



УДК6 56:581:524.3

РОСЛИННИЙ ПОКРИВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПЕРЕДКАРПАТТЯ В КІНЦІ ПЛЕЙСТОЦЕНУ

Н. Калинович

*Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна
e-mail: natluchnnn@netscape.net*

На підставі палеопалінологічного аналізу двох викопних профілів органічних відкладів четвертинного періоду можна стверджувати, що в кінці плейстоцену, на межі з голоценом, на території центрального Передкарпаття домінували угруповання світлохвойної тайги зі значною участю трав'яних ценозів ксеротичного характеру. В загальному такий ландшафт можна охарактеризувати як лісостеп. Хронологія вікових сукцесій рослинного покриву приблизно між 12 500 і 11 000 років тому виявляє риси відмінності від інших зон Європи.

Ключові слова: палінологічний аналіз, плейстоцен, голоцен, реконструкція рослинного покриву.

ВСТУП

Дослідження історії формування рослинного покриву є теоретичною базою для розуміння сучасного географічного поширення організмів, розробки питань раціонального використання і охорони ресурсів рослинного світу, реінтродукції рослин на місцях їх колишнього існування. Основною методологічною базою для з'ясування питань генезису рослинного покриву є палеоботанічні дослідження, зокрема палеопалінологічний аналіз відкладів, які містять рослинні рештки у високих концентраціях (серед них спори і пилок). Такими потенційними акумуляторами рослинного пилку є органічні відклади болотних екосистем. Доступ до цих відкладів може відкриватися у природних і створених людиною відслоненнях верхніх шарів земної кори (високі береги річок, каньйони, кар'єри), а також при геологічних буріннях. Необхідні для палеоботанічних досліджень пласти залягають у земній корі нерегулярно, тому їх віднаходження є майже непрогнозованим і відносно рідкісним. Зрозуміло, що чим старіші відклади, тим менша ймовірність їхнього виявлення у природі. Історія палеофлористичних реконструкцій у Передкарпатті не є багатою на такі знахідки, що було висвітлено у попередніх публікаціях [4, 8, 11]. Органічні відклади, які накопичувалися в часі останнього льодовикового періоду, досі

взагалі не були відомі для Передкарпаття. Проте відповідні пласти земної кори виявлено під час виконання польсько-українського проекту „Stratygrafia aluwiów i fazy holocenijskich powodzi w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru (w oparciu o metody sedimentologiczne, dendrochronologiczne i radiowęglowe)” під керівництвом Пьотра Гембіци, фінансованого кабінетом міністрів Польщі (номер проекту 2 P04E 027 29). Ці пласти накопичувалися наприкінці льодовикового періоду, відомого в Європі під назвою Würm, або Weichselian [19]. Загальні тенденції зміни клімату того часу в глобальних масштабах характеризувалися поступовим потеплінням і зволоженням, що супроводжувалося і було наслідком неухильного скорочення льодовикових площ, у тому числі й на Євразійському материках. Проте кліматичні зміни в локальних фізико-географічних регіонах відбувалися не завжди синхронно, що пов'язано як з різним орографічним положенням, так і з наявністю або відсутністю водойм. Так, загальноприйнятим є розчленування пізньольодовиків'я на декілька відносно коротких фаз потепління і похолодання, відомих як болінг, старший дріас, алеред і молодший дріас, за яким іде сучасна міжльодовикова епоха – голоцен [5]. Найчастіше дріасові фази асоціюють із похолоданням, болінг і алеред – із потеплінням клімату. Проте, як показує аналіз даних з обширних регіонів [13], локальні риси клімату можуть бути й протилежними до загальних тенденцій. Немає спільного погляду й на хронологію як цілого льодовикового періоду, так і останніх його фаз. Тому знахідка флористично інформативних відкладів з будь-якого фрагменту геологічної історії дає нам змогу уточнити цю історію як на просторовому, так і на часовому рівнях.

