

Л.С. Рибченко, Т.О. Ревера

СУМАРНА СОНЯЧНА РАДІАЦІЯ ТА АЛЬБЕДО ПІДСТИЛЬНОЇ ПОВЕРХНІ В УКРАЇНІ

Приведено аналіз сумарної радіації та альbedo підстильної поверхні в Україні. Показано зміну цих величин за десятиріччя протягом 1961-2006 рр.

Сонячна радіація є природним джерелом для різнобічних процесів в атмосфері. Дослідження її просторових змін на території проводиться для визначення кліматоутворюючих властивостей, вирішення сучасних завдань теорії клімату, складання кліматичних і екологічних прогнозів. До складу сумарної сонячної радіації входить пряма радіація, що надходить на горизонтальну поверхню від Сонця і розсіяна радіація небосхилу. Надходження сумарної радіації зумовлено висотою Сонця, тривалістю дня, прозорістю атмосфери і хмарністю. Сумарна радіація і альbedo (відбивна здатність підстильної поверхні) формують кількість радіації, що засвоюється підстильною поверхнею.

Метою досліджень є проведення аналізу просторових змін сумарної радіації і альbedo за 1961-1990 рр., визначеного Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО) в якості стандарту. Виявлення варіації прямої, розсіяної і сумарної сонячної радіації та альbedo за окремі десятиріччя другої половини ХХ та початку ХХІ сторіччя.

За ясного неба місячні і добові суми сумарної радіації відзначаються широтним розподілом по території. Найбільші градієнти виявляються взимку, коли різниця у січні між північчю і півднем дорівнює більше 60%, а влітку вона істотно менша і у липні становить близько 10%.

У річному ході найбільше зростання сумарної радіації відбувається від зими до весни. У березні вона підвищується порівняно з лютим від 48-50% на півночі до 43-45% у південному Степу і Криму. Восени істотне зменшення прямої радіації від жовтня до листопада призводить до послаблення на 32-45% сумарної сонячної радіації. Добові суми збільшуються від грудня до червня у 10-12 разів на півночі, а на півдні і в Криму - у 7-8 разів. За ясної погоди добовий і річний хід сумарної радіації

простий: протягом доби – з одним максимумом у години, близькі до полудня, і протягом року – з максимумом влітку.

За середніх умов хмарності місячні суми сумарної радіації у річному ході змінюються від мінімальних сум у грудні до максимальних у червні-липні.

Зимую контрасти сумарної радіації незначні внаслідок однорідного розподілу хмарності. Мінімальні суми сумарної сонячної радіації спостерігаються у грудні і змінюються від 50 МДж/м² на півночі до 110 МДж/м² на півдні, що становить 5-7% річної суми (рис. 1). У складі сумарної радіації у цьому місяці переважає розсіяна радіація, яка на півночі, заході і сході становить 80-85%, а в південному Степу і Криму зменшується до 60-70%.

