленко Н. С. Майбутні зміни клімату та їх вплив на режим опадів та температури в Україні. *Укр. гідромет. журн.* 2015. № 16. С. 76—82. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.10>.
- Швиденко А. З., Букша І. Ф., Краковська С. В. Уразливість лісів України до зміни клімату. Київ: Ніка-Центр, 2018. 184 с.

- Ahrens, C. D. (2011). *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*. Brooks Cole. 523 p.
- Arneth, A., Makkonen, R., Olin, S., Paasonen, P., Holst, Th., Kajos, M. K., Kulmala, M., Maximov, T., Miller, P. A., & Schurgers, G. (2016). Future vegetation–climate interactions in Eastern Siberia: an assessment of the competing effects of CO₂ and secondary organic aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 5243–5262. <https://doi.org/10.5194/acp-16-5243-2016>.
- Brovkin, V., Boysen, L., Pongratz, J., Vuichard, N., Peylin, P., & Lawrence, D. (2020). Model inter-comparison of idealized global deforestation experiments. *EGU General Assembly, Online, 4³/48 May 2020*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-10295>.
- Boychenko, S., Voloshchuk, V., Kuchma, T., & Serdyuchenko, N. (2018). Long-time changes of the thermal continentality index, the amplitudes and the phase of the seasonal temperature variation in Ukraine. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 40(3), 81–96. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137175>.
- Boychenko, S., Voloshchuk, V., Movchan, Ya., Serdjuchenko, N., Tkachenko, V., Tyshchenko, O., & Savchenko, S. (2016). Features of climate change on Ukraine: scenarios, consequences for nature and agroecosystems. *Proc. of the National Aviation University*, (4), 96–113. <https://doi.org/10.18372/2306-1472.69.11061>.
- Boysen, L., Brovkin, V., & Pongratz, J. (2018). Climatic effects of idealized deforestation experiments in Earth System Models. *Geophysical Research Abstracts*, 20. Retrieved from <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-12079.pdf>.
- Boysen, L., Brovkin, V., Pongratz, J., Lawrence, D., Lawrence, P., Vuichard, N., Peylin, Ph., Liddicoat, S., Hajima, T., Zhang, Y., Rocher, M., Delire, Ch., Séférian, R., Arora, V. K., Nieradzick, L., Anthoni, P., Thiery, W., Laguë, M., Lawrence, D., & Lo, M.-H. (2020). Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences*, 17, 5615–5638, <https://doi.org/10.5194/bg-17-5615-2020>.
- Buksha, I. F., Pyvovar, T. S., & Buksha, M. I. (2014). Vulnerability assessment of eastern Ukrainian forests to climate change: Case study on the base of GIS technology usage. In *Scientific Proceedings of Forestry Academy of Sciences of Ukraine* (is. 12, pp. 30–37). Lviv.
- Bush, M. B. Flenley, J. R., & Gosling, W. D. (2011). *Tropical Rainforest Responses to Climatic Change* (2nd ed.). Chichester: Springer Praxis. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-05383-2>.
- Chen, J., Saunders, S. C., Crow, Th. R., Naiman, R. J., Brosofske, K. D., Mroz, G. D., Brookshire, B. L., Franklin, J. F. (1999). Microclimate in Forest Ecosystem and Landscape Ecology. *Bioscience*, 49(4), 288–297. <https://doi.org/10.2307/1313612>.
- CMIP Phase 6 (CMIP6). Retrieved from <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip6>.
- Fischer, A. P. (2019) Adapting and coping with climate change in temperate forests. *Global Environmental Change*, 54, 160–171. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2018.10.011>.
- Gao, Y. (2016). *Interactions between land surface, forests and climate: regional modelling studies in the boreal zone*: PhD thesis. University of Helsinki. Department of Physics. Retrieved from <https://helda.helsinki.fi/handle/10138/166502>.
- Gordon, B. B. (2008). Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science*, 320, 1444–1449. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>.
- Groisman, P. Ya., & Ivanov, S. V. (2009). *Regional aspects of climate-terrestrial-hydrologic interactions in non-boreal Eastern Europe*. Springer, 376 p.
- Hlásny, T., Barcza, Z., Fabrica, M., Balázs, B., Churkina, G., Pajtic, J., Sedmák, R., & Turčáni, M. (2011). Climate change impacts on growth and carbon balance of forests in Central Europe. *Climate Research*, 47, 291–236. <https://doi.org/10.3354/cr01024>.
- Hlásny, T., Máthyás, C., Seidl, R., Kulla, L., Merganićová, K., Trombik, J., Dobor, L., Barcza, Z., & Konopka, B. (2014). Climate change increases the drought risk in Central European forests: What are opinion for adaptation? *Forestry Journal*, 60(1), 5–18. <https://doi.org/10.2478/forj-2014-0001>.
- Hofmeister, J., Hošek, J., Brabec, M., Štralková, R., Mýlová, P., Bouda, M., Pettit, J. L., Rydval, M.,