МАТЕРІАЛИ І МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

Два профілі викопного торфу, зібрані на території центрального Передкарпаття в околицях с. Заріччя (Самбірський р-н Львівської обл.), були опрацьовані у співпраці із Жешівським університетом з метою реконструкції пізньоплейстоценової історії рослинного покриву. Один із них, з робочою назвою Заріччя 2А було знайдено у відслоненні на березі р. Стривігор; другий, з робочою назвою Заріччя 7, було виявлено при бурінні в долині річки.

Результати палінологічного аналізу цих профілів представлені у вигляді палінограм (рис. 1, 2), побудованих із використанням програми PolPal [16]. У діаграмах подано перелік таксонів рослин, паліноморфи яких були ідентифіковані в пробах. Деякі пилкові зерна вдалося визначити до рівня виду, більшість – до роду, підродини і родини. У першій частині діаграми подано співвідношення пилку деревних і трав'яних рослин у базовій сумі паліноморф. До неї входить пилко дерев, кущів і суходільних трав, тобто тих рослин, які формують ландшапти на регіональній шкалі. Однак до цієї суми не зараховуємо пилко трав'яних рослин із локальним розповсюдженням (зазвичай це гідро- і гігрофіти) [15], а також *Spergaseae* [18]. Вміст спор і пилку рослин локального розповсюдження обраховували окремо для кожного таксону шляхом додавання кількості його пилку до базової суми й обчислення відсоткового вмісту у цій новій, і для кожного таксону іншій, сумі. Криві лінії, які відповідають таксонам на палінограмі, демонструють зміни кількості пилку цих рослин у пробах від нижніх шарів профілю до верхніх. Це можна інтерпретувати як послідовні зміни участі тої чи іншої групи рослин у фітоценозах в часі накопичення відкладів.

Для встановлення абсолютного віку профілів було проведено аналіз кількох проб на присутність у них радіоактивного вуглецю ^{14}C в лабораторії радіовуглецевого аналізу в м. Глівіці (Польща). Для верхньої проби профілю Заріччя 2А отримано дату 11270 ± 130 років тому (BP – before present) (IGSB-1350), для верхньої проби профілю Заріччя 7 – 11415 ± 200 BP (IGSB-1351), для нижньої проби профілю Заріччя 7 – 12655 ± 220 BP (IGSB-1352).

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЇХНЄ ОБГОВОРЕННЯ

Радіовуглецевий аналіз вказує на пізньольодовиковий час формування проаналізованих відкладів. Підтвердженням цього є також порівняння поданих палінограм із раніше проаналізованими профілями з близько розташованих територій [11, 20]. Попри існуючі розбіжності у трактуванні часу і тривалості різних підрозділів кінця льодовикового періоду, в Європі найчастіше використовують хронологічний поділ, згідно з яким початок болінгу датується у 13 000 років тому, старшого дріасу – 12 000, алереду – 11 800, молодшого дріасу – 11 000 років тому [14]. Сучасна епоха – голоцен – розпочалася близько 10 000 років тому. Вважається, що в цей час Євразійський материк повністю звільнився від льодовикового покриву.

Аналіз перебігу ліній дерев і ландшафтоутворювальних трав (як-от *Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*) на палінограмах показує, що рослинний покрив регіону дослідження в часі накопичення відкладів суттєво не змінювався. Найбільшим у паліноспектрах є відсоток пилку *Pinus sylvestris*-типу. Від 1 до 5% коливається участь *Pinus cembra*. Зауважимо, до першої групи ми зараховували і пилкові зерна, які беззаперечно належали до підроду *Diploxylon* (наприклад, *Pinus sylvestris*), і ті, які не вдалося достовірно віднести до певного підроду. Таких паліноморф було багато. Тож можна припустити, що участь у паліноспектрах пилку *Pinus cembra* з підроду *Haploxylon* є значно вищою. Показовим є присутність пилку модрини (*Larix*) у пробах цілого профілю. Згадані три групи дерев, як і яловець (*Juniperus*), входять до складу сучасної світлохвойної тайги [6, 17]. Вони не потребують у своєму розвитку високого рівня вологості субстрату і повітря, відносно легко переносять зимову фізіологічну сухість ґрунту, зумовлену значним уповільненням процесу поглинання води при низьких від'ємних температурах. Скидання модриною хвої на зиму, вузькі листові пластинки у сосен і ялівців – це пристосування до зменшення випаровування вологи деревами у зимовий період.

