

## Kluczowy profil interglacjału mazowieckiego w Krukienicach na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (Ukraina)

Maria Łanczont\*, Irena Agnieszka Pidek\*, Andrej Bogucki\*\*,  
Feliks Wieliczekiewicz\*\*\*, Józef Wojtanowicz\*

The key profile of the Mazovian interglacial from (Krukienice) in the San and Dniester interfluvium (Ukraine). *Prz. Geol.*, 51: 597–608.

*Summary.* The San and Dniester interfluvium in the East Carpathian Foreland (north-western part of the Ukraine) — an extremely important area when considering many questions related to Quaternary palaeogeography and stratigraphy — was glaciated only once, during the San 2 Glaciation, about 500 ka BP. Old glacial deposits occurring in watershed areas are exposed or overlain by a thin cover of younger sediments. The glacial landforms are well preserved. The Krukienice profile of the Quaternary deposits is of fundamental importance for the problems connected with the Mesopleistocene in the studied area. The complex research of this profile concerned both mineral (loess, lacustrine, glacial) and organic (peat, gyttja) deposits. TL dated mineral deposits overlying peat and gyttja represent the Liwiec and Odra Glaciations, and those occurring under organic deposits are related to the San 2 Glaciation in the San and Dniester interfluvium. Palaeobotanical analysis revealed almost complete pollen succession of the Mazovian Interglacial occurring in organic deposits of a fossil lake. Six local pollen assemblage zones (LPAZ), corresponding to four interglacial pollen periods, are presented as a simplified pollen diagram. The rich macroscopic flora of the site with the presence of a dozen or so seeds of *Taxus* and several exotic taxa is noteworthy. The similarities between Krukienice macroflora and other macrofloras of the Mazovian Interglacial age evidence the uniformity of climatic conditions on vast areas. Organic deposits occurring in the depressions adjacent to the fossil lake are related to the end part of the Mazovian Interglacial. Palaeogeographical interpretation of the lake and neighbouring area development is presented.

**Key words:** East Carpathian Foreland, Middle Pleistocene, Mazovian Interglacial pollen succession, palynostratigraphy, glacial period, glacial landforms, interglacial

Obszar międzyrzecza Sanu i Dniestru to unikatowy teren o kluczowym znaczeniu dla wielu problemów paleogeografii, a także stratygrafii czwartorzędu, z kilku co najmniej powodów. Przez obszar ten przebiega granica największego w skali europejskiej zasięgu, w kierunku SE, zlodowacenia skandynawskiego. Teren ten był pokryty łądłodem tylko w okresie glacjału san 2, ok. 500 ka BP, zaś stare osady glacialne położone na działce wodnym występują bezpośrednio przy powierzchni lub pod niewielką pokrywą osadów młodszych, co umożliwia szczególnie badanie ich wzajemnych relacji.

Szczególne zainteresowanie badaczy czwartorzędu, od ponad 100 lat, wiąże się z profilem osadów plejstocenijskich położonym w okolicach wsi Krukienice (Krukienyczi). Badania serii glacialnych zainicjowali geolodzy niemieccy w drugiej połowie XIX w., a następnie kontynuowali je Rudnicki (1907), Friedberg (1905), Romer (1906, 1907), Zierhoffer (1932), Teisseyre (1938) i Przepiórski (1938) oraz inni naukowcy. O pokładzie kopalnych torfów krukienickich przykrytych lessem (gliną „nawianą”) wspominał chyba po raz pierwszy Friedberg (1905) opisując je jako „iły i piaski czarne od zbutwiały organicznych części” (*Atlas Geologiczny Galicyji*, arkusz Sambor, tekst do zeszytu 19, s. 25). Torfy te ponownie znalazły się w kręgu zainteresowania badaczy pod koniec lat sześćdziesiątych (Herenczuk i in., 1966). Griczuk i Gurtowa (1981) wyod-

rebnili dwa stanowiska opisane jako Krukienice I (257 m n.p.m.) i Krukienice II (272,5 m n.p.m.). Pierwsze z nich, położone po wschodniej stronie drogi Sambor–Mościska, to niewielkie (obecnie niedostępne) odsłonięcie z redeponowanymi utworami gytiołowymi i torfowymi oraz żwirami mieszanymi (tzn. żwirami skał karpacczych z domieszką skandynawskich). Drugie stanowisko, położone po zachodniej stronie tej drogi, to wzmiankowany na początku XX w. profil podstawowy, badany przez wielu specjalistów, w tym palinologów (Artjuszenko i in., 1967; Bojarska i in., 1973; Demedjuk, 1971; Butrym i in., 1988). W profilu tym o miąższości 26 m zostały stwierdzone do głębokości 3,1 m osady stokowe, następnie (3,1–11,7 m) osady jeziorno-bagienne, wśród których warstwy z głębokości 9,8–11,7 m, oddzielone od dołu i od góry powierzchniami erozyjnymi, powiązane z interglacjałem lichwińskim (mazowiecki, holsztyński, aleksandryjski). Otrzymane wyniki, wsparte datowaniami termoluminescencyjnymi (Butrym i in., 1988) dały podstawę do powiązania serii osadów wodnolodowcowych w spągu torfów z okresem zlodowacenia oki (= sanu 2).

W 2000 r. interdyscyplinarny zespół badaczy podjął ponownie badania nad czwartorzędem okolic Krukienic (Łanczont, 2000) i kontynuował je w latach następnych (Racinowski i in., 2003). W rejonie omawianego stanowiska został odsłonięty profil o nieco innej sekwencji warstw niż ten opisany w latach siedemdziesiątych, w którym w superpozycji występują utwory organiczne i osady glacialne. Profil ten został określony jako Krukienice IIA. Odkryto ponadto wiele innych, nowych profili (np. III, IV), w których osady organiczne są oddzielone kompleksem osadów pylastych od spągowej serii glacialnej.

\*Instytut Nauk o Ziemi UMCS, ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin;

\*\* Wydział Geograficzny, Narodowy Uniwersytet im. I. Franko, ul. Doroszenka 41, 290000 Lwów, Ukraina

\*\*\* Narodowa Akademia Nauk Białorusi, ul. Kuprewicza 7, 220141 Mińsk, Białoruś

