

ОЦІНКА ВПЛИВУ АСТРОНОМІЧНИХ ТА ГЕОБОТАНІЧНИХ ФАКТОРІВ
НА ФОРМУВАННЯ КЛІМАТИЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ РЕГІОНІВ
(НА ПРИКЛАДІ УКРАЇНИ)

© В.І. Лялько, Д.М. Мовчан, С.В. Сябряй, 2009

*Науковий центр аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України, Київ, Україна
Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна*

The results of paleoclimatic reconstruction of the climate and the basic vegetation changes during the Neogene- Quaternary period on the territory of Ukraine are considered. These data are compared with the results of the modern vegetation changes assessment on the same territory with the aim to define tendencies of climatic changes. Also a possibility of astronomical factors influence on the formation of climatic features is considered.

Вступ. Кліматична система Землі містить велику кількість складових компонентів, основні з яких це атмосфера, гідросфера, криосфера, діяльний шар літосфери та біосфера, які тою чи іншою мірою визначають її стан. Клімат Землі постійно змінюється внаслідок складних нелінійних взаємодій між цими окремими компонентами, а також під впливом зовнішніх чинників, таких як зміна інсоляції на різних широтах унаслідок змін геометрії руху планет (цикли Міланковича) [1] та зміна інтенсивності випромінювання самого Сонця [2]. У ХХ ст. з'явився ще один чинник, який може впливати на глобальний клімат нашої планети, – господарська діяльність людини. Саме з антропогенним впливом пов'язують тенденцію глобального потепління, яка простежується в останні 100 років. На сьогодні в усьому світі існує низка дослідницьких програм, що займаються проблемою зміни клімату. Розробляються кліматичні моделі різної складності, які описують параметри кліматичної системи та враховують різні фактори впливу [3]. Проте до цього часу проблема прогнозування кліматичних змін, кількісної та якісної оцінки параметрів кліматичної системи залишається досить складною і, можна сказати, нерозв'язаною. Є досить багато питань, на які важко дати точну відповідь. Важливу роль у поліпшенні нашого розуміння кліматичної системи Землі у минулому і на цей час, а також у прогнозуванні майбутніх змін відіграють палеокліматичні дані. Вони допомагають зрозуміти минулі та сучасні активні механізми зміни клімату. Тому досить важливим є вивчення змін наземних груп організмів, що відбувалися в результаті дискретних подій регіональної та глобальної історії кліматів.

Вплив варіацій космічних параметрів на клімат Землі. Одним з космічних факторів, що впливають на клімат, є енергія випромінювання Сонця.

Енергія, яку воно випромінює, – головна рушійна сила кліматичної системи Землі. Енергія сонячного випромінювання не є сталою величиною, і зміни в інтенсивності випромінювання впливають на зміни у кліматичній системі нашої планети. Тривалі спостереження за сонячною активністю (починаючи з 1700 р.) показують циклічність змін інтегральної інтенсивності потоку енергії від Сонця в напрямку Землі. При розгляді середньорічних значень чисел Вольфа чітко вирізняються 11-річні цикли. За згладженням значень виділяють так звані вікові цикли (три “хвилі”) [2]. Аналізуючи дані цих циклів, можна простежити різке підвищення сонячної активності під час останнього третього вікового циклу порівняно з першими двома. Середнє значення числа Вольфа для нього майже на 50 % вище, ніж для попередніх циклів [2]. Враховуючи, що усереднене значення сонячної сталої позитивно корелюється з рівнем сонячної активності, можна говорити, що протягом останнього вікового циклу рівень енергетичного потоку від Сонця до Землі був суттєво вищим за попередні. А це можна вважати одним із факторів глобального потепління, яке простежується у наш час.

Інші космічні фактори впливу на клімат Землі також виявляють циклічність, хоча тривалість їхніх циклів значно більша. Ці фактори пов'язані зі змінами геометрії руху Землі. Вони отримали назву циклів Міланковича, на честь сербського астрофізика, який вперше почав їх вивчати [1].

Цикли Міланковича (рис. 1) описують відхилення інсоляції земної поверхні, що періодично виникають, від середнього значення за досить великий проміжок часу. Ці відхилення можуть сягати 5–10 %. Причиною відхилень є три ефекти: – прецесія – зміна кута нахилу земної осі з періодом близько 25 750 років, у результаті чого