У профілі практично відсутній пилко широколистих дерев, що підтверджує ксеротичний характер умов формування рослинного покриву пізньольодовиків'я. Дрібнолистість берези, пилко якої присутній у проаналізованому профілі, є також пристосуванням до зменшення інтенсивності процесу випаровування. В середовищі недостатньо було вологи для формування широколистяних лісів. Проте її вистачало для існування угруповань світлохвойної тайги.

Поодинокі пилкові зерна ялини (*Picea*) трапляються у більшості проб профілю. Ймовірно, цей вид займав території, близько розташовані до району досліджень. Оскільки ялина у своєму розвитку більше залежить від вологості середовища, ніж сосна, припускаємо, що вона існувала в Карпатах. Відомо, що в горах рівень вологості середовища є вищим, ніж у передгір'ї, через вищий ступінь конденсації водяної пари повітря. Підтвердженням того, що ялина не покидала Карпатські гори й під час останнього льодовиків'я, є сучасні палеоботанічні та молекулярно-генетичні дослідження [9, 10, 21].

Звертає на себе увагу повне домінування пилку дерев у всіх пробах, крім верхньої у профілі Заріччя 2А (рис. 1) і в усіх пробах, крім нижньої, у профілі Заріччя 7 (рис. 2). Переважна його більшість належить до *Pinus sylvestris*-типу. Для точнішої інтерпретації фосильних пилкових спектрів використовуємо дані поверхневих спектрів із різних географічних зон. Поверхневі, або субрецентні, пилкові спектри певною мірою відображають структуру сучасного рослинного покриву. Проте виявлено, що на формування цих спектрів впливають різні чинники, серед них неоднакова пилкова і спорова продуктивність рослин, різна здатність мікрофосилій до переносу вітром, різна стійкість до руйнування при захороненні.

Що стосується участі в спектрі пилку *Pinus*, то для північно-тайгової зони Карелії показано, що кількість пилку у поверхневих спектрах у 2-3 рази перевищує відносно кількість цих дерев у фітоценозах [3].

Тож рослинний покрив часу накопичення аналізованих відкладів не можна трактувати як лісовий. Відкриті трав'яні ценози також були елементом тогочасних ландшафтів. Формувалися вони в умовах більш ксеротичних, ніж ті, де існували деревні ценози. Це були фрагментарні степові ділянки, ймовірно, на підвищеннях рельєфу, на вапняковому або крейдяному субстраті або в місцях із глибоким заляганням ґрунтових вод. У таких трав'яних ценозах домінували представники родин злакових (*Poaceae*), айстрових (*Asteraceae*), лободових (*Chenopodiaceae*). Серед айстрових багато було полину (*Artemisia*). На ксеротичний характер екоотопів вказує й присутність пилку ефедри (*Ephedra distachya*). Подібні паліноспектри були відмічені нами в кількох пробах раніш опрацьованих відкладів із близько розташованих територій [12].

На окрему увагу заслуговує пилко берези карликової (*Betula nana*) у проаналізованому профілі. Часом присутність у відкладах цього пилку ототожнюється з арктичним кліматом. Причина цьому – сучасний ареал *Betula nana*, який в основному розташований в арктичній зоні. Однак не слід забувати, що в сучасному рослинному покриві і арктичні, і альпійські елементи флори можуть бути присутні на рівнинах центральної Європи. Так, невеликі реліктові локалітети *Betula nana* відомі з території центральної Польщі [22], яка, звісно, лежить далеко поза межами арктичної зони.

Betula nana є типовим геліофілом. Затінення внаслідок розвитку щільного лісового рослинного покриву призводить до її зникнення з території. Тож присутність її пилку у багатьох пробах обох профілів також є підтвердженням того, що повне домінування у спектрах пилку *Pinus sylvestris*-типу не можна трактувати як цілковите заліснення території. *Betula nana* могла існувати на Передкарпатті у кінці плейстоцену на відкритих незаліснених ділянках. Чинником, який змусив її мігрувати на північ у голоценовий час, була затіненість території внаслідок появи темнохвойної тайги, а пізніше – широколистяних лісів, які розвивалися поступово з підвищенням вологості клімату, що було спричинено поверненням води із льодовика при його деградації в природний кругообіг.