Jakkolwiek diagramy pyłkowe osadów z Krukienic opracowane przez Artjuszenko (1967), Bojarską (Bojarska i in., 1973), Zdeniuka (Herenczuk i in., 1966) oraz Gurtową (Griczuk & Gurtowa, 1981) przedstawiają sukcesję pyłkową wskazującą na interglacjał lichwiński, to jednak porównanie z sukcesjami mazowieckimi z terenu Polski wskazuje na znaczne różnice w spektrach pyłkowych. Na tej podstawie przypuszczano, że skład występujących w Krukienicach zbiorowisk leśnych interglacjału mazowieckiego wyraźnie różnił się od obecnych wówczas na obszarze Polski południowo-wschodniej. Zagadnienie to było przedmiotem rozważań Krupińskiego (2000). Postęp w badaniach palinologicznych sprawił, że starsze opracowania nie dają odpowiedzi na kluczowe zagadnienia z zakresu paleobotaniki, paleoekologii i paleoklimatologii. Problemy związane są nie tylko z interpretacją starych diagramów, w których wartości procentowe poszczególnych taksonów były obliczane w stosunku do różnych sum, ale także z nie wyróżnianiem wielu typów pyłku roślin zielnych oraz brakiem w diagramach pyłkowych trudnego do oznaczenia pyłku *Taxus* — drzewa kluczowego dla flor mazowieckich. Pojedyncze ziarna pyłku cisa oznaczone zostały w osadach z Krukienic jedynie przez Gurtową (Griczuk & Gurtowa, 1981). Nie daje to podstaw do formułowania wniosków na temat charakteru zbiorowisk z cisem w okolicach stanowiska. Ponowny dostęp do osadów jeziornych w Krukienicach IIA stworzył okazję do powtórzenia badań palinologicznych nowocześniejszymi metodami (I.A. Pidek), jak również opracowania makroszczątków (F. J. Wieliczkiwicz) i stworzenia kompleksowego opracowania paleobotanicznego dla tego ważnego profilu, które pozwoliłoby odpowiedzieć na zarysowane wyżej zagadnienia.

### Sytuacja geologiczno-geomorfologiczna

Zespół profili krukienickich jest położony na Ukrainie, w NW części wschodniego Podkarpacia, regionu zaliczonego przez Krawczuka (1999) do Przedkarpacia Przybeskidzkiego i określonego jako Wyżyna Sańsko-Dniestrzańska. Badany obszar jest położony w dorzeczu Sanu, w dolinie rzeczki Sicznja (dawna nazwa Podwolszyna), dopływu Wiszni. W świetle bardziej szczegółowej regionalizacji geomorfologicznej znajduje się on w obrębie jednostki niższego rzędu, Wyżyny Krukienickiej (Demedjuk & Demedjuk, 1988), przez którą przebiega europejski dział wodny (ryc. 1).

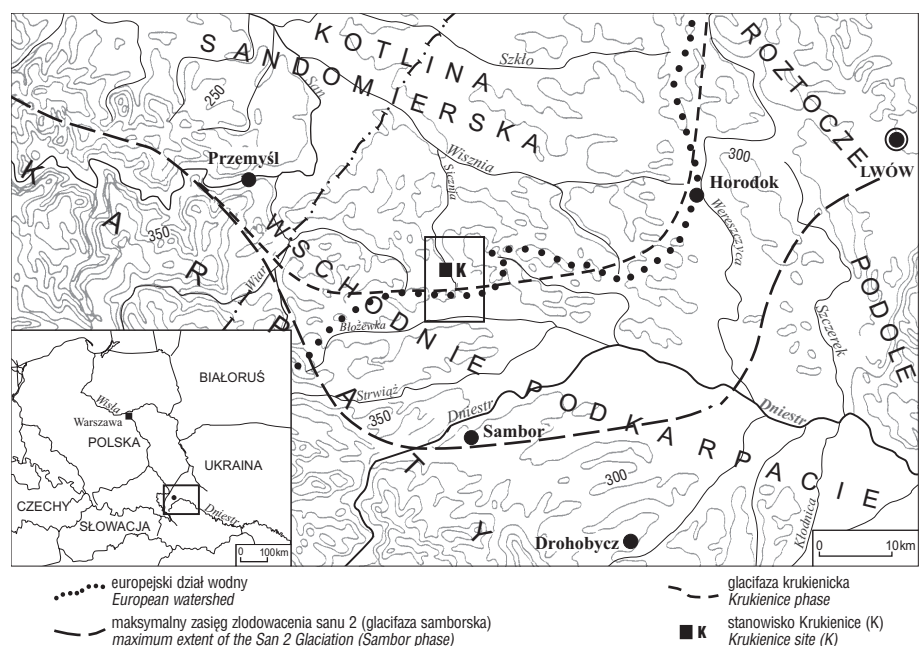
Podczwartorzędowy cokół tego płata wyżynnego budują autochtoniczne osady młodszego miocenu zewnętrznej strefy zapadliska przedkarpackiego. Są to sarmackie utwory serii daszawskiej, takie jak zielonoszare i szare ropy, mułowce, piaskowce i piaski z przewarstwieniami

tufów, tufitów oraz zlepieńców, wchodzące w skład strefy Bilcze–Wolica (Petryczenko i in., 1994; Szakyn, 1977).

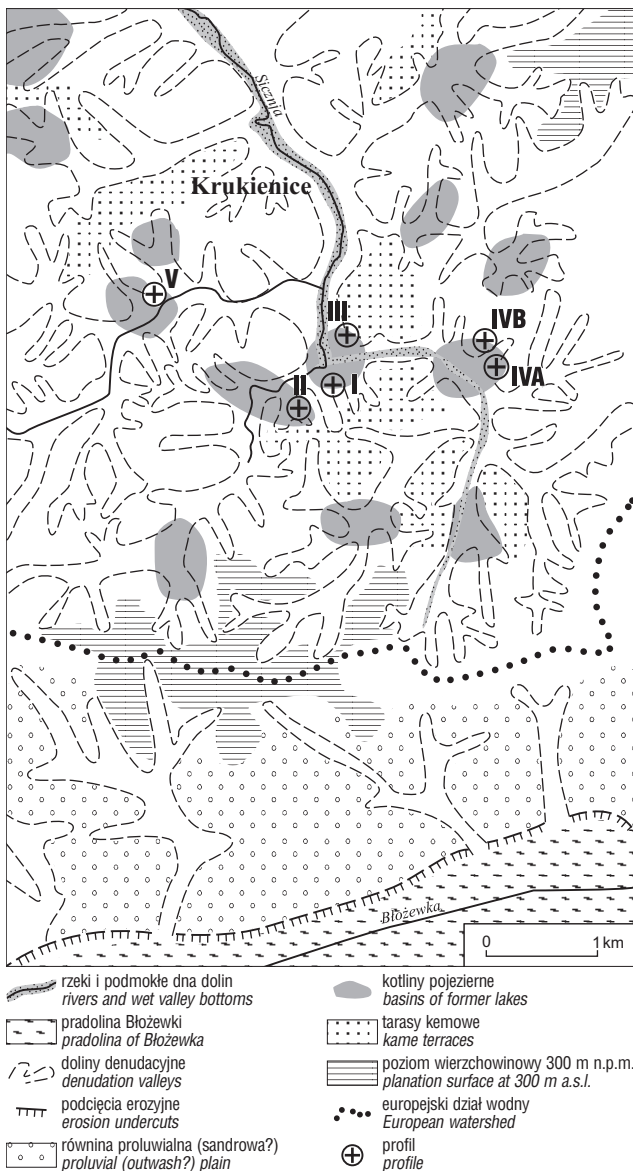
Czwartorzęd Wyżyny Krukienickiej reprezentują głównie aluwialne osady preglacjalne i mezoplejstocenijskie osady glacialne i peryglacjalne na działach międzydolinnych i stokach oraz holocenijskie w dnach dolin i kotlin. Eoplejstocenijskie aluwia serii Łojowej (Demedjuk & Demedjuk, 1988) biorą udział w budowie tzw. górnej grupy tarasów  $w_{4-1}$  (Teisseyre, 1938), z których najwyższy znajduje się na zachód od Czystek na wysokości 324 m n.p.m. Ze środkowej części plejstocenu najbardziej rozprzestrzenione są osady dniestrzańskiego kompleksu lodowcowego z okresu zlodowacenia oki. Wśród nich wyróżnia się zespoły właściwych osadów lodowcowych oraz serie rzeczno- i jeziorno-lodowcowe, reprezentujące głównie fazę transgresyjną zlodowacenia (Demedjuk & Demedjuk, 1995; Herenczuk i in., 1972). Wśród innych utworów czwartorzędowych bardzo istotną rolę odgrywają lessy i różnej genezy utwory pylaste (Bogucki i in., 1999b), głównie nadmorenowe, choć miejscami stwierdzane są także osady pylaste podmorenowe.