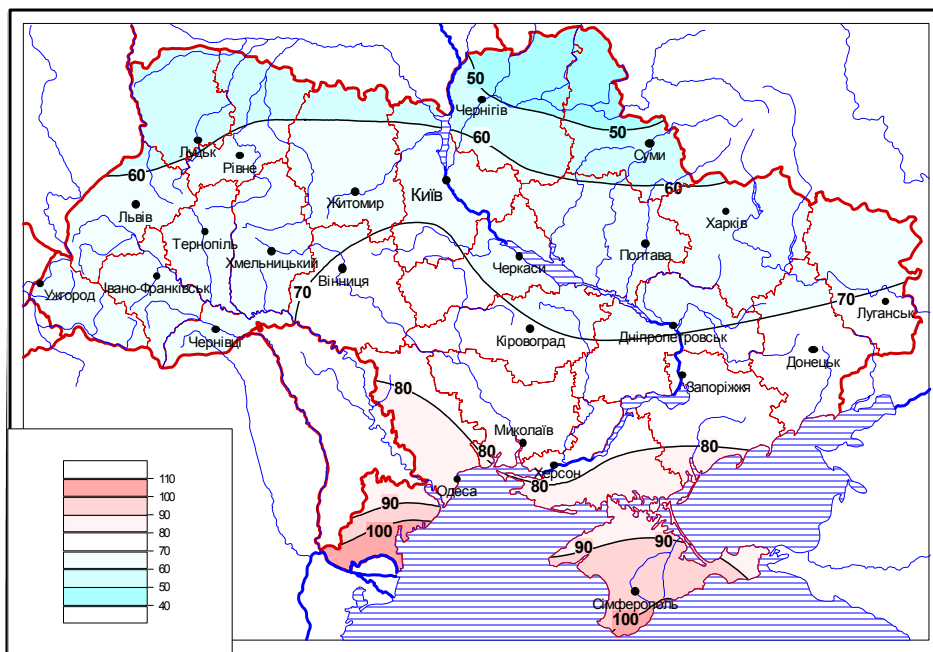


Рис. 1. Сумарна сонячна радіація (МДж/м²). Грудень

У січні на більшій частині території країни сумарна радіація зростає на 35-48%, а на узбережжі морів та в Криму – на 15-25%. Вона коливається від 80 МДж/м² на північному сході до 150 МДж/м² у південному Степу. Розсіяна радіація у її складі зменшується до 55-75% внаслідок збільшення висоти Сонця і тривалості світлої частини доби і зменшення хмарності.

Весною сумарна радіація істотно зростає, а її розподіл по території країни значно ускладнюється. Найменші суми у березні спостерігаються в

Українських Карпатах (Міжгір'я - 278 МДж/м²), а найбільші на сході (Велико-Анадоль – 367 МДж/м²). Від лютого до березня відмічається найбільший приріст сумарної радіації (46-50%). У квітні приріст сумарної радіації уповільнюється до 27-34% (342-463 МДж/м²). Травень характеризується майже однаковим додатком сумарної радіації, як і у попередньому місяці, – на 26-32%. Найменші суми відмічаються в Українських Карпатах (Міжгір'я – 439 МДж/м²), а найбільші у південному Степу (Асканія-Нова – 633 МДж/м²).

Влітку формуються найбільші суми сумарної радіації. Максимальними вони бувають у червні-липні і коливаються від 530 МДж/м² на північному заході до 700 МДж/м² у Криму (рис. 2.)

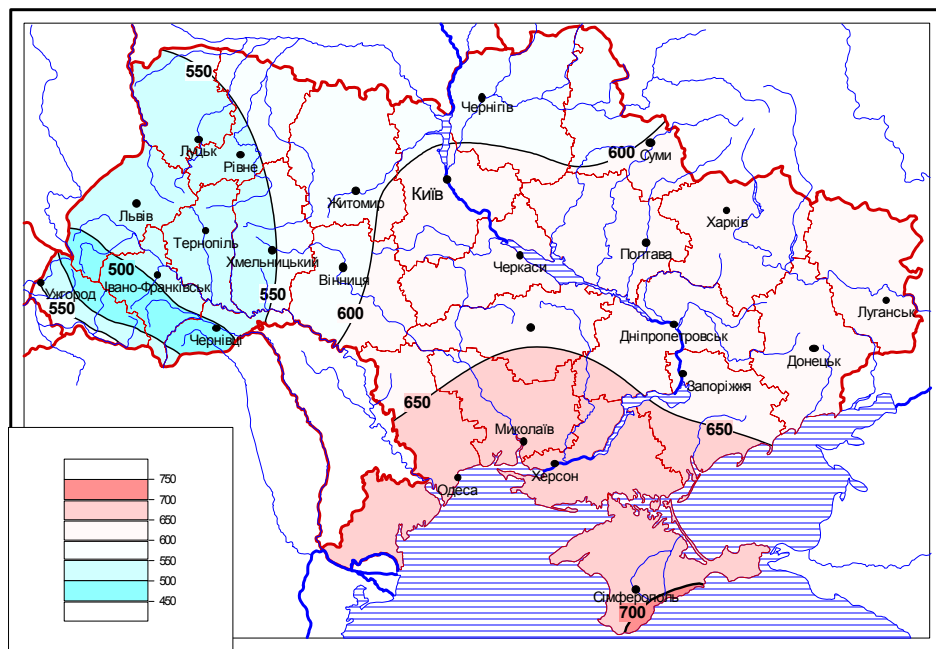


Рис. 2. Сумарна сонячна радіація (МДж/м²). Липень

Внаслідок збільшення хмарності мінімальні суми сумарної радіації спостерігаються в Українських Карпатах (Міжгір'я – 425 МДж/м²). У прибережній зоні морів на надходження сумарної радіації впливає бризова циркуляція, яка зумовлює збільшення прямої радіації до 10%.