Звертають на себе увагу вже згадані верхня проба із Заріччя 2А і нижня із Заріччя 7. Кількість пилку деревних рослин в них, у тому числі й сосни, є значно нижчою, ніж в інших пробах профілів. Таке зниження на палінограмах льодовикового періоду трактується як відносно похолодання клімату. Проте варто відзначити, що не низькі температури є безпосередньою причиною скорочення площ, зайнятих

деревними ценозами, а відсутність необхідної кількості вологи у середовищі. Це могло бути пов'язано як із консервацією частини вологи у льодовикових масах, так і з її фізіологічною недоступністю в холодні періоди року.

Показовим є й те, що в обох проаналізованих профілях відсутні паліноморфи, виявлені у відкладах дріасових похолодань на інших територіях, наприклад, на Малому Поліссі, серед яких *Diphasiastrum alpinum*, *Selaginella selaginoides*, *Linnaea borealis*, *Dryas octopetala* [1]. Ці види належать до арктичних і альпійських географічних елементів, тобто теперішній їхній ареал приурочений до крайньої півночі Євразії та високогір'я центральноєвропейських гірських масивів з відповідним холодним кліматом. Тож, ймовірно, похолодання на території Передкарпаття не були такими виразними, як на північніше розташованих територіях.

Паліноморфи інших таксонів трав'яних рослин, крім вищезгаданих, належать мезо-, гігро- і гідрофітам, які загалом становлять незначний відсоток (крім *Syraceae*) і характеризують рослинний покрив перезвожених місцезростань, який зазвичай формується в прирусловій зоні долини ріки, а отже, має локальний характер. Такий вид угруповань може формуватись у будь-якій фізико-географічній зоні та, зазвичай, мало залежить від кліматичних умов регіону.

Натомість, дерева, пилок яких у найбільшій кількості виявлено в профілях, є вітрозапильними рослинами, як і злаки (*Poaceae*), полин (*Artemisia*), лобода (*Chenopodiaceae*). Висипаючись при цвітінні, пилок цих рослин не осідає на субстраті безпосередньо під особинами, які його продукують. Розміри і морфологічні ознаки таких пилкових зерен сприяють перенесенню їх повітряними масами на значні відстані, які вимірюються не локальною, а регіональною шкалою. Депонований в анаеробних умовах болотних екосистем, пилок цих рослин відображає не стільки конкретні рослинні угруповання, сформовані у безпосередній близькості до місця збирання проб, скільки найкрупніші синтаксономічні одиниці, тобто тип рослинного покриву, який зазвичай є характерним для значних територій.

Нами було проведено попередню реконструкцію кількісних показників клімату, які відповідають описаному вище рослинному покриву [7]. В час накопичення проаналізованих відкладів клімат був холоднішим і сухішим, ніж сучасний. Середньорічні температури були нижчими на 5–9°C, середні температури січня – на 8–14°C. Характерно, що середні температури липня відрізняються лише на 1–3°C. Показник річної кількості опадів становив 300–400 мм. Важливо зауважити, що найвищі відклади профілю Заріччя 2А і найглибші з профілю Заріччя 7 формувалися в умовах ще суворішого клімату: середньорічна температура становила -2...-4°C, середня температура липня – +12...+14°C, січня – -20...-23°C. Для порівняння, сучасні показники клімату Передкарпаття такі: середньорічна температура повітря становить +6,5°C, середня температура липня +18°C, середня температура січня -4...-5,6°C; середньорічна кількість опадів 600–750 мм [2].

Такі основні кількісні характеристики дають нам можливість стверджувати, що наприкінці плейстоцену на досліджуваній території Передкарпаття панував помірно-холодний континентальний клімат. Йому притаманне відносно тепле літо і суворозима. Саме суворість зимового періоду є одним із проявів континентальності клімату. При цьому кількість опадів незначна, але за рахунок незначної випаровуваності за умов низьких температур зволоженість субстрату є достатньою для формування фрагментів світлохвойних лісів на відносно вологих або експонованих на південь ділянках мезорельєфу.