Lekko falista i pagórkowata Wyżyna Krukienicka o wysokości do 340 m n.p.m. rozpościera się od doliny Wyrwy na zachodzie do doliny Wiszni na wschodzie. Na północy ogranicza ją wyraźna, prostoliniowa krawędź wyniesienia Podkarpacia o wysokości 20–30 m, ciągnąca się od Przemyśla do Gródka Jagiellońskiego. Na południu stoki wyżyny przechodzą w lewe zbocze doliny rzeki Błóżewki. Wyżyna Krukienicka rozczłonkowana jest gęstą siecią dolin rzecznych i suchych dolinek denudacyjnych na wiele odrębnych mniejszych działów. W pobliżu Krukienic doliny zorientowane są południkowo i subpołudnikowo. Morfologię większości dolin charakteryzuje następstwo kotlinowatych rozszerzeń o zabagnionym dnie oraz wąskich przesmyków o stromych zboczach, które przypominają doliny przełomowe (Demedjuk & Demedjuk, 1988).

Rzeźbę międzyrzecza Sanu i Dniestru cechuje obecność form związanych ze zlodowaceniem i deglacjacją, jak



Ryc. 1. Położenie obszaru badań  
Fig. 1. Location of the study area



**Ryc. 2.** Szcik paleogeomorfologiczny rejonu Krukienice  
**Fig. 2.** Palaeogeomorphological sketch of the Krukienice region

m.in. terasy kemowe, kotliny lobowe, niecki pojezierne i pradoliny (Bogucki i in., 2000b; 2002). Położone na różnych wysokościach kotliny lobowe pokrywają się mniej więcej z linią europejskiego działu wodnego i znaczą



**Ryc. 3.** Kotlinka krukienicka, zachodnia. Strzałką zaznaczono położenie odkrywki IIA (fot. M. Lanczont)  
**Fig. 3.** The western depression in Krukienice. Location of the outcrop IIA marked with arrow (Photo by M. Lanczont)



**Ryc. 4.** Widok ogólny odkrywki Krukienice II A (fot. J. Wojtanowicz)

**Fig. 4.** General view of the Krukienice IIA outcrop (Photo by J. Wojtanowicz)

zasięg recesyjnej fazy zlodowacenia — fazy krukienickiej. Cechą uderzającą jest kontrast niewspółmierne małych rozmiarów rzek, np. Błóżewki, Wyrwy, w stosunku do wykorzystywanych przez nie form pradolinnych (Romer 1906, 1907).

Występujące w rejonie Krukienic elementy rzeźby poglądalnej pokazuje ryc. 2.

### Profil litologiczny

Profil Krukienice IIA jest usytuowany na prawym zboczu kotlinowatego rozszerzenia doliny jednego z dopływów rzeczki Siczynia (ryc. 2–4). Opis tego odsłonięcia był wcześniej prezentowany (Bogucki i in., 2000a), wobec czego w niniejszym opracowaniu przedstawiamy go w wersji uproszczonej wraz z diagramem, na którym zestawione są niepublikowane dotychczas wyniki badań litologicznych i chemicznych oraz zweryfikowana interpretacja stratygraficzna profilu (ryc. 5). Cechy uziarnienia osadów mineralnych na podstawie analizy elementarnej opracował dr C. Seul z Politechniki Szczecińskiej (Seul, 2002; Racinowski i in., 2003) a datowania metodą TL mgr J. Kusiak w Uniwersytecie Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie (Kusiak, 2002). Glebowe jednostki stratygraficzne wydzielono według schematu stratygraficznego lessów Boguckiego (1972).

W profilu wyróżniono trzy podstawowe segmenty: górny (I), złożony z lessów i glin stokowych, środkowy (II) zawierający osady organogeniczne oraz dolny (III), na który składa się kompleks osadów glacialnych i fluwioglacialnych. W ich obrębie wydzielone zostały warstwy 1–17.

**Ogniwo górne (I)** — miąższość 8,5 m. W niemal całym profilu tego ogniwa osady są warstwowane i reprezentują faćję stokową. W jego części górnej występują osady pylasto-gliniaste, które można określić jako lessopodobne, a w dolnej oglejone gliny piaszczyste z wkładkami piasków. Cechą charakterystyczną jest przede wszystkim występowanie kilku luk stratygraficznych o genezie denudacyjnej, co podkreślają powierzchnie nieciągłości (erozyjne rozmycia na stoku) i/lub pokrywy soliflukcyjne (4, 10; ryc. 5), zbudowane z materiału pochodzącego z niszczonego podłoża. Datowania metodą TL osadów ogniwa górnego dają pewne podstawy do uszczegółowienia interpretacji stratygraficznej profilu przedstawionej przez Boguckiego i in. (2000a), jak też ogólnie przystają do wyników uzyskanych w laboratorium kijowskim, cytowanych przez Butryma i in. (1988). Zwracają uwagę inwersje w porządku stratygraficznym dat, co chyba można wiarygodnie tłumaczyć domieszką redeponowanego starszego materiału. W świetle tych wyników można sądzić, że górne (I) ogniwo profilu zawiera dwie lessowe jednostki stratygraficzne, reprezentujące zlodowacenia odry i liwca, jednak sekwencja ta nie zawiera stratygraficznej jednostki interglacialnej gleby luck (= interglacial zbójna). Ze zlodowacenia liwca pochodzi wzmiankowana wyżej glina z gniazdami piasku (11), nieznacznie różnicowana pod względem stratygraficznym. Natomiast lessy odrzańskie (6–10) są stratygraficznie złożone. W ich części środkowej występuje interstadialna gleba bagienna (7), zawierająca do 0,3% humusu, zaś w części dolnej poziom oglejenia (9). Zamykająca od góry kompleks lessów odrzańskich gleba kopalna (5) może być wiązana z pedogenezą w okresie interglacialu lubelskiego, określaną w zachodniej części Ukrainy jako korsziw. Prawdopodobnie miało tu miejsce nakładanie się dwu faz tej pedogenezy. Świadczyć o tym może wyjątkowe wzbogacenie poziomu wmywania w związki żelaza (do ok. 7%). Gleba ta jest ścięta i nadbudowana pokrywą lessopodobnego osadu, prawdopodobnie wieku warciańskiego, zaburzonego soliflukcyjnie w spągu. Tę niezbyt miąższą (1,5 m) warstwę osadów pylastych przedziela dość wyraźna, choć cienka subarktyczna gleba brunatna rangi interstadialnej (3). W

stropie profilu występuje gleba holocénska (1) typu gleby płowej, z poziomami genetycznymi A–Eet–Bt, niezbyt miąższa (0,9 m).