Розподіл сумарної радіації влітку формується внаслідок впливу фізико-географічних особливостей окремих ландшафтів. Істотні термічні контрасти зумовлені неоднорідністю підстильної поверхні (моря і гори, різний ступінь лісистості, річкові заплави, болота і луки, сільськогосподарські угіддя), що призводить до розвитку місцевої

хмарності. Великі промислові центри і міста стають джерелами помутніння атмосфери. Це зумовлює появу осередків підвищених і знижених сум сумарної радіації. До того ж, строкатому розподілу радіації сприяє антициклональний тип погоди, характерний літом для більшої частини території. Найбільші суми сумарної радіації у червні-липні майже повсюдно у 8-10 разів перевищують грудневі значення.

Восени надходження сумарної радіації істотно зменшується внаслідок зниження висоти Сонця і тривалості дня та посилення циклонічної діяльності, що призводить до збільшення хмарності. За цих умов вплив місцевих особливостей не відіграє помітної ролі у формуванні режиму хмарності і сонячної радіації. Рівномірний розподіл хмарності зумовлює територіальні зміни сум сумарної радіації, близькі до широтних. Кожного осіннього місяця порівняно з попереднім сумарна радіація істотно зменшується. Початок осені (вересень) відзначається зменшенням сум на 20-40% порівняно із серпнем і коливанням по території від 310 МДж/м² до 460 МДж/м². У жовтні скорочення сумарної радіації становить 30-45%, а найбільше послаблення спостерігається у листопаді (70% і більше), коли вона удвічі-тричі менша, ніж у жовтні, і на півночі близька до грудневих сум (66-78 МДж/м²).

За рік розподіл сум сумарної радіації на більшій частині території країни наближається до широтного, окрім західних і східних областей. Широтний розподіл сумарної радіації порушується внаслідок особливостей режиму хмарності у теплий період року. Річні суми змінюються від 3536 МДж/м² на північному заході до 4780 МДж/м² на Південному березі Криму і коливаються у межах 16-24%. Найменші значення за рік спостерігаються в Українських Карпатах (Міжгір'я – 3250 МДж/м²), що зумовлено послабленням сумарної радіації влітку, коли тут інтенсивно розвивається хмарність. Коливання сумарної радіації відбувається і в окремі роки. Для річної суми – середнє квадратичне відхилення коливається у межах 220-580 МДж/м², а в літні місяці воно у 2-3 рази перевищує аналогічні відхилення для розсіяної радіації.

Максимальні добові суми сумарної радіації відмічаються у червні, а в Українських Карпатах (Міжгір'я) та на Закарпатській низовині (Берегове) - у липні. Неоднорідність підстильної поверхні і термічні контрасти спричиняють розвиток місцевої хмарності, що зумовлює строкатість у розподілі добових сум сумарної радіації. Найменші вони в Українських Карпатах (Міжгір'я – 14,6 МДж/м²), а найбільші – на

Південному березі Криму (Карадаг - 23,1 МДж/м²). У добовому ході в першу половину дня надходить на 2-3% більше сумарної радіації, ніж у другу.

Альbedo підстильної поверхні визначається процентним відношенням відбитої сонячної радіації до сумарної. Протягом року альbedo характеризується стабільністю у теплий період року і значною мінливістю у холодний. Взимку альbedo залежить від тривалості залягання та стійкості снігового покриву і коливається у широких межах від 7 до 90%. Зазвичай середні місячні значення альbedo не характеризують радіаційні властивості підстильної поверхні. У січні вони змінюються від 70% на півночі до 33% на півдні і 25% у Криму (рис. 3).