- & Svoboda, M. (2019). Microclimate edge effect in small fragments of temperate forests in the context of climate change. *Forest Ecology and Management*, 448, 48—56. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.05.069>.
- IPCC: Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse gas fluxes in Terrestrial Ecosystems. (2019). Retrieved from <https://www.ipcc.ch/srccl/>.
- IPCC: Frequently Asked Questions. Retrieved from https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2018/12/SR15_FAQ_Low_Res.pdf.
- Kolomyts, E. G. (2019). Effects of Global Climate Changes on Boreal Forests of the Northwestern Pacific. A Landscape—Environmental Prognosis. *Biology Bulletin Reviews*, 9(4), 315—332. <https://doi.org/10.1134/S2079086419040054>.
- Kulmala, M., Ezhova, E., Kalliokoski, T., Noe, S., Vesala, T., Lohila, A., Liski, J., Makkonen, R., Bäck, J., Petäjä, T. & Kerminen, V-M. (2020). CarbonSink+: Accounting for multiple climate feedbacks from forests. *Boreal Environment Research*, 25, 145—159.
- Lawrence, D. M., Hurtt, G. C., Arneth, A., Brovkin, V., Calvin, K. V., Jones, A. D., Jones, C. D., Lawrence, P. J., de Noblet-Ducoudré, N., Pongratz, J., Seneviratne, S. I., & Shevliakova, E. (2016). The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP) contribution to CMIP6: rationale and experimental design. *Geoscientific Model Development*, 9, 2973—2998. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2973-2016>.
- Lindner, M., Maroschek, M., Netherer, S., Kremer, A., Barbatie, A., Garcia-Gonzalo, J., Seidl, R., Delzon, S., Corona, P., Kolström, M., Lexer, M. J., & Marchetti, M. (2010). Climate change impacts, adaptive capacity and vulnerability of European forest ecosystems. *Forest Ecology and Management*, 259, 698—709. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.09.023>.
- Morin, X., Fahse, L., Jactel, H., Scherer-Lorenzen, M., García-Valdés, R., & Bugmann, H. (2018). Long-term response of forest productivity to climate change is mostly driven by change in tree species composition. *Scientific Reports*, 8, 5627. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-23763-y>.
- Pannatier, E. G., Thimonier, A., Rebete, M., & von Arx, G. (2013). Microclimate in forests with varying leaf area index and soil moisture: potential implications for seedling establishment in a changing climate. *Journal of Ecology*, 101, 1201—1213. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12121>.
- Peters, E. B., Wythers, K. R., Zhang, S., Bradford, J. B., & Reich, P. B. (2013). Potential climate change impacts on temperate forest ecosystem processes. *Canadian Journal of Forest Research*, 43, 939—950. <https://doi.org/10.1139/cjfr-2013-0013>.
- Shvidenko, A., Buksha, I., Krakovska, S., & Lakyda, P. (2017). Vulnerability of Ukrainian Forests to Climate Change. *Sustainability*, 9(7), 1152. <https://doi.org/10.3390/su9071152>.
- Snizhko, S., Shevchenko, O., Didovets, Iu., Krukivska, A., Kostyrko, I. (2020). Assessment of changes in the main climatic parameters over the territory of Ukraine during the XXI century according to scenarios based on representative concentration pathways (RCP). *Conference Proceedings, XIV International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment»* (pp. 1—5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056032>.
- Stysiak, A. A., Jensen, M. B., & Mahura, A. (2015). Impact of regional a forestation on climatic conditions in Copenhagen Metropolitan Area: Scientific report. Retrieved from https://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/Rapporter/SR/2015/sr15-07.pdf.
- Torquebiau, E., Manley, D., Cowan, P. (2016) *Climate Change and Agriculture Worldwide*. Heidelberg: Springer, 373 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-7462-8>.
- ESGF: WCRP Coupled Model Intercomparison Project. Retrieved from <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>.