**Ogniwo środkowe (II).** Badane pod względem paleobotanicznym jeziorne osady mineralno-ograniczone i organiczne ogniwa środkowego (tab. 1; ryc. 5) budują trzy podstawowe warstwy: górna złożona z gytii (12), środkowa torfowo-gytiova (13–14) i dolna mineralno-organiczna (15).

Osady ogniwa środkowego rozwijały się w czasie interglacialu mazowieckiego. Bardzo ostra granica erozyjna w stropie całej tej serii dokumentuje zmianę warunków sedymentacji związaną ze zmianą klimatu na pograniczu interglacialu mazowieckiego i następnego okresu glacialnego.

Mułki nadtorfowe (12) cechuje średnia średnica ziarna mniejsza niż 6 phi i względnie dobre wysortowanie. Wskaźnik  $Sk_1$  o wartościach malejących ku górze od 0,4 do 0,15 może wskazywać na pojawiający się nieznaczny przepływ w zbiorniku pod koniec sedymentacji osadu. Bardzo wysokie (najwyższe w profilu) wartości wskaźnika  $K_G$  przemawiają za jednorodnością warunków dynamicznych w zbiorniku, które spowodowały, że mułki charakteryzują się monofrakcyjnym rozkładem uziarnienia. Mułki zawierają znaczne ilości związków humusowych, wykazujących wzrastającą ku dołowi warstwy, a więc inwersyjną, zawartość tego składnika od 1,3 do ok. 12%. Cienka seria podtorfowa (15) ma charakter mułkowo-piaszczysty ( $Mz = 4,5$  phi). Osad ten zawiera sporo próchnicy (do 0,5%) oraz jest nasycony związkami żelaza (do ponad 11%), co zapewne ma związek z barierą geochemiczną niżej leżących związków osadów morenowych. Daty TL uzyskane dla próbek pobranych z górnej i dolnej części warstwy osadów interglacialnych są wyraźnie postarzone. Fakt ten w powiązaniu z charakterystyczną, znaczną domieszką redeponowanego pyłku trzeciorzędowego świadczy o tym, że w początkowej i końcowej fazie sedymentacji osad był zasilany materiałem pochodzącym z denudacji starszego podłoża.

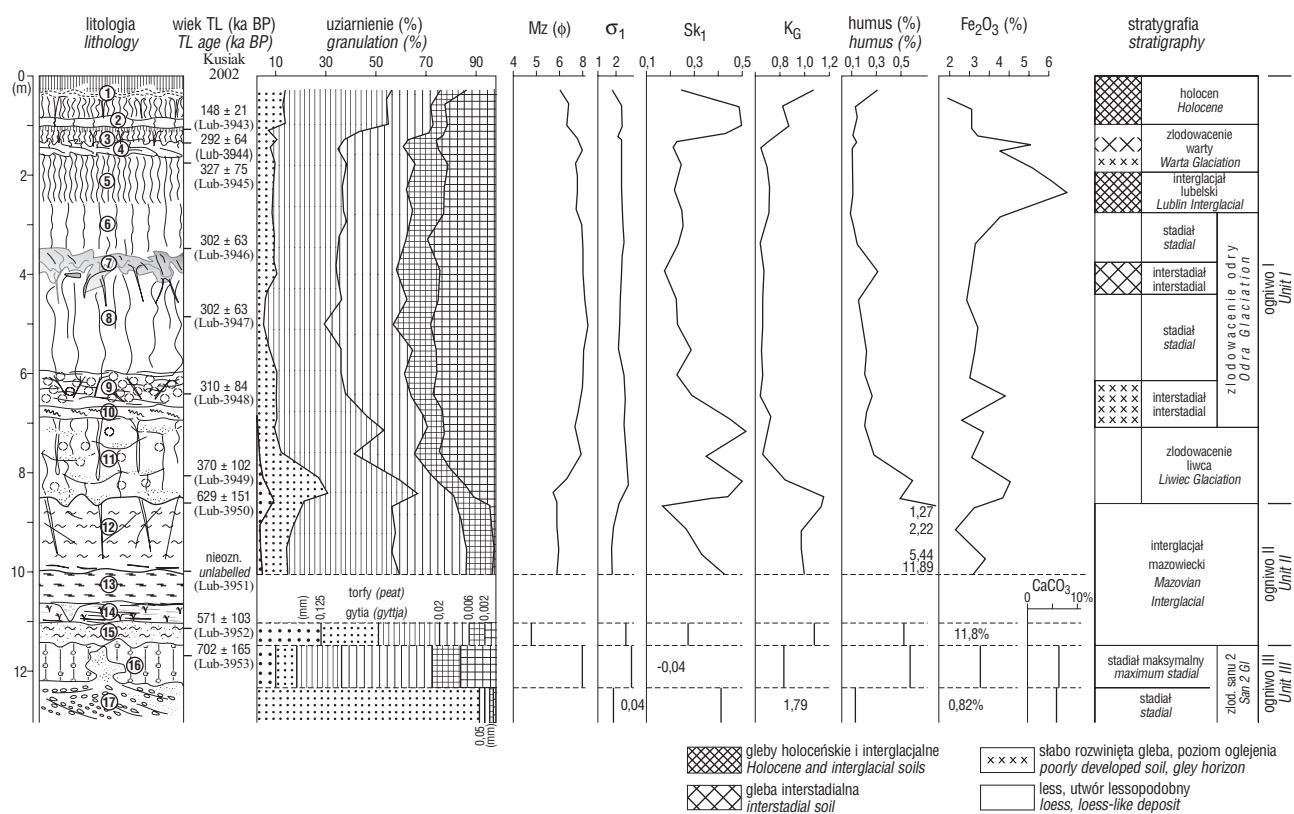
**Ogniwo dolne (III).** Składa się z dwóch jednostek litofacialnych: moreny (16; ryc. 5) i podmorenowego pakietu osadów fluwioglacialnych (17).