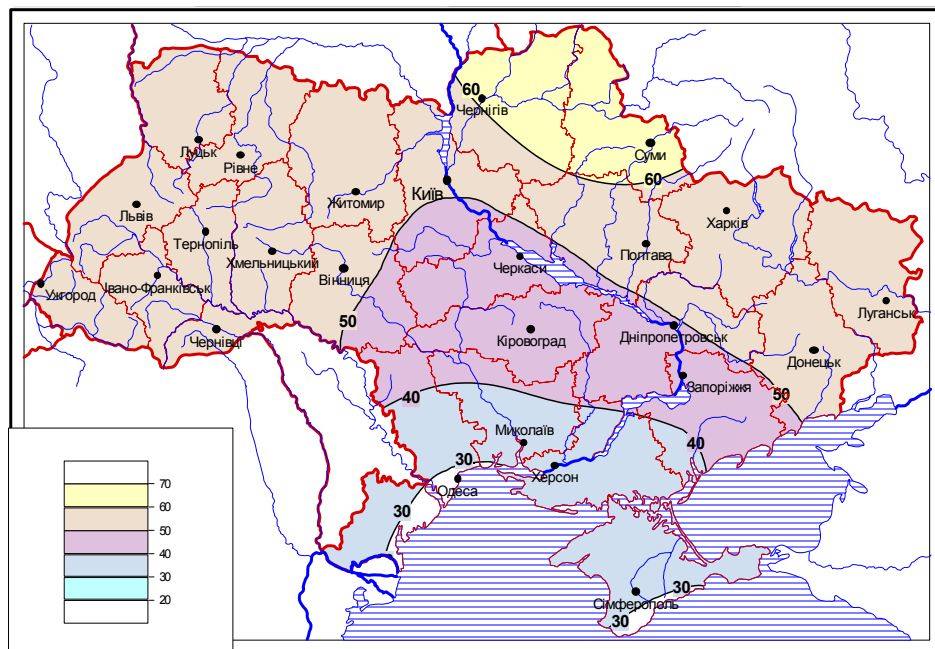


Рис. 3. Альbedo діяльної поверхні (%). Січень

У грудні внаслідок меншої стійкості снігового покриву альbedo становить від 70% на півночі до 18-20% на півдні і в Криму.

Протягом теплого періоду середні місячні значення коливаються від 18-23 на півночі до 17-20% у південному Степу і Криму (рис. 4). Найменше альbedo на сході - 15-17% (Велико-Анадоль). Стійкість альbedo теплого періоду формується завдяки зменшенню хмарності, зволоження ґрунту, стану підстильної поверхні та середніх добових значень, які варіюють у межах 16-26%.

Альbedo відзначається значною мікрокліматичною мінливістю, однак, незважаючи на широкий діапазон зміни альbedo окремих ділянок підстильної поверхні, кожній природній зоні притаманний свій розподіл альbedo, а також середнє і найбільш ймовірне його значення. З квітня до жовтня альbedo Полісся коливається у межах 17-23% через різноманітність його значень для окремих видів земної поверхні. Особливо істотні розбіжності альbedo на Поліссі і в Українських Карпатах, що зумовлюється неоднаковим ступенем лісистості. У Степу його значення змінюється дещо менше (17-20%), що пов'язано із більшою однорідністю підстильної поверхні.

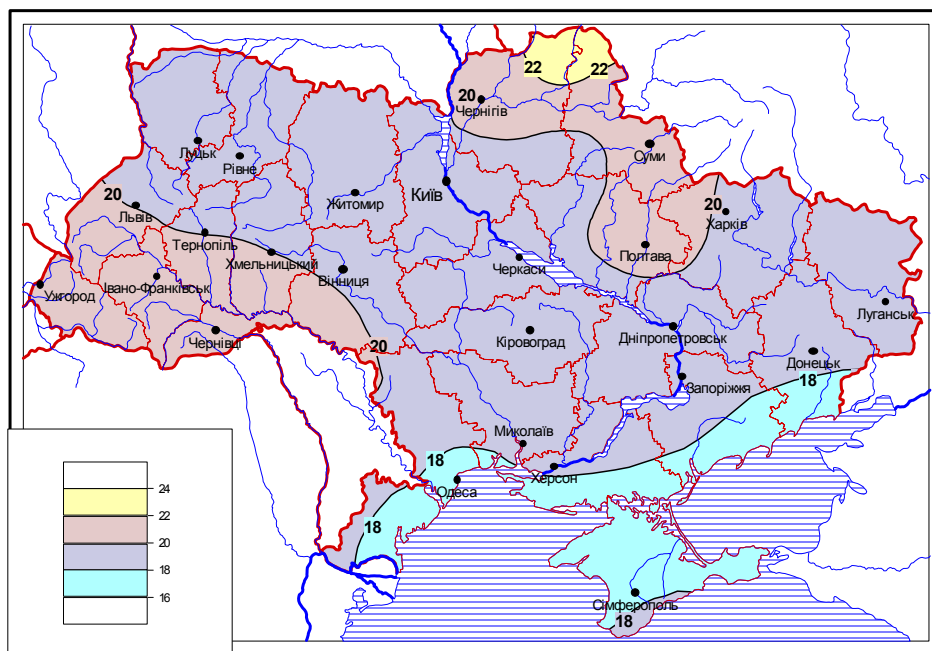


Рис. 4. Альbedo (%) підстильної поверхні. Теплий період (квітень-жовтень)

За рік на більшій частині території воно становить 21-30%, а на півдні і в Криму 18-21%. В Українських Карпатах, внаслідок значної лісистості та стійкості й тривалості снігового покриву взимку, альbedo збільшується до 30% (Міжгір'я).