Impact of deforestation on radiative and thermal regimes of the territory of Ukraine on the base of global climate models data

L. A. Pysarenko¹, S. V. Krakovska^{1,2}, 2021

¹Ukrainian Hydrometeorological Institute of the State Emergency Service of Ukraine and the National Academy of Sciences of Ukraine, Kyiv, Ukraine

²National Antarctic Scientific Center MES of Ukraine, Kyiv, Ukraine

This paper is dedicated to the influence of partial deforestation with using global retrospective modelling data from The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP) for the territory of Ukraine. This experiment aims to global gradual deforestation and has two phases. The first phase, defined as the pre-industrial period (1850—1899) with constant unchangeable anthropogenic impact. For this period deforestation modelled with further replacement with grass cover with a linear trend $400000 \text{ km}^2/\text{yr}$ or 20 million km^2 per 50 years in general. The second phase is next 30 years with no significant changes in forest cover (1900—1929). For conducting this research the data of several global climate models were applied. The results of analysis have demonstrated that a partial deforestation with grass substitution influences the surface reflectivity or albedo and redistribution of shortwave radiative fluxes. In turn, it provokes changes in thermal regime. It was found that the most significant changes in surface reflectivity and the strongest correlation coefficients between albedo and deforestation are in the winter season due to the presence of snow cover. As a result, statistical significant increase of albedo is with maximum values up to 24 %/50 years in some grids in winter. Then in the summer season maximal changes are up to 2.7 %/50 years due to small differences between forest and grass albedos. As a consequence, changes in albedo cause changes in surface and air temperature regimes. Strong dependencies were found in winter between changes in albedo and temperatures with maximum temperature decrease $-2.5 \dots -2.0 \text{ \%}/50 \text{ years}$. In warm season correlations are weaker in comparison to cold season, but nevertheless, temperatures decrease also take place with maximum values $-2.0 \dots -1.5 \text{ \%}/50 \text{ years}$. The analysis between deforestation and daily air temperature range has shown that particularly in winter season there is an increase of $0.5 \dots 1.5 \text{ \%}/50 \text{ years}$, whereas such tendency is not observed in warm season. Calculations of year air temperature range demonstrated controversial results among climate models, as follows it is hard to make a conclusion about the contribution of forest cover reduction to changes in this index. It was revealed, that global climate models with higher resolution are more sensitive to changes in albedo and, as a consequence to other characteristics than models with coarse ones. It should be noticed that obtained results concern pre-industrial period with minimal anthropogenic impact, when observed a stable snow cover in winter in Ukraine. In the current climate change with significant warming and reduction of snow season duration deforestation can have opposite effects on radiative and thermal regimes that require further studying.