Gлина morenowa występuje w warstwie ok. 1 m, jest zwięzła i plastyczna, z przeważającym udziałem frakcji

**Tab.1. Litologia osadów jeziornych w Krukienicach (warstwy wydzielone jak na ryc. 5)**

Table 1. Lithology of the lacustrine deposits in Krukienice (layers classified as in Fig. 5)

Warstwy <i>Layers</i>	Numery próbek <i>Numbers of samples</i>	Głębokość (m) <i>Depth (m)</i>	Rodzaj osadu <i>Deposit kind</i>
12	1–25	8,50–9,70	Gytia glonowa, z mułkiem ilastym koloru stalowego, miejscami ślady wzbogacenia w związki żelaza <i>Algae gyttja with clayey silt, steel-grey, traces of iron compounds in places</i>
	26–31	9,75–10,00	Gytia glonowa z torfem i mułkiem ilastym <i>Algae gyttja with peat and clayey silt</i>
13	32–44	10,05–10,65	Torf, w części dolnej wyraźne warstwowanie — cienkie (do 1cm) przewarstwienia jasnego, b. lekkiego materiału mineralnego na granicy piasku gliniastego <i>Peat, bottom part with distinct layering — thin (up to 1 cm) laminae of pale mineral material (grain size similar as in loamy sand)</i>
14	45–51	10,70–11,00	Gytia torfiasta wyraźnie warstwowana, przewarstwienia jaśniejsze i ciemniejsze <i>Peaty gyttja with distinct layering — pale and dark laminae</i>
15	52–54	11,05–11,15	Piaski gliniaste stalowo-szare z soczewkami gytii, szczególnie w części górnej <i>Loamy sand, steel-grey, with lenses of gyttja, especially in upper part</i>
	55–60	11,20–11,45	Piaski gliniaste <i>Loamy sand</i>



**Ryc. 5.** Profil czwartorzędu Krukienice IIA: Diagram uziarnienia: Mz — przeciętna wielkość ziarna;  $\sigma_1$  — wskaźnik wysortowania; Sk<sub>1</sub> — graficzna skośność; K<sub>G</sub> — kurtoza; Objasnienia litologiczne w tekście; 1 — gleby holoceneskie i interglacjalne; 2 — gleby interstadialne; 3 — słabo rozwinięte gleby, poziomy oglejenia; 4 — lessy

**Fig. 5.** The Krukienice IIA profile of Quaternary deposits: Grain size: Mz — mean grain diameter;  $\sigma_1$  — sorting index, Sk<sub>1</sub> — skewness index; K<sub>G</sub> — kurtosis index; lithological explanation see text, 1 — Holocene and interglacial soils; 2 — interstadial soils; 3 — poorly developed soils, gley horizons; 4 — loess

drobnego pyłu i iltu ( $Mz = 6,5$  phi). Zarówno dolna, jak i górna granica są ostre. Gлина zawiera materiał skandynawski (asocjacja szwedzka), miejscowy jak krzemienie i opoki z Gór Świętokrzyskich oraz Wyżyny Lubelskiej; dominuje jednak materiał karpacki, zaczerpnięty przez łądólód z preglacjalnych serii rzecznych (Demedjuk & Demedjuk, 1995). Według wymienionych autorów morena ma charakter gliny bazalnej/subglacjalnej; według klasyfikacji Stankowskiego (1996) można ją zaliczyć do facji wytopiskowego osadu morenowego. Gлина ta wykazuje deformacje plastyczne typu struktur wyciskania. Wydaje się, że gлина morenowa stwierdzona w profilach Krukienice IIA i III (Bogucki i in., 2000a, c) tworzy wspólny, cienki i nieciągły poziom, którego wysokość położenia waha się między 261 a 265 m n.p.m.; wykazuje ona lateralną zmienność litologiczną. Dаты TL uzyskane dla tej gliny w obu wymienionych stanowiskach wynoszą odpowiednio 702 i 745 ka BP, co daje bardzo postarzony wiek osadu. Taki zawyżony wiek dla osadów podmorenowych otrzymano także w innych profilach czwartorzędu na wschodnim Podkarpaciu, a także w Kotlinie Sandomierskiej (Łanczont, 2000) i wytułmaczyć to można tym, że osady te bazowały na materiałach podłoża zagarnianych przez nasuwający się łądólód. W wielu miejscach były to nie tylko osady podłoża przedczwartorzędowego, ale także stare eoplejstoceneskie osady rzeczne, powszechnie obecne w strefie wierzchołwin wielkiego działu europejskiego. Potwierdził się w ten sposób pogląd o trudnościach w stosowaniu

badania termoluminescencyjnych do oznaczania wieku glin zwałowych i osadów fluwioglacjalnych ze względu na różnorodność datowanego składu skalnego, co było ostatnio przedmiotem ożywionej dyskusji (Ber, 2002).

Miękkość osadów żwirowo-piaszczystych serii fluwioglacjalnej pod gliną morenową jest oceniana na ok. 15 m. Złożony jest on w 42% z piasku i 32% ze żwiru. Domieszka żwirów skał północnych jest znaczna w jej części górnej i reprezentują je granity, gnejsy, sjenity, kwarcyty. Żwiry te są wyraźnie słabiej obtoczone, niż dobrze obtoczone żwiry zbudowane z materiału karpackiego, które w większości noszą ślady dalekiego transportu rzeczno-ego, choć wśród nich napotyka się także żwiry obtoczone słabiej (Griczuk & Gurtowa, 1981). Wśród materiału lokalnego, obok skał karpackich, występują żwiry wapieni sztramberskich (Przepiórski, 1938). Demedjuk & Demedjuk (1995) wiążą te osady z wodami roztopowymi, które płynęły od Przemyśla w kierunku Dniestru. Osady te tworzą tarasy kemowe.

Spąg serii żwirowo-piaszczystej jest na wysokości 246 m n.p.m. (Butrym i in., 1988). Rozpatrując te osady w kontekście sytuacji geologicznej stwierdzonej w profilu Krukienice III, można przypuszczać, iż są one włożone w preglacjalne jasnobezowe drobnoziarniste, dobrze wysortowane piaski, których strop jest na wysokości 260 m n.p.m. Ich wiek jest trudny do określenia, choć data 1036 ka (Krukienice III) sugerowałaby wiek górnego eoplejstocenu (złodowacenie narwi/interglacjal celestynów). Niewykluczone, że piaski stano-

wią ślad Pra-Sanu, który odprowadzał wody do Dniestru (Brud, 2002).