Денний хід альbedo холодного періоду різко відрізняється від денного ходу теплого періоду. У холодний період року максимальні значення альbedo спостерігаються у ранкові години, зменшуючись протягом дня до мінімуму ввечері. Такий хід альbedo зумовлений змінами стану підстильної поверхні, які відбуваються протягом дня: танення снігу, утворення вранці інею і паморозі та зникнення їх вдень. У теплий період

мінімальні значення альbedo відмічаються близько полудня. Зменшення висоти Сонця призводить до зростання альbedo і для висоти 5-10° досягає максимальних значень. Подальше зменшення висоти Сонця спричиняє незначне зменшення альbedo. Денний хід альbedo трав'яного покриву зумовлюється змінами спектрального складу сумарної радіації і кута падіння сонячних променів, а також співвідношенням між прямою і розсіяною радіацією і відношенням цих складових до сумарної радіації, яка залежить від висоти Сонця, хмарності і ступеня помутніння атмосфери [4]. Залежність альbedo від висоти Сонця зумовлюється співвідношенням розсіяної радіації до сумарної і має нелінійний характер. Зростання частки розсіяної радіації у сумарному потоці призводить до зменшення альbedo для фіксованої висоти Сонця, а її зниження посилює цей ефект.

Протягом року альbedo має чітко виражений добовий хід. Взимку амплітуда альbedo найбільша і досягає максимальних значень у лютому (більше 10%). Мінімальна амплітуда добового ходу альbedo спостерігається у квітні, коли після сходу снігового покриву підстильною поверхнею буває оголений, часто перезволожений ґрунт. Добовий хід альbedo такої поверхні проявляється слабше, ніж трав'яного покриву. У травні-серпні для розвинутого трав'яного покриву амплітуда добового ходу альbedo залишається майже незмінною і у середньому дорівнює 7%. Зменшення висоти Сонця у вересні-жовтні призводить до подальшого зниження альbedo до 5%.

Сучасне потепління клімату, яке за останнє сторіччя характеризується підвищенням глобальної температури повітря на 0,6°C і призводить до суттєвих змін температури повітря на регіональному рівні, найчастіше пов'язують з антропогенним посиленням парникового ефекту в атмосфері. До теперішнього часу немає однозначної оцінки впливу сонячної енергії на природу зростання температури. Коливання сонячної активності, що не перевищує 0,1-0,15%, не можна вважати причиною прямого енергетичного впливу на коливання глобальної температури. За результатами аналізу флуктуацій сонячної активності внаслідок 11-річних циклів під назвою чисел Вольфа не отримано істотних видозмін у надходженні радіації до підстильної поверхні [4]. Важливим чинником впливу на температуру повітря є зміни у тепловому балансі системи Земля-атмосфера, які зумовлені геофізичними коливаннями.

Дослідження фізичного характеру зміни клімату, що зумовлює потепління, стало інтенсивно розвиватись з другої половини ХХ ст. За гіпотезою Будико [2] основною причиною коливання клімату за інтервали часу від декількох років до десятиріч є зміна прозорості атмосфери для умов надходження сонячної радіації. Такий висновок одержано за результатами співставлення вікового ходу середньої температури повітря у Північній півкулі із віковим ходом прямої сонячної радіації на рівні земної поверхні.

Таблиця 1

Середні річні суми (МДж/м²) прямої (S), розсіяної (D) та сумарної(Q) радіації та їх відхилення (%) відносно стандарту

Десятиріччя	S	%	D	%	Q	%
Бориспіль						
1961-1970	2030	+10	2069	-4	4099	+3
1971-1980	1802	-2	2131	-1	3933	0
1981-1990	1694	-8	2247	+4	3941	-1
1991-2000	1623	-12	1872	-13	3495	-12
2001-2006	1979	+2	1766	-18	3645	-9
Полтава						
1961-1970	2131	+8	2049	+1	4180	+4
1971-1980	1952	-4	2015	-1	3967	-13
1981-1990	1858	-6	2027	0	3877	-3
1991-2000	2070	+5	2004	-1	4074	+2
2001-2006	2175	+10	1908	-6	4083	+2
Одеса						
1961-1970	2683	+8	1923	-5	4606	+3
1971-1980	2373	-3	2014	0	4387	-2
1981-1990	2311	-6	2127	+5	4438	-1
1991-2000	2522	+3	2028	0	4553	+2
2001-2006	2663	+9	1890	-6	4553	+2
Болград						
1961-1970	2501	+5	2045	-5	4546	0
1971-1980	2314	-3	2141	0	4455	-2
1981-1990	2327	-2	2263	+5	4590	+1
1991-2000	2594	+9	2130	-1	4724	+4
2001-2006	2534	+7	2074	-3	4608	+2