Key words: LUMIP, deforestation, forest cover, albedo, surface temperature, near-surface air temperature, daily air temperature range, year air temperature range

References

- Adamenko, T. I. (2014). *Agroclimatic zoning of the territory of Ukraine taking into account climate change*. Kyiv: VEGO «MAMA-86», 16 p. (in Ukrainian).
- Balabukh, V. O., & Zibtsev, S. V. (2016). Impact of climate change on the quantity and area of forest fires in the North part of the Black sea region of Ukraine. *Ukrayinskyy*

- hidrometeorologichnyy zhurnal*, (18), 60—71. <https://doi.org/10.31481/uhmj.18.2016.07> (in Ukrainian).
- Buksha, I., Shvidenko, A., Bondaruk, M., Tselyshev, O., Pyvovar, T., Buksha, M., Pasternak, V., & Krakovska, S. (2017). The methodology of modelling of the impact of climate change on forest phytocenoses in Ukraine. *Naukovyy visnyk NUBIPU. Ser. «Lisivnytstvo ta dekorativne sadivnytstvo»*, (266), 26—38 (in Ukrainian).
- Voloshchuk, V. M., Boychenko, S. G., Stepanenko, S. M., Bortnik, S. Yu., & Shishchenko, P. G. (2002). *Global warming and climate in Ukraine: Regional environmental and socio-economic aspects*. Kyiv: PPC Kiev University, 116 p. (in Ukrainian).
- Dmytrenko, V. P., Odnolyetok, L. P., Kryvoshein, O. O., & Krukivska, A. V. (2017). Development of the methodology of estimating of agricultural crop yield potential with consideration of climate and agrophytotechnology impact. *Ukrayinskyi hidrometeorologichnyy zhurnal*, (20), 52—60. <https://doi.org/10.31481/uhmj.20.2017.06> (in Ukrainian).
- Stepanenko, S. M., & Polevoy, A. M. (2018). *Climate risks of functioning of branches of the economy of Ukraine in the conditions of climate change: monograph*. Odesa: TES, 548 p. (in Ukrainian).
- Lipinskyi, V., Dyachuk, V., & Babichenko, V. (Eds.). (2003). *Climate of Ukraine*. Kyiv: Rayevskyy Publishing, 343 p. (in Ukrainian).
- Krakovska, S. V., Gnatiuk, N. V., Shpytal, T. M., & Palamarchuk, L. V. (2016). Projections of surface air temperature changes based on data of regional climate models' ensemble in the regions of Ukraine in the 21st century. *Naukovi pratsi UkrNDHMI*, (268), 33—44 (in Ukrainian).
- Krakovska, S. V., Palamarchuk, L. V., Gnatiuk, N. V., Shpytal, T. M., & Shedemenko, I. P. (2017). Changes in precipitation distribution in Ukraine for the 21st century based on data of regional climate model ensemble. *Geoinformatika*, (4), 62—74 (in Ukrainian).
- Krakovska, S. V., Palamarchuk, L. V., Shedemenko, I. P., Dukel, G. O., & Gnatiuk, N. V. (2011). Models of general circulation of the atmosphere and oceans in forecasting changes in the regional climate of Ukraine in the 21st century. *Geofizicheskiy Zhurnal*, 33(6), 68—81. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v33i6.2011.116794> (in Ukrainian).
- Mishchenko, Z. A., & Liashenko, G. V. (2007). *Microclimatology: Tutorial*. Kyiv: KNT, 336 p. (in Ukrainian).
- Announcement about a draft of the Strategic Plan for State Forest Management of Ukraine until 2035. (2020). Retrieved from <https://mepr.gov.ua/news/36108.html> (in Ukrainian).
- Pol'ovyy, A. M., & Bozhko, L. Yu. (2015). Thermal resources of Ukraine in the conditions of climate change. *Ukrayinskyi hidrometeorologichnyy zhurnal*, (16), 99—106. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.13> (in Ukrainian).
- Khokhlov, V. M., & Yermolenko, N. S. (2015). Future climate change and its impact on precipitation and temperature in Ukraine. *Ukrayinskyi hidrometeorologichnyy zhurnal*, (16), 76—82. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.10> (in Ukrainian).
- Shvidenko, A. Z., Buksha, I. F., & Krakovska, S. V. (2018). *Vulnerability of Ukraine's forests to climate change*. Kyiv: Nika-Tsentr, 184 p. (in Ukrainian).
- Ahrens, C. D. (2011). *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*. Brooks Cole, 523 p.
- Arneth, A., Makkonen, R., Olin, S., Paasonen, P., Holst, Th., Kajos, M. K., Kulmala, M., Maximov, T., Miller, P. A., & Schurgers, G. (2016). Future vegetation–climate interactions in Eastern Siberia: an assessment of the competing effects of CO₂ and secondary organic aerosols. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 16, 5243—5262. <https://doi.org/10.5194/acp-16-5243-2016>.
- Brovkin, V., Boysen, L., Pongratz, J., Vuichard, N., Peylin, P., & Lawrence, D. (2020). Model inter-comparison of idealized global deforestation experiments. *EGU General Assembly, Online, 4—8 May 2020*. <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-10295>.
- Boychenko, S., Voloshchuk, V., Kuchma, T., & Serdyuchenko, N. (2018). Long-time changes of the thermal continentality index, the amplitudes and the phase of the seasonal temperature variation in Ukraine. *Geofizicheskiy Zhurnal*