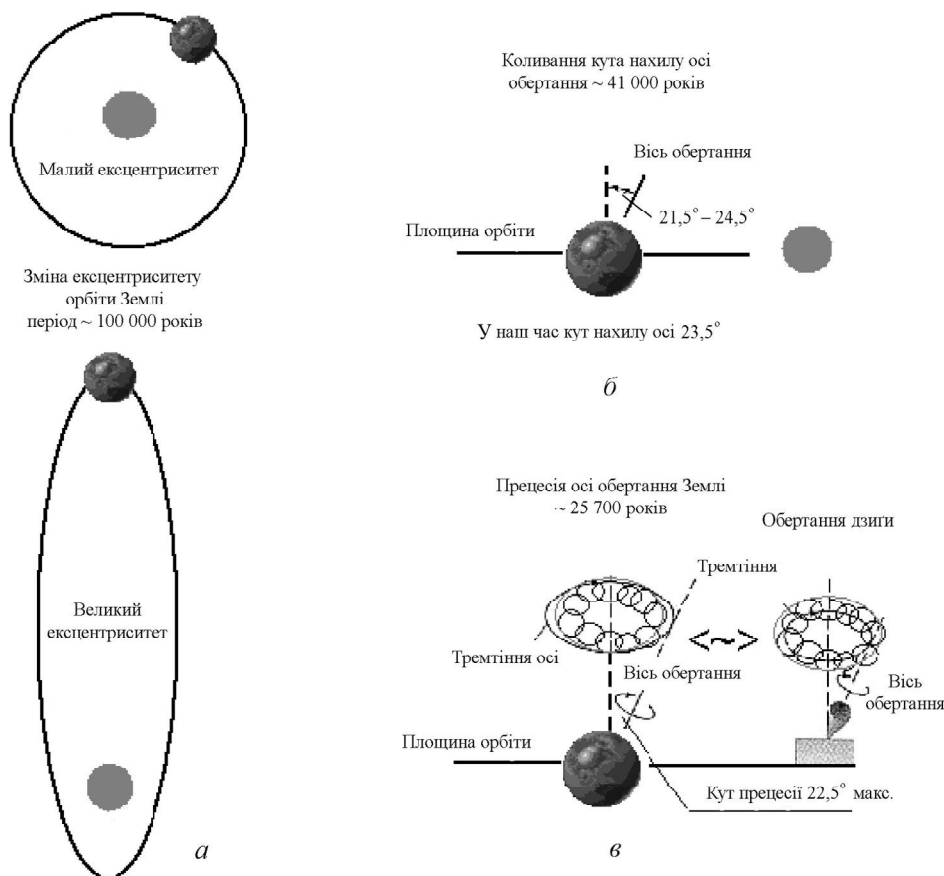


Рис. 1. Цикли Міланковича [1]: а – зміна ексцентриситету орбіти Землі; б – нутація; в – прецесія

змінюється сезонна амплітуда інтенсивності сонячного випромінювання на Північній та Південній півкулях Землі;

- нутація – довгоперіодичні (так звані вікові) коливання кута нахилу земної осі до площини її орбіти з періодом близько 41 000 років;
- довгоперіодичні коливання ексцентриситету орбіти Землі з періодом близько 93 000 років.

Порівняння середньорічних температурних даних за останні 400 тис. років, що були отримані на основі аналізу вмісту важкого кисню у зразках антарктичного льоду, відібраних на різних глибинах, з циклічними змінами параметрів орбіти Землі показало, що періодичні зміни температури та характеристик орбіти обертання нашої планети практично збігаються за тривалістю циклів [2]. Проте подібні зміни приводять до незначного відхилення від середнього значення рівня інсоляції земної поверхні. Так, за оцінками, зміни в активності Сонця можуть зумовити зміну інтенсивності потоку енергії від Сонця до Землі приблизно на 0,1 %, а коливання ексцентриситету орбіти Землі – на 0,001 % за століття [1]. Хоча потрібно враховувати, що ці ефекти мають циклічність з некрратним періодом, і виникають доволі тривалі епохи, коли вони можуть виявляти кумулятивну дію, підсилюючи чи послаблюючи один одного. Тому ці чинники можна розглядати лише як певний “пусковий механізм”, що активізує інші визначальні фактори.

Підтвердженням цього є і той факт, що подібні коливання температури з циклом у приблизно 100 тис. років, що збігається з циклом коливання ексцентриситету орбіти Землі, простежуються лише останній мільйон років, а до цього клімат Землі був теплішим. За останні 65 млн років на Землі відбулося значне похолодання (рис. 2) [1]. Якщо у палеогені та еоцені середньорічна планетарна температура становила 10–12 °С, то нині – близько 0 °С, а в періоди зледеніння вона знижувалася до –8 °С. Зрозуміло, що крім циклів Міланковича причини змін клімату слід шукати саме на Землі, зокрема вивчаючи особливості змін її рослинного покриву та пов’язаної з ними трансформації газового складу атмосфери.

Реконструкція палеокліматичних даних неогену–четвертинного періоду на території України. Вивчення змін наземних груп організмів, що проходили під впливом дискретних подій регіональної та глобальної історії кліматів, має велике значення. Особливо це стосується тих змін, які відбувалися наприкінці олігоцену та протягом неогену. Цей відрізок часу характеризувався численними змінами географічних та екологічних умов на території Євразії, і зокрема на території сучасної України. Тоді ж було багато кліматичних змін, аналіз причин яких дає важливу базу для прогнозування можливих змін у майбутньому. Особливістю цього відрізка часу є його близькість із сучасним, що дає змогу зрозуміти флористичні