За даними мережі актинометричних станцій в Україні проведено аналіз динаміки сум прямої, розсіяної і сумарної радіації за середніх умов хмарності в окремі десятиріччя 1961-2006 рр. У табл. 1 наведено річні суми (МДж/м²) прямої, розсіяної і сумарної радіації та їх відхилення (%) відносно стандарту.

За даними табл. 1 можна простежити зміни у формуванні сум прямої, розсіяної і сумарної радіації протягом другої половини ХХ і на початку ХХІ ст. Так, 60-і роки відзначаються майже найбільшими значеннями прямої і сумарної радіації та найменшими розсіяної на півночі (Бориспіль), у центрі (Полтава) і півдні (Одеса, Болград). Два наступні десятиріччя (70-80-і роки) змінились поступовим зменшенням прямої і сумарної радіації та збільшенням розсіяної. З 90-х років на півдні та в центрі країни відмічається зростання прямої і сумарної радіації та падіння розсіяної. На півночі за два останні десятиріччя відмічалось істотне падіння розсіяної радіації і невеликий ріст прямої на початку ХХІ ст., що не призвело до суттєвих змін у формуванні сумарної радіації. У підсумку зазначимо, що відмічене зростання прямої і сумарної радіації можна припускати наслідком коливання не тільки антропогенних проявів, а й природних процесів, зумовлених змінами у кліматичній системі. Незважаючи на невеликі відхилення сумарної радіації та її складових, які не перевищують середні квадратичні відхилення, важливою є тенденція до зростання прямої і сумарної радіації й падіння розсіяної, що відмічена у кінці ХХ ст. і продовжується на початку нинішнього. Протягом року найбільші відмінності у значеннях сумарної радіації спостерігаються весною і влітку внаслідок істотних змін прямої радіації. У табл. 2 наведено середні суми (МДж/м²) прямої сонячної радіації весною і влітку у Полтаві і Одесі за середніх умов хмарності для десятиріч.

Таблиця 2

Суми (МДж/м²) прямої радіації весною і влітку у Полтаві та Одесі

Десятиріччя	Полтава		Одеса	
	Весна	Літо	Весна	Літо
1961-1970	198	355	251	440
1971-1980	192	314	221	392
1981-1990	193	297	225	361
1991-2000	201	348	239	413
2001-2006	229	353	289	412

Аналіз даних табл. 2 констатує збільшення прямої радіації у центрі й на півдні в кінці ХХ ст. і на початку ХХІ ст. та ставить під сумнів твердження про збільшення впливу антропогенної діяльності на зростаюче поглинання прямої радіації в земній атмосфері, що призводить до її зменшення на рівні підстильної поверхні. Сучасні зміни у кліматичній системі зумовлюють перебудову центрів дії атмосфери і спричиняють їх переміщення у просторі і часі та посилюють вплив на атмосферні процеси. Це стає причиною колювання у формуванні режиму хмарності, яка є одним із чинників, що визначає проходження прямої радіації до діяльної поверхні. Наочним підтвердженням приведених варіацій у Полтаві та Одесі є суми (МДж/м²) прямої сонячної радіації весною у Болграді за аналогічний період (рис. 5).