- nal*, 40(3), 81—96. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v40i3.2018.137175>.
- Boychenko, S., Voloshchuk, V., Movchan, Ya., Serdjuchenko, N., Tkachenko, V., Tyshchenko, O., & Savchenko, S. (2016). Features of climate change on Ukraine: scenarios, consequences for nature and agroecosystems. *Proc. of the National Aviation University*, (4), 96—113. <https://doi.org/10.18372/2306-1472.69.11061>.
- Boysen, L., Brovkin, V., & Pongratz, J. (2018). Climatic effects of idealized deforestation experiments in Earth System Models. *Geophysical Research Abstracts*, 20. Retrieved from <https://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2018/EGU2018-12079.pdf>.
- Boysen, L., Brovkin, V., Pongratz, J., Lawrence, D., Lawrence, P., Vuichard, N., Peylin, Ph., Liddicoat, S., Hajima, T., Zhang, Y., Rocher, M., Delire, Ch., Séférian, R., Arora, V. K., Nieradzic, L., Anthoni, P., Thiery, W., Laguë, M., Lawrence, D., & Lo, M.-H. (2020). Global climate response to idealized deforestation in CMIP6 models. *Biogeosciences*, 17, 5615—5638, <https://doi.org/10.5194/bg-17-5615-2020>.
- Buksha, I. F., Pyvovar, T. S., & Buksha, M. I. (2014). Vulnerability assessment of eastern Ukrainian forests to climate change: Case study on the base of GIS technology usage. In *Scientific Proceedings of Forestry Academy of Sciences of Ukraine* (is. 12, pp. 30—37). Lviv.
- Bush, M. B. Flenley, J. R., & Gosling, W. D. (2011). *Tropical Rainforest Responses to Climatic Change* (2nd ed.). Chichester: Springer Praxis. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-05383-2>.
- Chen, J., Saunders, S. C., Crow, Th. R., Naiman, R. J., Brosfoske, K. D., Mroz, G. D., Brookshire, B. L., Franklin, J. F. (1999). Microclimate in Forest Ecosystem and Landscape Ecology. *Bioscience*, 49(4), 288—297. <https://doi.org/10.2307/1313612>.
- CMIP Phase 6 (CMIP6). Retrieved from <https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip6>.
- Fischer, A. P. (2019) Adapting and coping with climate change in temperate forests. *Global Environmental Change*, 54, 160—171. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2018.10.011>.
- Gao, Y. (2016). *Interactions between land surface, forests and climate: regional modelling studies in the boreal zone*: PhD thesis. University of Helsinki. Department of Physics. Retrieved from <https://helda.helsinki.fi/handle/10138/166502>.
- Gordon, B. B. (2008). Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science*, 320, 1444—1449. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>.
- Groisman, P. Ya., & Ivanov, S. V. (2009). *Regional aspects of climate-terrestrial-hydrologic interactions in non-boreal Eastern Europe*. Springer, 376 p.
- Hlásny, T., Barcza, Z., Fabrica, M., Balázs, B., Churkina, G., Pajtic, J., Sedmák, R., & Turčáni, M. (2011). Climate change impacts on growth and carbon balance of forests in Central Europe. *Climate Research*, 47, 291—236. <https://doi.org/10.3354/cr01024>.
- Hlásny, T., Máthyás, C., Seidl, R., Kulla, L., Merganičová, K., Trombik, J., Dobor, L., Barcza, Z., & Konopka, B. (2014). Climate change increases the drought risk in Central European forests: What are opinion for adaptation? *Forestry Journal*, 60(1), 5—18. <https://doi.org/10.2478/forj-2014-0001>.
- Hofmeister, J., Hošek, J., Brabec, M., Střalková, R., Mýlová, P., Bouda, M., Pettit, J. L., Rydval, M., & Svoboda, M. (2019). Microclimate edge effect in small fragments of temperate forests in the context of climate change. *Forest Ecology and Management*, 448, 48—56. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2019.05.069>.
- IPCC: Special Report on Climate Change, Desertification, Land Degradation, Sustainable Land Management, Food Security, and Greenhouse gas fluxes in Terrestrial Ecosystems. (2019). Retrieved from <https://www.ipcc.ch/srcccl/>.
- IPCC: Frequently Asked Questions. Retrieved from https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2018/12/SR15_FAQ_Low_Res.pdf.
- Kolomyts, E. G. (2019). Effects of Global Climate Changes on Boreal Forests of the Northwestern Pacific. A Landscape—Environmental Prognosis. *Biology Bulletin Reviews*, 9(4), 315—332. <https://doi.org/10.1134/S2079086419040054>.
- Kulmala, M., Ezhova, E., Kalliokoski, T., Noe, S., Vesala, T., Lohila, A., Liski, J., Makkonen, R., Bäck, J., Petäjä, T. & Kerminen, V.-M. (2020). CarbonSink+: Accounting for multiple climate