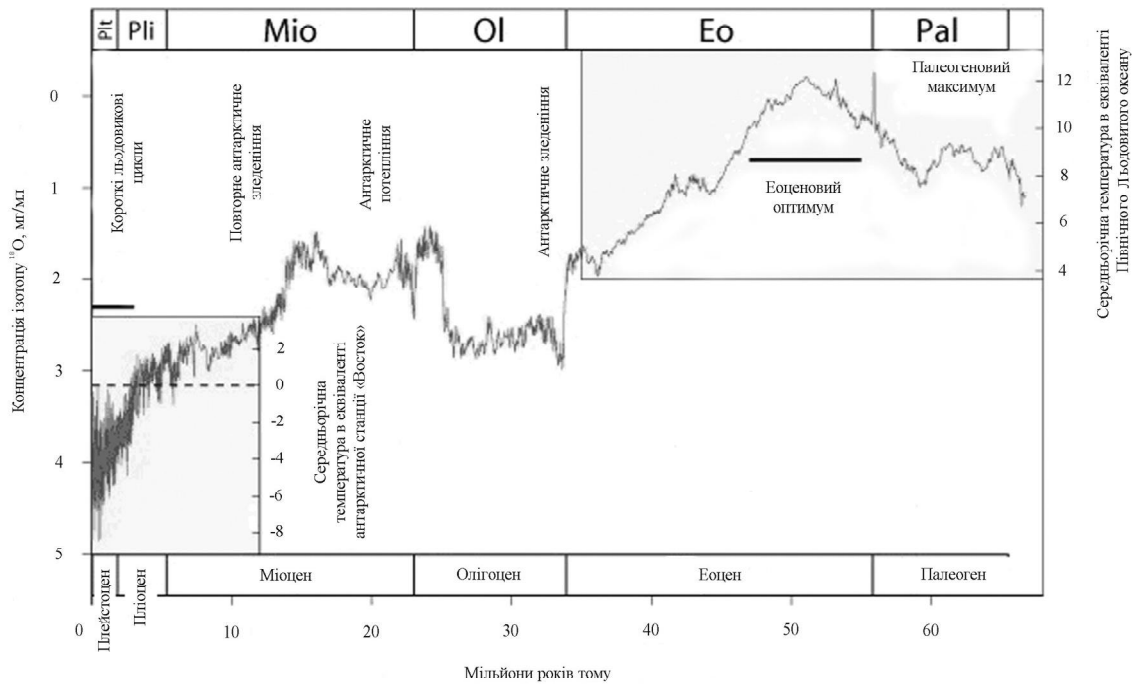


Рис. 2. Коливання середньорічної температури повітря та концентрації ізотопу ^{18}O протягом останніх 60 млн років [1]

та фауністичні зміни, спираючись на розвиток сучасних родів у сучасних екосистемах.

У неогенових відкладах добре відомі досить багаті захоронення листя деревних порід, гілля і дуже рідко – квітів. Ці відклади досліджено в усьому розрізі методом спорово-пилкового аналізу і, де було можливим, спорово-пилкові дані доповнено за результатами вивчення макрофосилій [4, 5].

Матеріалом для роботи слугували моласові відклади північно-східної частини Центрального Паратетису, східної частини опрісненого Паннонського басейну, пліоценові відклади озерно-болотного басейну, що утворився після розпаду Паннонського басейну, та ранні плейстоценові відклади чопської світи на Закарпатті. Для реконструкції кліматичних параметрів протягом міоцену та пліоцену західної частини України було проведено пошарове вивчення порід неогену методом спорово-пилкового аналізу для встановлення поетапної характеристики та змін рослинного покриву неогену цього регіону, встановлення їх регіональної диференціації в часі та просторі. Крім того, для повнішої характеристики складу рослинності неогену використовували матеріали викопної макрофлори цих регіонів.

У неогеновий період уже існували рослини, родові таксони яких за морфологічними та екологічними ознаками були ідентичні сучасним таксонам.

Для реконструкції кліматичних параметрів неогену та антропогену вираховували такі кількісні кліматичні параметри: температуру самого теплого (ТСМ) і самого холодного (ТСХМ) місяців і середньорічну температуру (СРТ) для всіх відрізків геологічного часу, коли уже з'явилися рослини,

аналогічні сучасним. Для палеокліматичних побудов використано метод, розроблений В.П. Гричуком зі співавторами [6]. Під час реконструкції палеотемператур гірських регіонів використовували склад лісових угруповань нижніх рослинних поясів, які відображали широтний тип рослинності. За методикою В.А. Гольберта [7], розраховували коефіцієнт вологості (Kr) – співвідношення кількості пилку гідрофільних рослин і кількості пилку інших рослин у складі комплексу.

Формування та зміни рослинності на території сучасної України відбувалися під впливом різних факторів у районах Центрального та Східного Паратетису. Розвиток неогенової флори залежав від двох головних подій: орогенічних рухів в Альпійському поясі та льодовикового періоду, який зумовив всі природні зміни в четвертинному періоді. Протягом цих подій зміни палеогеографічних умов були пов'язані з періодичною активізацією орогенічних процесів в Альпійському орогенному поясі та морськими трансгресіями і регресіями – наслідками цих подій, а також настанням та завершенням льодовикових епох. Ці явища були тою чи іншою мірою притаманні як для західної, так і для південно-східної частини України.

Межа палеогену та неогену – це час порушення існуючих до того часу структурних співвідношень, час основної складчастості та підймання Карпат. Ще в олігоцені, в період замикання геосинклінального прогину, коли уже піднімалися гори, заключним етапом вулканічної діяльності були прояви кислих експлозивів [8]. Велика кількість вулканічного попелу в атмосфері відіграла певну роль у зміні температури, яка, на

думку В.М. Синіцина [9], знизилася в усьому Карпатському регіоні на 8 °С, що, у свою чергу, спричинило різке підвищення ролі помірних елементів у складі субтропічної флори егерію. Після підняття гір утворився Закарпатський прогин – зона інтенсивного орогенного вулканізму, який неодноразово відбувався протягом неогену.

Карпатські неогенові басейни (Закарпатський та Прикарпатський) були частиною епіконтинентального моря Центральний Паратетис. Протягом міоцену ці басейни були об'єднані. Проте наприкінці міоцену протоки, що з'єднували ці басейни, ставали все вузькими і зрештою закрилися.

В ту епоху переважали хвойні ліси, в яких головну роль відігравали різноманітні сосни (*Pinus*). Темнохвойні елементи (*Abies*, *Picea*, *Cedrus*) входили до складу лісів окремими групами на зволжених затінених схилах гір, що омивалися водоймами. У складі хвойно-широколистяних і широколистяних лісів, поширених на нижчих рівнях, головну роль відігравали *Juglans*, *Carya*, *Engelhardia*, *Platycarya*, *Ulmus*, *Celtis*, *Quercus*, *Castanea*. Можливо, поміж виявлених у пилку дубів були і вічнозелені форми.