Порівняння радіовуглецевих дат показує, що профіль Заріччя 7 є старшим від Заріччя 2А. Ймовірно, верхні відклади першого з них і нижні другого є рівновіковими. Тож обидві палинограми можна об'єднати (хоча б умовно) в одну, яка демонструє сукцесії рослинного покриву від холодної фази в часі приблизно 12 500 років тому, через теплу фазу від приблизно 12 000 до 11 100 років тому, до холодної в часі приблизно 11 000 років. Як бачимо, це не цілком збігається із хронологією кліматичних подій, які відбувалися в інших частинах Європи [1, 5, 14]. Тільки фаза алереду в основному вкладається у прийняті часові межі. Попереднє ж похолодання (старший дріас) триває довше і захоплює час болінгу, а наступне похолодання (молодший дріас) починається дещо раніше.

ВИСНОВКИ

Можна стверджувати, що в кінці плейстоцену, на межі з голоценом, на території центрального Передкарпаття домінували біоми світлохвойної тайги із значними ділянками трав'яних ценозів ксеротичного характеру. Загалом такий ландшафт можна охарактеризувати як лісостеп. При відносних похолоданнях площі, зайняті деревами, зменшувались, а при потепліннях – збільшувались.

Хронологія вікових сукцесій рослинного покриву, виявлена на підставі аналізу цих двох профілів, частково не збігається із відомими для інших зон Європи. Тож подальші знахідки й аналіз відкладів пізньольодовикового часу необхідні для підтвердження або ж особливих рис у розвитку клімату, а отже, і рослинного покриву Передкарпаття, або ж перегляду хронологічних меж цього періоду.

1. *Безусько Л.Г., Безусько А.Г.* Палинологические характеристики отложений позднеледниковья и голоцена лесной зоны Украины. В кн.: **Материалы XI Всероссийской палинологической конференции „Палинология: теория и практика“**. Москва, 27 сентября – 1 октября 2005 г. Москва: ПИН РАН, 2005: 28–29.
2. *Голубец М.А., Гаверусевич А.Н., Загайкевич И.К.* Украинские Карпаты. Природа. Киев: Наукова думка, 1988. 207 с.
3. *Елина Г.А., Филимонова Л.В.* Палеорастиельность позднеледниковья-голоцена восточной Фенноскандии и проблемы картографирования. В кн.: **III Всероссийская школа-конференция „Актуальные проблемы геоботаники“**. Лекции. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007: 17–143.
4. *Калинович Н.* Історія розвитку флори та рослинності Українських Карпат. **Праці наукового товариства ім. Шевченка. Екологічний збірник**, 2003; 12: 18–28.
5. *Молодьков А.Н., Болиховская Н.С.* Периодизация, корреляция и абсолютный возраст палеоклиматических событий последних 200 тысяч лет (по результатам палинологического и эпр анализом). В кн.: **Материалы XI Всероссийской палинологической конференции „Палинология: теория и практика“**. Москва, 27 сентября – 1 октября 2005 г. Москва: ПИН РАН, 2005: 171–172.
6. *Смирнова О.В.* (Ред.) **Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность**. Кн. 2. Москва: Наука, 2004. 575 с.
7. *Чумак Н., Калинович Н.* Реконструкція клімату центрального Передкарпаття в кінці плейстоцену на підставі палеопалинологічного аналізу. В кн.: **Матеріали ІХ Всеукраїнської наукової конференції „Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні“**. Львів, 22 травня 2008 р. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2008: 116–123.