### Badania paleobotaniczne

Analizie pyłkowej poddano łącznie 60 próbek pochodzących z głęb. 8,50–11,45 m. Próbki macerowano

no na lokalne poziomy zespołów pyłkowych (L PAZ) sygnowanych Kr i numerowanych od spągu do stropu, które przyporządkowano czterem interglacialnym okresom pyłkowym w ujęciu Janczyk-Kopikowej (1987) odpowiadającym czterem piętom stratygraficznym w ujęciu Szafara (1953). Poniżej scharakteryzowano lokalne poziomy zespołów pyłkowych (L PAZ):

<b>Kr-1</b> <b>Cyperaceae –</b> <b>Poaceae –</b> <b>Betula – Pinus L</b> <b>PAZ</b>	5 próbek; nr 56–60; gł. 11,25–11,45 m	Dominacja NAP, głównie Cyperaceae — do 53%, Poaceae — do 22%. Pyłek <i>Pinus sylvestris</i> t.–15–24%, <i>Betula alba</i> t.–do ok. 20%. Niewielki udział <i>Picea</i> (3,3–7,8%), <i>Alnus</i> (2,2–3,5%), ciągłe niskoprocentowe krzywe <i>Fraxinus</i> , <i>Ulmus</i> . Sporadycznie <i>Quercus</i> i <i>Corylus</i> . Ciągłe krzywe pyłku <i>Salix glauca</i> t. i <i>Juniperus</i> . Sporadycznie <i>Betula nana</i> t. Ciągłe krzywe <i>Artemisia</i> , <i>Chenopodiaceae</i> . Wysoki udział zarodników Musci excl. <i>Sphagnum</i> , obecność <i>Selaginella selaginoides</i> i <i>S.helvetica</i> , znaczne wartości sporomorf redeponowanych przedczwartorzędowych. Górną granicę poziomu postawiono przed wzrostem udziału pyłku <i>Picea</i> i <i>Alnus</i> .
<b>Kr-2 Picea –</b> <b>Alnus –</b> <b>Cyperaceae L</b> <b>PAZ</b>	11 próbek; nr 45–55; gł. 10,70–11,20 m	Wzrost udziału AP, w szczególności <i>Picea</i> , <i>Pinus</i> , <i>Alnus</i> , <i>Fraxinus</i> . Po raz pierwszy pojawia się pyłek <i>Abies</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Taxus</i> . Sporadycznie <i>Tilia</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Celtis</i> , a spośród krzewów <i>Corylus</i> i <i>Buxus</i> . Zwraca uwagę obecność pyłku <i>Hedera helix</i> oraz <i>Ephedra distachya</i> t. Udział <i>Juniperus</i> spada, a w młodszej części poziomu zanika pyłek <i>Betula nana</i> t. Spadek wartości Poaceae. Skład jakościowy i ilościowy NAP podobny jak w Kr-1 L PAZ. Spadek udziału zarodników Musci excl. <i>Sphagnum</i> , a <i>Sphagnum</i> w postaci ciągłej niskoprocentowej krzywej. Znacznie niższy w porównaniu z Kr-1 L PAZ udział sporomorf przedczwartorzędowych. Górną granicę poziomu postawiono przed gwałtownym wzrostem udziału pyłku <i>Alnus</i> , <i>Abies</i> , <i>Carpinus</i> i <i>Quercus</i> .
<b>Kr-3 Abies –</b> <b>Carpinus –</b> <b>Quercus –</b> <b>(Alnus) L PAZ</b>	3 próbki; nr 42–44; gł. 10,55–10,65 m	Wzrost wartości <i>Alnus</i> , <i>Abies</i> , <i>Carpinus</i> , <i>Quercus</i> i <i>Taxus</i> . Występuje pyłek <i>Celtis</i> , <i>Pterocarya</i> , <i>Juglans</i> , <i>Acer</i> , <i>Tilia</i> , <i>Buxus</i> , <i>Hedera helix</i> . Skład NAP podobny jak w Kr-2 L PAZ. Zwraca uwagę gwałtowny spadek udziału Cyperaceae i wzrost zarodników Filicales monolete. Górną granicę poziomu postawiono przed znacznym wzrostem udziału pyłku <i>Picea</i> i <i>Taxus</i> i równoczesnym wzrostem wartości zarodników Filicales monolete.
<b>Kr-4 Picea –</b> <b>Alnus – Taxus</b> <b>L PAZ</b>	8 próbek; nr 34–41; gł. 10,15–10,50 m	Główne taksony to <i>Picea</i> i <i>Taxus</i> , których udział waha się dość znacznie w poszczególnych próbkach, jednak pyłek każdego z tych drzew osiąga maksimum w górnej części poziomu. Jako pierwszy kulminuje <i>Taxus</i> (28%), jako drugi <i>Picea</i> (56%). Wzrost wartości i maksima w profilu osiągają <i>Fraxinus</i> (max.4,6%) i <i>Ulmus</i> (max.3,6%). Spadek wartości <i>Abies</i> i <i>Carpinus</i> . Udział pyłku innych drzew podobny jak w Kr-3 L PAZ. W składzie NAP brak istotnych zmian. Bardzo wysokie wartości Filicales monolete z maksimum tym poziomie (534%). Górną granicę poziomu postawiono przed gwałtownym spadkiem wartości pyłku <i>Picea</i> , a wzrostem <i>Pinus</i> , <i>Abies</i> i <i>Carpinus</i> .
<b>Kr-5 Abies –</b> <b>Carpinus –</b> <b>Pinus L PAZ</b>	9 próbek; nr 26–33; gł. 9,75–10,10 m	Wzrost wartości pyłku <i>Pinus</i> i <i>Betula</i> . Maksima <i>Abies</i> i <i>Carpinus</i> — odpowiednio 12,5 i 8%. Nieznaczny wzrost udziału <i>Corylus</i> , <i>Tilia</i> i <i>Pterocarya</i> . Wymienione trzy taksony osiągają niskoprocentowe maksima — odpowiednio 2,1; 1,1 i 0,9%. Częstszy pyłek <i>Juglans</i> , <i>Buxus</i> . Gwałtowny spadek wartości <i>Taxus</i> , niższe wartości <i>Ulmus</i> i <i>Fraxinus</i> . Znaczny udział Cyperaceae (do 14%), w młodszej części wzrost udziału <i>Artemisia</i> (do 4%). Spadek wartości <i>Filicales monolete</i> , wzrost udziału <i>Sphagnum</i> i Musci excl. <i>Sphagnum</i> . Górną granicę poziomu postawiono przed spadkiem wartości <i>Alnus</i> i <i>Filicales monolete</i> , a równocześnie wzrostem <i>Artemisia</i> , <i>Poaceae</i> .
<b>Kr-6 Pinus –</b> <b>Betula–</b> <b>Artemisia L</b> <b>PAZ</b>	25 próbek; nr 1–25; gł. 8,50–9,70 m	Największy udział pyłku <i>Pinus sylvestris</i> t.–do 46%. Wzrost wartości <i>Betula alba</i> t., <i>Larix</i> . W młodszej części poziomu pojawia się <i>Pinus cembra</i> t. Wartości <i>Picea</i> w granicach 4–11%, spadek udziału <i>Alnus</i> . Wartości <i>Abies</i> , <i>Carpinus</i> i <i>Quercus</i> w postaci ciągłych niskoprocentowych krzywych. Pyłek innych drzew sporadycznie. Ponownie po przerwie pyłek <i>Betula nana</i> t. Ciągła krzywa wartości <i>Juniperus</i> w starszej części poziomu. Sporadycznie <i>Buxus</i> , <i>Viscum</i> , <i>Ephedra distachya</i> t. i <i>E.fragilis</i> t. Udział NAP w całym poziomie wysoki, szczególnie w młodszej części wzrost wartości <i>Artemisia</i> do 10,5% i <i>Poaceae</i> do 16%. Znacznie urozmaicony skład jakościowy NAP. Wzrost udziału Musci excl. <i>Sphagnum</i> w młodszej części poziomu do 195%. Sporadycznie sporomorfy przedczwartorzędowe.