Наявність у складі лісів *Platycarya*, *Engelhardia*, *Liriodendron* та деяких пальм свідчить про теплий субтропічний клімат. Склад папоротей, серед яких є представники тропічної та субтропічної флори, також указує на вологий субтропічний клімат. Температурні параметри того часу: ТСТМ – 18–27 °С; ТСХМ – 0–13 °С; СРТ – 14,5 °С; Кг = 0,9.

Протягом егенбургію з підніманням гір почалося опускання обох прогинів, у які надходили теплі морські води, що підвищило температуру повітря. На вищих рівнях гір розміщувалися хвойні ліси, переважно соснові, зі значним переважанням *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, інколи *Cedrus*, *Sciadopitys*. Збільшувалося значення *Podocarpus*, особливо наприкінці егенбургію. У хвойно-широколистяних лісах велику роль відігравали елементи теплопомірної флори. Серед представників роду *Quercus*, ймовірно, були субтропічні види. У складі рослинного покриву з'явилися теплолюбні елементи: представники родин *Sapotaceae*, *Symplocaceae*, особливо *Engelhardia*. Теплолюбні субтропічні та тропічні рослини траплялися і в нижньому поясі рослинного покриву. Можливо, у складі цього поясу брали участь деревні та чагарникові форми родини *Ericaceae*. Складовою частиною цих угруповань були *Myrica* та *Ilex*. У рослинних угрупованнях були поширені представники родини *Lauraceae*. На сьогодні доволі подібні рослинні угруповання можна виявити на нижчих широтах, наприклад рослинні угруповання Азорських островів.

У той період відбулися сильні зміни флори внаслідок підвищення температури (перший тем-

пературний оптимум неогену), проте повного відновлення олігоценної флори так і не було. Температурні параметри егенбургію: ТСТМ – 25,5–26,3 °С; ТСХМ – 5–8 °С; СРТ – 16,2 °С; Кг = 0,85.

Під час розгляду історії формування рослинного покриву не можна ігнорувати такий важливий ендегенний фактор, як вулканізм, прояви якого були в Карпатах протягом неогену. Багато дослідників, таких як К. Брукс, Е.Л. Лебедев [10, 11], надають великого значення процесам вулканізму як кліматоутворювальному фактору. М.И. Будико [12], спираючись на дані багатьох дослідників, вказує, що після великих сучасних вивержень знижувалася температура.

Відстежуючи, як змінювався протягом неогену склад флори в період активного вулканізму, можна зрозуміти його кліматоформувальну функцію. При цьому слід зауважити, що значення має лише експлозивний кислий вулканізм, в результаті якого в атмосферу викидається велика кількість вулканічного попелу. У Центральному Паратетисі цей процес був пов'язаний з проявом першої фази вулканізму. У великому Карпатському регіоні з кінця егенбургію і майже до початку баденію розвивалася так звана молода мастиксієва флора – флора міоценового оптимуму. На Закарпатті в той час уперше інтенсивною була перша фаза орогенного вулканізму з кислими експлозіями.

На Закарпатті та Прикарпатті не знайдено слідів існування молоді мастиксієвої флори під час першої орогенної фази з потужними проявами експлозивного кислого вулканізму, яка, на думку К.Ф. Малеева [8], унаслідок своєї інтенсивності мала катастрофічний характер. Її прояв відіграв важливу роль у формуванні рослинного покриву Українських Карпат, тому що зумовив значні зміни клімату внаслідок надзвичайно великої кількості попелу, який потрапляв до атмосфери досить тривалий час.

У середньому баденії почалася велика трансгресія. Море зайняло майже весь прогин, і наземні рослинні угруповання відступили впритул до гір. Наявність тепловодного басейну зумовлювала існування більш теплолюбних рослинних видів. Площі широколистяної рослинності істотно розширилися.

Згідно зі складом спорово-пилкового комплексу та відбитків рослин, у ранньому баденії в хвойних лісах домінували представники родини *Pinaceae* і в цілому в складі соснових лісів підвищилася роль темнохвойних (*Tsuga*, *Cedrus*, *Abies*, *Picea*). Помітно збільшилася кількість широколистяних порід – представників листопадної помірної флори. Вони формували ліси із *Juglans*, *Quercus*, *Castanea*, *Carpinus*, *Zelkova*, *Ulmus*.

Отже, клімат у ту епоху ставав порівняно з егенбургієм холоднішим за доволі високої вологості.

Температурні показники: ТСТМ – 20,5–26,5 °С; ТСХМ – 1–11 °С; СРТ – 14,75 °С; Кг = 0,56.

Регресивний етап, що слідував за цією епохою, привів до різкого скорочення і засолення морського басейну. У відкладах виявлено дуже мало пилку та спор, проте можна зробити висновок, що склад флори дещо змінився. Більш широко представлена ксерофільна група рослин (*Myrica*, *Myrtaceae*, *Comptonia*, *Oleaceae*), що засвідчує певну сухість клімату того часу.

В пізньому баденії відбулися нова широка трансгресія та періодична вулканічна діяльність. Закінчилася перша фаза орогенного вулканізму [8], яка почалася ще в егенбургії. Температурні показники: ТСТМ – 22,0–26,0 °С; ТСХМ – 3–11 °С; СРТ – 15,5 °С; Кг = 0,4.