- feedbacks from forests. *Boreal Environment Research*, 25, 145—159.
- Lawrence, D. M., Hurtt, G. C., Arneeth, A., Brovkin, V., Calvin, K. V., Jones, A. D., Jones, C. D., Lawrence, P. J., de Noblet-Ducoudré, N., Pongratz, J., Seneviratne, S. I., & Shevliakova, E. (2016). The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP) contribution to CMIP6: rationale and experimental design. *Geoscientific Model Development*, 9, 2973—2998. <https://doi.org/10.5194/gmd-9-2973-2016>.
- Lindner, M., Maroschek, M., Netherer, S., Kremer, A., Barbatie, A., Garcia-Gonzalo, J., Seidl, R., Delzon, S., Corona, P., Kolström, M., Lexer, M. J., & Marchetti, M. (2010). Climate change impacts, adaptive capacity and vulnerability of European forest ecosystems. *Forest Ecology and Management*, 259, 698—709. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.09.023>.
- Morin, X., Fahse, L., Jactel, H., Scherer-Lorenzen, M., García-Valdés, R., & Bugmann, H. (2018). Long-term response of forest productivity to climate change is mostly driven by change in tree species composition. *Scientific Reports*, 8, 5627. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-23763-y>.
- Pannatier, E. G., Thimonier, A., Rebete, M., & von Arx, G. (2013). Microclimate in forests with varying leaf area index and soil moisture: potential implications for seedling establishment in a changing climate. *Journal of Ecology*, 101, 1201—1213. <https://doi.org/10.1111/1365-2745.12121>.
- Peters, E. B., Wythers, K. R., Zhang, S., Bradford, J. B., & Reich, P. B. (2013). Potential climate change impacts on temperate forest ecosystem processes. *Canadian Journal of Forest Research*, 43, 939—950. <https://doi.org/10.1139/cjfr-2013-0013>.
- Shvidenko, A., Buksha, I., Krakovska, S., & Lakyda, P. (2017). Vulnerability of Ukrainian Forests to Climate Change. *Sustainability*, 9(7), 1152. <https://doi.org/10.3390/su9071152>.
- Snizhko, S., Shevchenko, O., Didovets, Iu., Krukivska, A., Kostyrko, I. (2020). Assessment of changes in the main climatic parameters over the territory of Ukraine during the XXI century according to scenarios based on representative concentration pathways (RCP). *Conference Proceedings, XIV International Scientific Conference «Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment»* (pp. 1—5). <https://doi.org/10.3997/2214-4609.202056032>.
- Stysiak, A. A., Jensen, M. B., & Mahura, A. (2015). Impact of regional a forestation on climatic conditions in Copenhagen Metropolitan Area: Scientific report. Retrieved from https://www.dmi.dk/fileadmin/user_upload/Rapporter/SR/2015/sr15-07.pdf.
- Torquebiau, E., Manley, D., Cowan, P. (2016) *Climate Change and Agriculture Worldwide*. Heidelberg: Springer, 373 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-7462-8>.
- ESGF: WCRP Coupled Model Intercomparison Project. Retrieved from <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>.