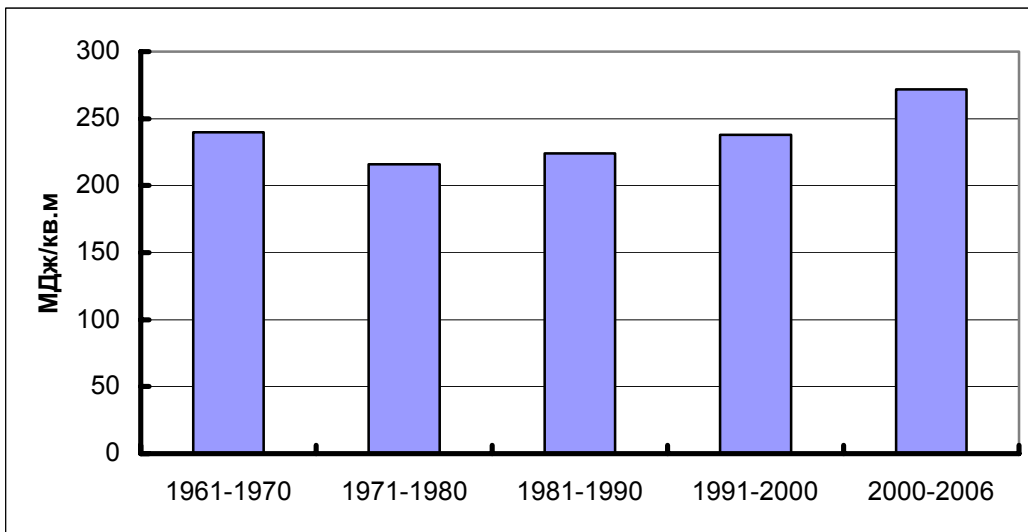


Рис. 5. Суми (МДж/м²) прямої сонячної радіації весною за десятиріччями. Болград

За даними рис. 5 видно, що після зменшення прямої радіації у 70-і роки, протягом наступних десятиріч відмічалось її поступове зростання й наприкінці ХХ ст. вона досягла рівня 60-х років. Початок ХХІ ст. відзначився подальшим збільшенням прямої радіації, що призводить до формування найбільших сум за весь період.

Альbedo підстильної поверхні є регулятором перерозподілу енергії, що визначає кількість поглинутої сумарної радіації або баланс короткохвильової радіації, і його колювання характеризує кліматичні зміни і суттєво впливає на різноманітні процеси на діяльній поверхні.

Оцінка впливу зворотного зв'язку зміни альбедо на температурний режим системи Земля-атмосфера є досить актуальною [3].

За період 1961-2006 рр. зміна альбедо з року в рік зумовлюється великою мінливістю взимку (січень) і відображає варіації умов, які впливають на його коливання (рис. 6).

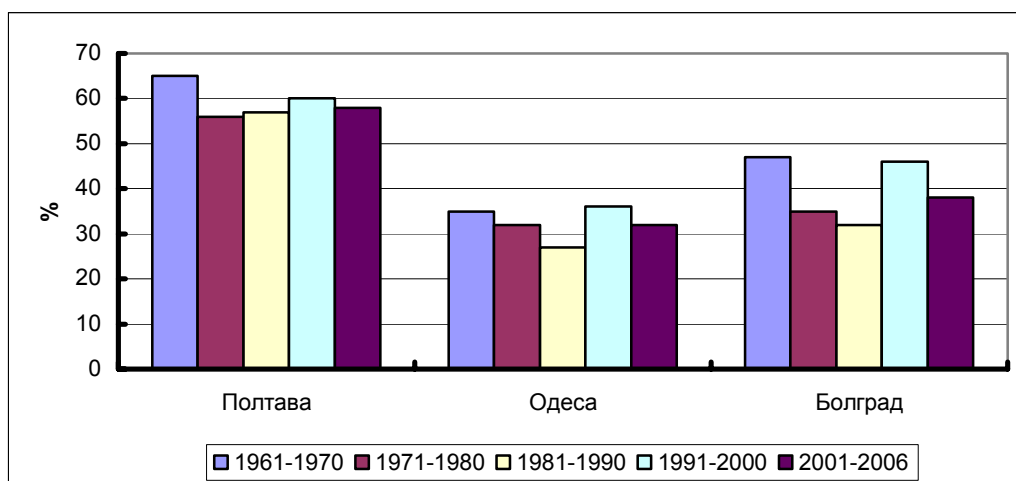


Рис. 6. Альбедо (%) в окремі десятиріччя. Січень

У січні від першого (1961-1970 рр.) до другого (1971-1980 рр.) десятиріччя відбулося зниження альбедо, найбільш істотне у Болграді (12%) та в Полтаві (9%) і значно менше в Одесі (3%). У третьому і четвертому десятиріччі (1981-1990 рр., 1991-2000 рр.) альбедо змінювалось у межах 1-3% у центрі і більш суттєво на півдні. В Одесі від третього до четвертого десятиріччя воно збільшилось на 9%, а в останні 6 років зменшилось на 4%. Найбільш суттєвими коливаннями альбедо відзначився крайній південь. У Болграді від третього до четвертого десятиріччя воно збільшилось на 14%, а на початку XXI сторіччя зменшилось на 8%. Різкий підйом альбедо у кінці XX ст. на півдні зумовлений високими значеннями у 1995-1997 рр. та у 2000 р. За три вище зазначені роки у Болграді воно дорівнювало 60-70%, а в 2000 р. досягло 90%.