Тересвинський час у цілому характеризувався широкою трансгресією. На високі температури тересвинського басейну, на думку І.В. Венгліньського [13], вказує наявність у відкладах представників роду *Borealis*, умови життя яких збігаються з умовами існування коралових рифів. За даними спорово-пилкового аналізу, у верхньому лісовому ярусі були поширені листопадні лісові угруповання, хвойні ліси формувалися переважно з різних видів сосен. Також траплялися *Picea*, *Abies*, рідше *Cedrus*, *Podocarpus*. У середньому висотному поясі росли буково-дубові та дубово-каштанові ліси з участю *Ulmus*, *Acer*.

Таким чином, протягом тересвинського часу в Закарпатському прогині, як і в усьому Центральному Паратетісі, відбувалися послідовні зміни рослинності та клімату, які практично не змінювалися до кінця баденію. Температурні характеристики: ТСТМ – 20,2–25,7 °С; ТСХМ – 0,6–5,8 °С; СРТ – 13,1 °С; Кг = 0,66.

Протягом пізнього баденію в Українських Карпатах продовжувалася і посилювалася тенденція поступового зниження температури і вологості, внаслідок чого зменшилася роль макротермних елементів у складі лісової рослинності і зроста – помірних листопадних видів. Температурні показники пізнього баденію: ТСТМ – 20,2–25,7 °С; ТСХМ – 0,5–6,0 °С; СРТ – 13,2 °С; Кг = 0,54.

Пізній міоцен характеризується режимом інтенсивних коливальних рухів, трансгресією і зміною площі та розміщення водойми.

Ранній сармат ознаменувався розширенням, поглибленням морського басейну та зміною солоності вод. У хвойних лісах значного поширення набули темнохвойні породи. Середній та нижній пояси вирізнялися мішаними лісами. Ранньосарматська флора мала ще багато спільних рис з пізньобаденською. Температурні параметри: ТСТМ – 19,6–27 °С; ТСХМ – 0,5–6,2 °С; СРТ – 13,3 °С; Кг = 0,41.

У середньому сарматі короткотривала трансгресія теплого моря, що з'єдналося з Середземно-

морським басейном, та послаблення вулканічної активності привели до підвищення температури, і клімат, що встановився при цьому, знову стимулював розвиток субтропічних широколистяних лісів з різноманітними теплолюбними папоротями. У складі рослинного покриву знову з'явилися деякі пальми. Вище в горах продовжували існувати букові деревостани. Ще вище переважали хвойні ліси. Температурні показники: ТСТМ – 22–28 °С; ТСХМ – 0,5–12,5 °С; СРТ – 15,8 °С; Кг = 0,55.

На початку панону внаслідок підняття Карпат почалася регресія моря. Паратетіс розпався, і температура води була невисокою. Склад лісів порівняно із середнім сарматом дещо змінився. Зміна складу флори, зникнення деяких макротермних порід засвідчують, що клімат став холоднішим, очевидно зимовий період – суворішим, чого не витримали макротермні елементи. Хоча склад флори вказує на те, що клімат був теплішим порівняно із сучасним. Тому в лісах могли існувати *Engelhardia*, *Castanea*, *Pterocarya* та інші тепло- та вологолюбні породи.

Початок пізнього панону ознаменувався трансгресією моря. Субтропічні елементи майже зникли. Судячи зі складу рослинності, зниження температури, яке почалося в ранньому паноні, продовжувалося і на початку пізнього панону (у понті). Тоді ж, за даними К.Ф. Малєєва [8], відбулися окремі прояви другої фази орогенного вулканізму, що також могло мати кліматоформульний вплив. Температурні показники: ТСТМ – 22–27 °С; ТСХМ – 0,5–5 °С; СРТ – 12,8 °С.

Пліоценовий озерно-болотний басейн почав формуватися відразу після завершення панонської епохи. На початку пліоцену відбулася 4 фаза орогенного вулканізму [8]. Аналіз спор та пилку показав, що лісова рослинність того часу складалася насамперед з широколистяних листопадних порід, серед яких було досить багато субтропічних елементів, сонцезалежних дводольних та однодольних рослин. Цікавим є той факт, що трапляється також велика кількість пилку роду *Rinchochora* з родини *Superaceae*. Це рід один з групи C_4 рослин. Із трав'янистих є і деякі інші C_4 рослини (*Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Polygonaceae*). Температурні характеристики: ТСТМ – 19,2–27,7 °С; ТСХМ – –0,5–11,5 °С; СРТ – 14,5 °С.

Пізніше пліоценова рослинність Закарпаття була теплопомірною, достатньо вологолюбною, з участю термофільних широколистяних елементів та елементів болотних лісів. Температурні показники: ТСТМ – 19,6–27,0 °С; ТСХМ – від –0,5 до 9,5 °С; СРТ – 13,6 °С.

Наприкінці румунію у складі рослинних угруповань з'явилися деякі четвертинні елементи під впливом похолодання перед Гюнцьким зледенінням. Проте фундаментальних змін в їх струк-

турі не відбулося. Високий вміст CO₂ в атмосфері Карпатського регіону, зумовлений проявом вулканічної активності, вологий теплий клімат, родючі ґрунти сприяли переважанню в цьому регіоні C₃ рослин.