Влияние обезлесения на радиационный и термический режимы территории Украины по данным глобальных климатических моделей

Л. А. Писаренко¹, С. В. Краковская^{1,2}, 2021

¹Украинский гидрометеорологический институт ГСЧС Украины и НАН Украины, Киев, Украина

²Национальный антарктический научный центр МОН Украины, Киев, Украина

Рассмотрено влияние частичного обезлесения на климатические характеристики на территории Украины с использованием данных ретроспективного моделирования (The Land Use Model Intercomparison Project (LUMIP)). Используются данные

нескольких глобальных климатических моделей, в которых линейно уменьшали лесной покров на всей планете в общем на 20 млн км², или по 400 тыс. км²/год, на протяжении 50 лет, в следующие 30 лет он оставался без изменений. Согласно результатам моделирования, уменьшение лесистости с дальнейшей заменой на травяной покров влияет на отражательную способность подстилающей поверхности (альbedo) и перераспределение коротковолновой радиации, вследствие чего изменяется температурный режим. Наибольшие изменения в альbedo и высокие коэффициенты корреляции между альbedo и обезлесением обнаружены в зимний сезон, когда снежный покров характеризуется устойчивостью. Статистически значимый рост альbedo в отдельных узлах сетки достигал 24 %/50 лет в зимний сезон, в то время как в летний максимальные изменения составляли 2,7 %, поскольку альbedo травы и леса сильно не различаются. Изменение альbedo, в свою очередь, приводит к изменению температурного режима подстилающей поверхности и приземного слоя воздуха. Сильная связь между изменениями альbedo и показателями температуры прослеживается и в зимний сезон, вследствие чего снижается температура и подстилающей поверхности, и приземного слоя воздуха максимально на $-2,5...-2,0$ %/50 лет, тогда как в теплый сезон эта связь слабее, но также отмечается снижение температуры в отдельных узлах максимально на $-2,0...-1,5$ %/50 лет. Исследование связи между уменьшением лесистости и усредненным размахом суточной температуры воздуха продемонстрировало, что именно в холодный сезон данный показатель повышается до значений до $0,5...1,5$ %/50 лет, тогда как в теплый сезон таких тенденций не отмечается. В результате анализа годового размаха температуры воздуха выявлены существенные различия в моделях, поэтому однозначное влияние лесистости на данный показатель не установлено. В общем модели с высоким пространственным разрешением в большей степени реагируют на изменения значений альbedo и, как следствие, иные показатели. Полученные выводы касаются доиндустриального периода с минимальным антропогенным воздействием, когда на территории Украины наблюдался устойчивый снежный покров в зимний сезон. В условиях современного изменения климата с существенным изменением продолжительности залегания снежного покрова и ростом температур влияние обезлесения на радиационный и термический режимы может быть противоположным, что требует дополнительных исследований.

Ключевые слова: LUMIP, обезлесение, лесистость, альbedo, температура подстилающей поверхности, приземная температура воздуха, суточный размах температуры воздуха, годовой размах температуры воздуха.