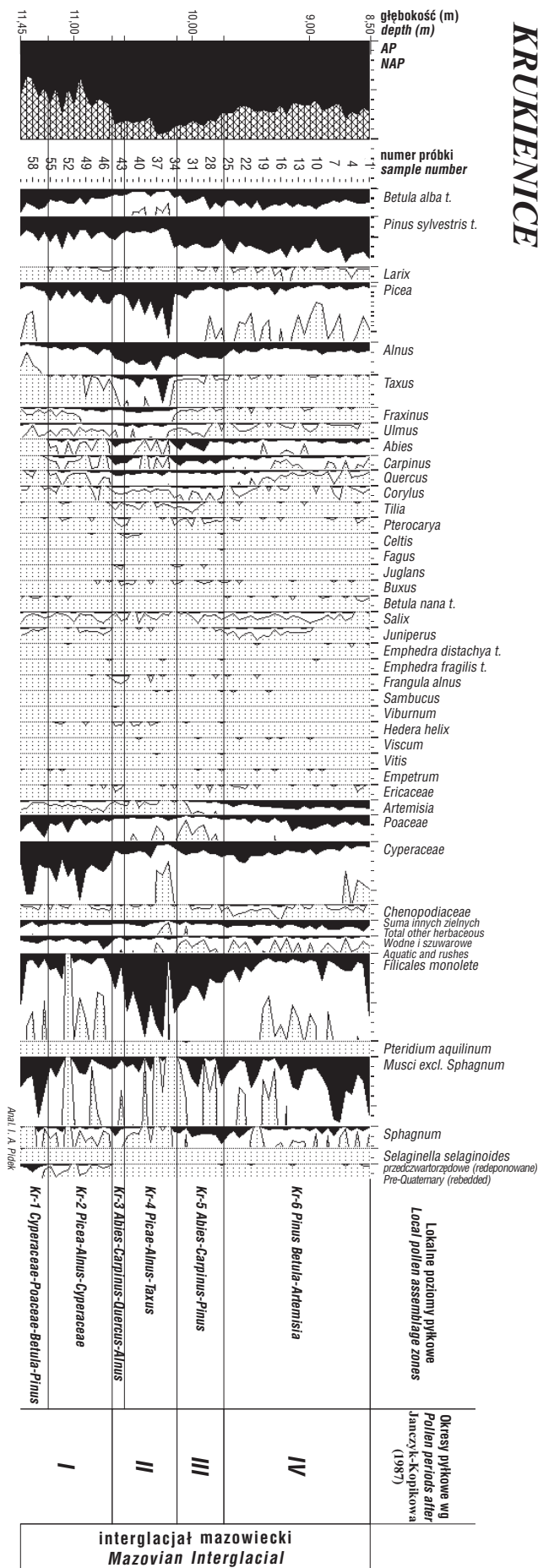
metodą acetolizy Erdtmanna po uprzednim usunięciu węglanów za pomocą 10% HCl, gotowaniu próbki w 3,5% KOH i rozdzielaniu frakcji mineralnej i organicznej metodą cieczy ciężkiej (wodny roztwór jodku kadmu i jodku potasu o ciężarze 2,1). Spektre pyłkowe liczone zawsze na przynajmniej dwu preparatach. We wszystkich badaniach próbkach frekwencja sporomorf i stan zachowania były dobre i bardzo dobre.

Sumą podstawową do obliczeń procentowych była suma pyłku drzew i krzewów (AP) oraz krzewinek i lądowych roślin zielnych (NAP). Udział procentowy pyłku roślin wodnych i szuwarowych, zarodników Pteridophyta i Bryophyta oraz sporomorf redeponowanych obliczono w stosunku do sumy AP+NAP+dany takson.

Ilustracją wyników analizy pyłkowej jest diagram pyłkowy (ryc. 6) wykreślony w oparciu o program komputerowy (Walanus & Nalepka, 1994; 1998). Diagram podzielo-

### Wyniki analizy paleobotanicznej i rekonstrukcja zbiorowisk roślinnych

Diagram pyłkowy (ryc. 6) przedstawia historię rozwoju roślinności w okolicach Krukienic począwszy od pierwszego okresu interglacjalnego mazowieckiego (Kr-1 Cyperaceae–Poaceae–Betula–Pinus L PAZ). Teren opanowany był wówczas głównie przez mozaikę płatów lasu sosnowo-brzozowego i roślinności zielnej. Świerk mógł już stanowić niewielką domieszkę w zbiorowiskach sosnowo-brzozowych, a na wilgotne siedliska wkraczała olsza. Ciągłe krzywe pyłku *Fraxinus* i *Ulmus* pozwalają przypuszczać, że także wiąz i jesion mogły już znajdować dogodne warunki do rozwoju na żyzniejszych wilgotnych glebach, np. w dolinach rzek. Niewielki udział pyłku *Quercus* i *Corylus* oraz pojedyncze ziarna pyłku *Tilia* i *Pterocarya* przypuszczalnie nie świadczą o tak wczesnym



występowaniu w/w drzew w okolicach Krukienic. Biorąc pod uwagę dość wysoki udział redepozycji trzeciorzędowej, bardziej prawdopodobne jest, że pyłek tych drzew ciepłolubnych jest także redeponowany.

Ciągła krzywa wartości *Juniperus*, *Artemisia* i *Chenopodiaceae* oraz wysoki udział pyłku traw pozwalają wnioskować o obecności terenów stosunkowo ubogich, na których występowały zbiorowiska trawiaste z *Juniperus* oraz trawiasto-bylicowe z *Chenopodiaceae*.

Spadek udziału pyłku *Betula alba* t. oraz wzrost wartości *Picea*, *Alnus*, *Fraxinus* w Kr-2 *Picea*-*Alnus*-*Cyperaceae* L PAZ wskazują na stopniową przebudowę zbiorowisk leśnych, w których malała rola brzoź drzewiastych, a wzrastało znaczenie świerka. Potwierdzeniem jego roli są liczne szpilki *Picea* sect. *Eupicea* występujące w szczątkach makroskopowych. Znacznie zmniejsza się w porównaniu z poprzednim poziomem udział sporomorf redeponowanych przedczwartorzędowych wskazując na ustabilizowanie podłoża i zahamowanie procesów stokowych w związku z rozwojem roślinności. Rozszerzyły się też obszary zajmowane przez łągi oraz przez wilgotne lasy olszowe, w których domieszkę mógł stanowić także jesion i świerk. Obecność pyłku *Taxus* wskazuje na wkraczanie cisa do zbiorowisk leśnych. Współcześnie *Taxus* — drzewo cienioznośne, wchodzi w skład lasów iglastych lub mieszanych z jodłą, bukiem, świerkiem lub grabem (Król, 1975). W okolicach Krukienic mógł on wkraczać do zbiorowisk świerkowych lub olszowych jako składnik dolnego piętra drzew.