Підсумовуючи всі дані стосовно історії пліоценової рослинності та зміни клімату в різних регіонах України, можна помітити, що головний напрям зміни рослинного покриву був пов'язаний з коливаннями температури та поступовим похолоданням клімату. Цей процес був ускладнений проявом тектонічних процесів і вулканічною активністю в гірському регіоні Карпат, де домінувала деревна широколистяна рослинність. Вулканічні продукти підживлювали лісові ґрунти, і широколистяні ліси чудово розвивалися в цьому регіоні. Сучасні букові ліси — це реліктові угруповання пліоцену. Значну роль відіграли біохімічні процеси. В регіоні C₄ еволюція виявилася набагато слабкішою, ніж у південно-східній Україні. Високий рівень CO₂ в атмосфері був однією з головних умов для C₃ фотосинтезу та переважання C₃ рослин.

На південному сході України C₄ еволюція проходила набагато швидше, тому що цьому процесу сприяли всі необхідні умови: поступова аридизація клімату; зростаюча сухість повітря, засоленість ґрунтів, доволі високі температури та низький рівень CO₂ в атмосфері. За даними багатьох дослідників, представники сімейства *Chenopodiaceae* були першими C₄ рослинами, що з'явилися 15–20 млн років тому. За даними Т.Е. Церлінга [14], кінець міоцену — початок пліоцену — це час, коли експансія C₄ рослин поширилася в багатьох низькоширотних регіонах.

Дослідження сучасного стану рослинного покриву та інтенсивності фотосинтезу на території України. Наземний рослинний покрив є одним із визначальних компонентів багатьох біогеохімічних циклів, а на регіональному рівні може бути як один з кліматотворних факторів. Він також є індикатором змін, що відбуваються у навколишньому середовищі. Основною характеристикою, що визначає стан рослинного покриву, є процес фотосинтезу. Давно відомо, що на швидкість фотосинтетичних реакцій, а відповідно, і на ефективність самого процесу фотосинтезу впливає низка факторів, таких як температура, рівень освітлення, наявність доступних для рослини вологи та поживних речовин, концентрація CO₂ в атмосфері та ін. [15, 16]. Якщо рослина перебуває у стресових умовах унаслідок впливу одного з лімітуючих факторів, процеси фотосинтезу в ній пригнічуватимуться і продуктивність такого рослинного покриву, відповідно, зменшуватиметься. Така рослинність не здатна витримувати конкуренцію і буде замінюватися іншими рослинними угрупованнями, що більш пристосовані до цих умов.

До недавнього часу дослідження стану рослинного покриву залежно від абіогенних факторів проводили лише в лабораторних умовах або на окремих тестових ділянках. Проте розвиток космічної галузі, використання методів дистанційного супутникового зондування дали змогу оцінювати процеси фотосинтезу, що проходять у різних типах рослинного покриву на значних територіях. В основі цих методів закладено використання так званих вегетаційних індексів. При цьому враховується та особливість рослинного покриву, що він поглинає сонячне випромінювання лише у певних діапазонах спектра.

За останні роки проведено велику кількість досліджень щодо можливості оцінки фотосинтетичних процесів за допомогою багатоспектральних знімків, розроблено низку методик [17–23].

У межах дослідницьких робіт Наукового центру аерокосмічних досліджень Землі ІГН НАН України оцінено стан та фотосинтетичну активність різних типів рослинного покриву території України [24–26], а також зміни площ їхнього розвитку за останні десятиліття [27]. На основі продукту MOD 17 отримано дані чистої фотосинтетичної продуктивності (NPP) рослинного покриву (рис. 3).

Зіставивши ці дані, можна чітко помітити, що продуктивність лісових екосистем, поширених у Карпатському регіоні та на Волині, набагато перевищує продуктивність степових ценозів. Тому динаміка, зменшення площ лісових територій, яка простежується останні десятиліття, вказує на зниження поглинальної здатності рослинного покриву та зменшення стоку CO₂ з атмосфери до біосфери. Це, в свою чергу, призводить до накопичення надлишку вуглецю та зростання його концентрації в атмосфері, що спричиняє посилення парникового ефекту.

Обговорення результатів. Результати палеокліматичної реконструкції глобального клімату приблизно за останні 20 млн років [1] свідчать про поступове похолодання клімату. Ці дані підтверджуються і результатами палеокліматичної реконструкції регіонального клімату неогену — четвертинного періоду на території України [4, 5]. Так, за цей період клімат на території України змінився з теплого субтропічного до помірного, що зумовило зміну складу рослинного покриву. Зміни клімату відбувалися поступово і з певною циклічністю: теплий період змінювався похолоданням, яке, в свою чергу, змінювалося незначним потеплінням. За останні 500 тис. років можна виділити 5 теплих і 5 холодних періодів, які повторювалися з періодом приблизно в 100 тис. років і збігалися з циклічністю зміни ексцентриситету орбіти Землі (що певною мірою підтверджує астрономічну теорію клімату). Проте і в межах окремих теплих і холодних періодів спостерігалися певні коливання, що