Літня стабільність (липень) є результатом його незмінності у теплий період (рис. 7). Влітку альбедо неістотно змінювалось у межах 1-3% у центрі (Полтава), а на півдні (Одеса і Болград) залишалось майже без змін (1%).

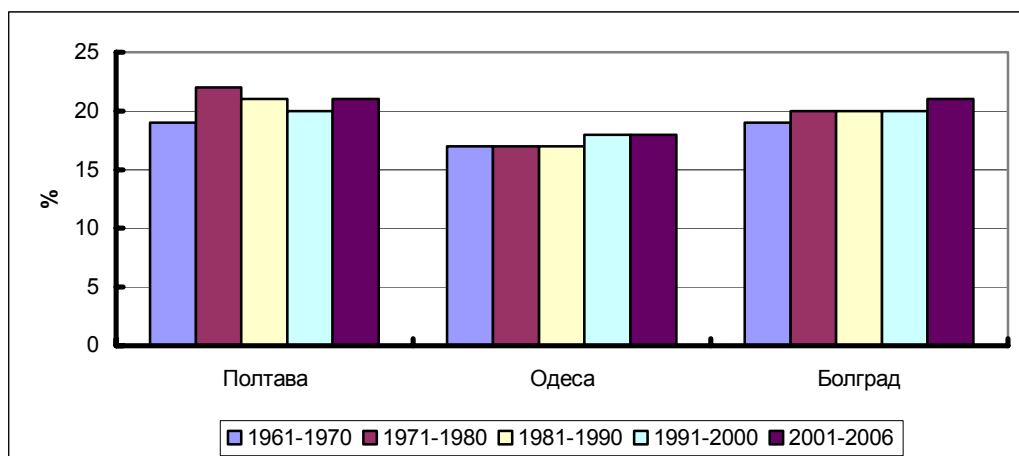


Рис. 7. Альbedo (%) в окремі десятиріччя. Липень

У зв'язку з проведеними порівняннями зазначимо, що значні коливання альbedo взимку зумовлені змінами характеру атмосферної циркуляції. Досить помітне збільшення альbedo на півдні у кінці ХХ ст. свідчить про трансформацію у режимі хмарності, тривалості і стійкості залягання снігового покриву. Отримані результати підтверджують висновок, що альbedo підстильної поверхні є однією із характеристик зміни клімату [1].

Висновки

Результати проведеного аналізу сумарної сонячної радіації засвідчують тенденцію до збільшення сум прямої і сумарної радіації та зменшення розсіяної для середніх умов хмарності за даними окремих актинометричних станцій країни у кінці ХХ ст. і на початку ХХІ ст. Зафіксовано суттєві коливання альbedo у зимовий сезон на півдні протягом останніх десятиріч.

Зміни метеорологічних і радіаційних параметрів в останні десятиріччя зумовлені в основному такими природними чинниками, як прозорість і циркуляція атмосфери. Вплив антропогенного забруднення атмосфери на клімат залишається невизначеним.

Оскільки ряди метеорологічних величин невеликі відносно масштабу кліматичних змін, то отримані результати відповідають виключно розглянутому періоду спостережень і не можуть бути основою для прогнозу наступної зміни клімату. Не можливо визначити збереження отриманих тенденцій зміни радіаційних параметрів атмосфери у майбутньому.

* *

Приведен анализ суммарной радиации и альbedo подстилающей поверхности в Украине. Показано изменение этих величин по десятилетиям в течение 1961-2006 гг.

* *

1. *Абакумова Г.М.* Тенденции многолетних изменений прозрачности атмосферы, облачности, солнечной радиации и альbedo подстилающей поверхности в Москве // *Метеорология и гидрология.* – № 9. – 2000. – С. 51-62.
2. *Будыко М.И.* Климат конца двадцатого века // *Метеорология и гидрология.* – № 10. – 1988. – С. 5-24.
3. *Будыко М.И., Байкова И.М., Ефимова Н.А., Строкina Л.А.* О связи альbedo подстилающей поверхности с изменением климата // *Метеорология и гидрология.* – № 6. – 1998. – С. 5-10.
4. *Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко.* – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.

*Український науково-дослідний
гідрометеорологічний інститут, Київ
Центральна геофізична обсерваторія, Київ*