8. *Harmata K., Machnik J., Starkel L.* (Ed.) **Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to early Mediaeval period.** Kraków: Polska Akademia Umiejętności, 2006. 263 p.
9. *Jankovská V., Chromý P., Nižňanská M.* Šafarká – first palaeobotanical data of the character of Last Glacial vegetation and landscape in West Carpathians (Slovakia). **Acta Palaeobotanica**, 2002; 42(1): 39–50.
10. *Jankovská V., Pokorný P.* Forest vegetation of the last full-glacial period in the Western Carpathians (Slovakia and Czech Republic). **Preslia**, 2008; 80: 307–324.
11. *Kalinovych N.* Holocene vegetation history of the Great Dnister Bogs region (Ukrainian Carpathians west-northern foreland). **Acta Palaeobotanica**, 2004; 44(2): 167–173.
12. *Kalinovych N., Budek A., Starkel L.* Peat-bog in the Bystrycia River valey near Ozerne. In: Harmata K., Machnik J., Starkel L. (Ed.) **Environment and man at the Carpathian foreland in the upper Dnister catchment from Neolithic to early Mediaeval period.** Kraków: Polska Akademia Umiejętności, 2006. P. 44–51.
13. *Lundeen K. A.* **Refined Late Pleistocene Glacial Chronology for the Eastern Sawtooth Mountains, Central Idaho.** Idaho: Idaho State University, 2001. 117 p.
14. *Mangerud J., Andersen S.T., Berglund B.E., Donner J.J.* Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. **Boreas**, 1974; 3(3): 109–128.
15. *Moore P., Webb J., Collinson M.* **Pollen analysis.** Oxford: Blackwell Scientific Publication, 1991. 216 p.
16. *Nalepka D., Walanus A.* data processing in pollen analysis. **Acta Palaeobotanica**, 2003; 43(1): 125–134.
17. *Podbielkowski Z.* **Fitogeografia części świata. Tom 1. Europa, Azja, Afryka.** Warszawa: Państwowe Wydawnictwo Naukowe, 1987. 400 s.
18. *Ralska-Jasiewiczowa M. et al.* (Ed.) **Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps.** Kraków: W. Szafer Institute of Botany, 2004 444 p.
19. *Ravazzi C.* An ooveview of the quaternary continental stratigrafic units based on biological and climatic events in Italy. **Italian Journal of Quternary Science**, 2003; 16(1 Bis): 11–18.
20. *Starkel L., Granoszewski W.* The Younger Dryas paleomeander of the Wisłoka River at Wola Żyrakowska near Dębica. **Geographycal Studies**, 1995; Special Issue 8: 91–100.
21. *Taberlet P., Fumagalli L., Wust-Saucy A.-G.* Comparative phylogeography and postglacial colonization routes in Europe. **Molecular Ecology**, 1998; 7: 453–464.
22. *Zajac A., Zajac M.* (Ed.) **Distribution Atlas of Vascular Plants in Poland.** Kraków: Centrum Druku, 2001. 715 p.

VEGETATION OF CENTRAL CARPATHIANS FORELAND AT THE LATE GLACIAL PERIOD

N. Kalinovych

Ivan Franko National University of Lviv, 4, Hrushevskyyi St., Lviv 79005, Ukraine

Palaeopalynological analysis of two organic Quaternary deposits revealed that plant community of taiga-type with sizeable xerotic herbaceous coenosis were spread in the central part of Carpathian Foreland during the Late Glacial period. The forest-steppe landscape was there. The vegetational successions about 12,500 and 11,000 years before present were different from other zones of Europe.

Key words: palinological analysis, Pleistocene, Holocene, reconstruction of vegetation.

РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРЕДКАРПАТЯ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

Н. Калинович

*Львовский национальный университет имени Ивана Франко
ул. Грушевского, 4, Львов 79005, Украина*

На основании палеопалинологического анализа двух ископаемых профилей органических отложений четвертичного периода можно заключить, что в конце плейстоцена, на границе с голоценом, на территории центрального Предкарпатья в растительном покрове доминировали сообщества светлохвойной тайги со значительным участием травяных ценозов ксеротического характера. Такой ландшафт можно охарактеризовать как лесостепь. В хронологии вековых сукцессий растительного покрова приблизительно между 12 500 и 11 000 лет тому выявлены черты отличия от других зон Европы.

Ключевые слова: палинологический анализ, плейстоцен, голоцен, реконструкция растительного покрова.

Одержано: 28.08.2009