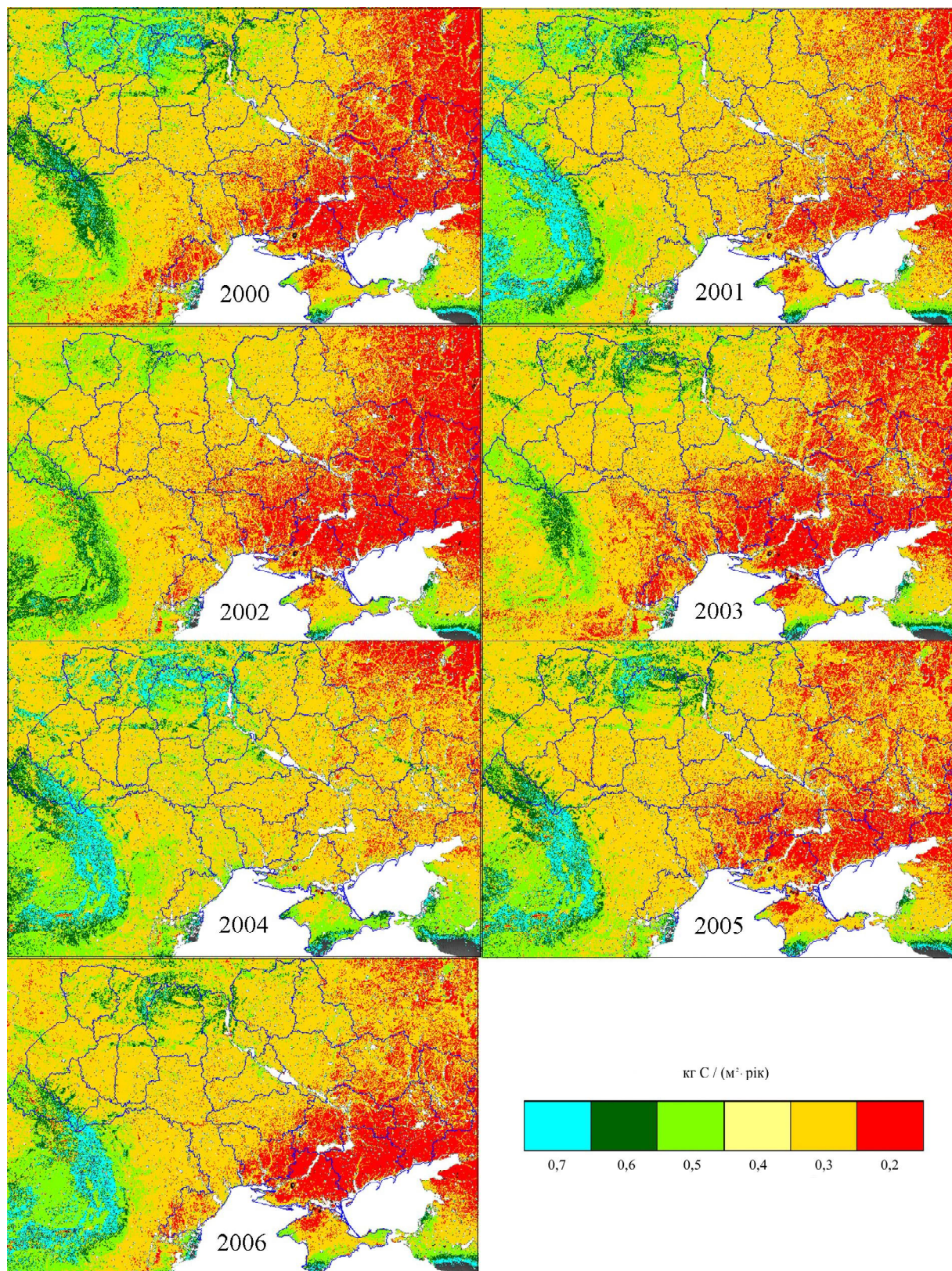


Рис. 3. Карти розподілу чистої фотосинтетичної продуктивності рослинного покриву на території України за 2000–2006 рр.

вказує на визначальну роль у формуванні клімату, особливо на регіональному рівні, інших факторів, таких як активізація вулканічної діяльності, рухи земної кори, трансгресія та регресія океану, зміна рослинного покриву та зміни, що відбуваються в газовому складі атмосфери.

Деякі з цих факторів, наприклад рухи земної кори, зміна рівня Світового океану тощо, є досить повільними та тривалими за часом і не залежать від діяльності людини. Проте тенденції щодо зменшення площ лісових територій, які спостерігаються останнім часом на території України, прямо або опосередковано пов'язані з господарською діяльністю людини. Цей вплив людини на клімат посилюється також безпосереднім збагаченням атмосфери вуглекислим газом унаслідок спалювання органічного палива, що призводить до посилення парникового ефекту як на регіональному, так і на глобальному рівнях.

1. *Past Climate Variability and Change in the Arctic and at High Latitudes. Final Report, Synthesis and Assessment Product 1.2.* – U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, 2009. – 462 p.
2. *Личак М.М.* Цикли сонячної активності і викликані нею геофізичні ефекти, їхній аналіз та прогнозування // *Косміч. наука і технологія.* – 2008. – **14**, № 6. – С. 39–51.
3. *Бойченко С.Г.* Напівемпіричні моделі та сценарії глобальних і регіональних змін клімату. – К.: Наук. думка, 2008. – 309 с.
4. *Syabryaj S., Stuchlik L.* Palaeofloristic and palaeoclimatic reconstruction on the territories of Ukraine and Poland during the Badenian – Sarmatian // *Acta Palaeobotanica.* – 2004. – № 44(1). – P. 55–68.
5. *Syabryaj S., Utescher T., Molchanoff S. et al.* Vegetation and palaeoclimate in the Miocene of Ukraine // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* – 2007. – **253**. – P. 169–184.
6. *Гричук В.П., Зеліксон Е.М., Борисова О.К.* Реконструкція кліматических показателей раннего кайнозоя по палеофлористическим данным // *Климаты Земли в геологическом прошлом.* – М.: Наука, 1987. – С. 69–77.
7. *Гольберт А.В., Григорьева К.Н., Ильенко Л.Ф.* Палеоклиматы Сибири в меловом и палеогеновом периодах. – М.: Недра, 106 с.
8. *Малеєв К.Ф.* Неогеновий вулканизм Закарпаття. – М.: Наука, 1964. – 250 с.
9. *Синицын В.М.* Древние климаты Евразии. – Л.: Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1965. – Т. 1. – 166 с.
10. *Брукс К.* Климаты прошлого. – М.: Изд-во иностр. лит., 1952. – 152 с.
11. *Лебедев Е.Л.* Вулканизм и климат мелового периода // *Сов. геология.* – 1982. – № 4. – С. 61–70.
12. *Будыко М.И.* Климаты в прошлом и будущем. – Л.: Гидрометеоздат, 1980. – 325 с.
13. *Венглинский И.В.* Фораминиферы и биостратиграфия миоценовых отложений Закарпатского прогиба. – Киев: Наук. думка, 1975. – 264 с.
14. *Cerling T.E., Harris J.M., MacFadden B.J. et al.* Global vegetation changes through the Miocene/Pliocene boundary // *Nature.* – 1997. – № 389. – P. 153–158.
15. *Холл Д., Пао К.* Фотосинтез: Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. – 134 с.
16. *Бунь Р.А., Густі М.І., Дачук В.С. та ін.* Інформаційні технології інвентаризації парникових газів та прогнозування вуглецевого балансу України / За ред. Р.А. Буни. – Львів: Укр. академія друкарства, 2004. – 376 с.
17. *Barton C.V.M., North P.R.J.* Remote sensing of canopy light use efficiency using the photochemical reflectance index. Model and sensitivity analysis // *Remote Sensing of Environment.* – 2001. – **78**. – P. 264–273.
18. *Drolet G.G., Huemmrich K.F. et al.* A MODIS-derived photochemical reflectance index to detect inter-annual variations in the photosynthetic light-use efficiency of a boreal deciduous forest // *Ibid.* – 2005. – **98**. – P. 212–224.
19. *Gamon J.A., Huemmrich K.F., Peddle D.R. et al.* Remote sensing in BOREAS: Lessons learned // *Ibid.* – 2004. – **89**. – P. 139–162.
20. *Penuelas, J., Filella, I., & Gamon, J. A.* Assessment of photosynthetic radiation-use efficiency with spectral reflectance // *New Phytologist.* – 1995. – **131**. – P. 291–296.
21. *Whiting, G.J., Bartlett D.S., S. Fan P.S. et al.* Biosphere/atmosphere CO₂ exchange in tundra ecosystems: community characteristics and relationships with multispectral surface reflectance // *J. Geophys. Res.* – 1991. – **97**. – P. 16671–16680.
22. *Rahman A.F., Gamon J.A., Fuentes D.A. et al.* Modeling spatially distributed ecosystem flux of boreal forest using hyperspectral indices from AVIRIS imagery // *J. geophys. research.* – 2001. – **106**, № D24. – P. 33,579–33,591.
23. *Rahman A. F., Gamon J. A., Fuentes D. A. et al.* Modeling CO₂ flux of boreal forests using narrow-band indices from AVIRIS imagery // *AVIRIS Workshop, JPL/NASA.* – Pasadena, California, 2000.
24. *Мовчан Д.М.* Можливості використання даних супутникових зйомок MODIS для оцінки продуктивності різних видів рослинності та оцінки потоків CO₂ в системі рослинність – атмосфера (на прикладі території України) // *Доп. НАН України.* – 2008. – № 8. – С. 108–112.
25. *Лялько В.І., Мовчан Д.М.* Визначення балансових складових CO₂ у формуванні парникового ефекту в Україні із залученням матеріалів багатоспектральних космічних зйомок // *Доп. НАН України (у друці).*
26. *Лялько В.І.* Оцінка впливу природно-антропогенних змін потоків CO₂ у системі рослинність – атмосфера на формування парникового ефекту Землі // *Доп. НАН України.* – 2007. – № 4. – С. 130–137.
27. *Лялько В.І., Артеменко І.Г., Жолобак Г.М. та ін.* Дослідження впливу змін CO₂ та CH₄ в атмосфері на клімат за матеріалами космічних зйомок // *Геол. журн.* – 2007. – № 4. – С. 7–16.

Надійшла до редакції 25.05.2009 р.

В.І. Лялько, Д.М. Мовчан, С.В. Сябряй

**ОЦІНКА ВПЛИВУ АСТРОНОМІЧНИХ ТА ГЕОБОТАНІЧНИХ ФАКТОРІВ
НА ФОРМУВАННЯ КЛІМАТИЧНИХ ОСОБЛИВОСТЕЙ РЕГІОНІВ (НА ПРИКЛАДІ УКРАЇНИ)**

У статті розглянуто результати палеокліматичної реконструкції клімату та основні зміни, що відбувалися в рослинному покриві неогену—четвертинного періоду на території України. Ці дані зіставлені з результатами оцінки сучасних змін рослинного покриву на зазначеній території для виявлення тенденції кліматичних змін. Обговорено можливість впливу астрономічних факторів на формування кліматичних особливостей.

В.И. Лялько, Д.М. Мовчан, С.В. Сябряй

**ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АСТРОНОМИЧЕСКИХ И ГЕОБОТАНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ
НА ФОРМИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ РЕГИОНОВ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНЫ)**

В статье рассмотрены результаты палеоклиматической реконструкции климата и основные изменения в растительном покрове неогена—четвертинного периода на территории Украины. Эти данные сопоставлены с результатами оценки современных изменений растительного покрова на указанной территории с целью определения тенденций климатических изменений. Обсуждена возможность влияния астрономических факторов на формирование климатических особенностей.