Problem czy równocześnie w tym czasie następowało wkraczanie innych drzew termofilnych, takich jak: *Abies*, *Carpinus* i *Quercus*, których pyłek występuje w postaci ciągłej lub prawie ciągłej krzywej od początku poziomu jest zagadnieniem do dyskusji. Zarówno *Abies*, jak i *Carpinus* i *Quercus* osiągają od razu wysokie wartości, lecz niekoniecznie oznacza to szybką ekspansję wyżej wymienionych drzew w tak wczesnym okresie interglacjału.

Zjawisko wczesnej kulminacji wartości pyłku *Abies* i *Carpinus*, nietypowe dla sukcesji mazowieckiej, znajduje odzwierciedlenie również w kolejnym poziomie pyłkowym (Kr-3 *Abies*-*Carpinus*-*Quercus*-*Alnus*/ L PAZ), w którym spadek udziału pyłku *Picea* nie musi wskazywać na malejącą rolę świerka w ówczesnych lasach. Obniżenie wartości procentowych pyłku *Picea* zbiega się ze znacznym wzrostem udziału *Abies* i *Carpinus*. Zjawisko to nie jest w tym przypadku interpretowane jako liczniejsza obecność graba i jodły w zbiorowiskach leśnych okolic Krukienic. Autorka opracowania palinologicznego przyjmuje, że wzrost wartości pyłku taksonów termofilnych w tym poziomie jest spowodowany jakiegoś typu zaburzeniem, w wyniku którego ściągnięte zostały osady bogate w pyłek jodły i graba z wyżej położonych warstw profilu. Do wniosku tego prowadzi także podobieństwo składu spektrów pyłkowych Kr-3 L PAZ do spektrów nadległego Kr-5 L PAZ. Zaburzenie to mogło się wiązać z późniejszymi procesami peryglacjalnymi. Poziom z wysokimi wartościami *Abies* i *Carpinus*, który jest diagnostycznym poziomem

Ryc. 6. Uproszczony diagram pyłkowy z Krukienic IIA  
Fig. 6. Simplified pollen diagram from the Krukienice IIA profile



**Ryc. 7.** Osady gytjowate w stanowisku Krukienice III (fot. M. Łanczont)

**Fig 7.** Gytija-like deposits in the Krukienice III site (Photo by M. Łanczont)

mem dla optimum klimatycznego interglacjału mazowieckiego, występuje w sukcesjach mazowieckich dopiero po poziomie z wysokimi udziałami *Picea*, *Alnus* i *Taxus* (Janczyk-Kopikowa 1991, Krupiński 1995, 2000). Mało prawdopodobne jest, by w Krukienicach ekspansja zbiorowisk z obfitą jodłą i grabem rozpoczęła się jeszcze przed maksymalnym rozprzestrzenieniem świerka, a następnie została powstrzymana przez świerk, olszę i cisa (Kr-4 L PAZ), by ponownie powrócić po ich wycofaniu się (Kr-5 L PAZ).

Gwałtowny wzrost wartości pyłku *Picea* w kolejnym poziomie Kr-4 *Picea*-*Alnus*-*Taxus* L PAZ wskazuje na dominującą rolę, jaką świerk odegrał w zbiorowiskach leśnych. Na podstawie znacznego wzrostu udziału pyłku *Taxus*, który w młodszej części poziomu osiąga maksimum (28%) można wnioskować o dynamicznym jego rozprzestrzenieniu w tym okresie w zbiorowiskach leśnych. Z kolei maksymalne wartości pyłku *Alnus*, *Ulmus* i *Fraxinus* wskazują na znaczne rozszerzenie się obszarów wilgotnych, na których rozprzestrzeniły się różnorodne lasy w typie współczesnych łągów jesionowo-wiązowych, a przede wszystkim wilgotne lasy olszowe. Znaczne wahania wartości procentowych pyłku *Taxus* i *Picea* w tym poziomie można przypuszczalnie przypisać także wyżej wspomnianym zaburzeniom w osadzie.

Zjawisko gwałtownego rozprzestrzeniania się *Picea*, *Alnus* i *Taxus*, występuje w stanowiskach interglacjału mazowieckiego z terenu Polski (Krupiński, 1995, 2000), w tym również w najbliższym położonym w stosunku do Krukienic stanowisku Adamówka z Kotliny Sandomierskiej (Bińka i in., 1987). Rozprzestrzenienie cisa — drzewa klimatu oceanicznego było związane przypuszczalnie ze znacznym zwilgotnieniem klimatu (Śrudoń, 1975; West, 1962). Ekspansja cisa następująca po okresie dominacji świerka i olszy jest jedną z głównych cech diagnostycznych interglacjału mazowieckiego.

Obecność w poziomie Kr-4 L PAZ pyłku m.in. *Abies*, *Carpinus*, *Tilia* wskazuje na początek formowania się zbiorowisk grądowych oraz wkraczanie jodły do zbiorowisk leśnych. Bardzo wysoki udział zarodników *Filicales monoete* w całym poziomie (z wyjątkiem próbki 35) wskazuje na występowanie bogatych łąnów paproci dochodzących w

poblizie zarastającego zbiornika. O jego wypłycaaniu się świadczyć może prawie zupełny brak pyłku roślin wodnych.

W młodszej części poziomu gwałtowny spadek wartości pyłku *Taxus* oraz mniejsze spadki *Quercus*, *Ulmus*, *Alnus* przy maksymalnym udziale *Picea* może wskazywać na wycofanie się przede wszystkim cisa, ale również innych drzew pod wpływem ponownej ekspansji świerka. Równocześnie w tym okresie odnotowano minimalny udział NAP, spadły nawet wartości Cyperaceae, co może wskazywać na bliskie sąsiedowanie lasu świerkowego z jeziorem.

Gwałtowny spadek wartości pyłku *Picea* w poziomie Kr-5 *Abies*-*Carpinus*-*Pinus* L PAZ świadczy o znacznym ograniczeniu drzewostanów świerkowych. Duży wzrost udziału *Abies* wskazuje, że jodła intensywnie wkraczała do mieszanych lasów i stopniowo formowały się drzewostany jodłowe ze świerkiem. Uboższe siedliska opanowywane były przypuszczalnie przez bory sosnowe, ewentualnie z domieszką brzozy, na co wskazuje znaczny (ok. 30%) udział pyłku *Pinus* w tym poziomie.

Wzrost wartości pyłku *Carpinus*, utrzymujący się udział *Quercus* i *Corylus* oraz obecność *Tilia* wskazują, że w krajobrazie większą rolę zaczęły odgrywać zbiorowiska lasów liściastych w typie grądów dębowo-grabowych z lipą i leszczyną. Obszary zajęte przez zbiorowiska olszowe pozostały prawdopodobnie w stanie niewiele zmienionym. Natomiast już od schyłku poprzedniego poziomu nieco



**Ryc. 8.** Osady organogeniczne w stanowisku Krukienice IVA, przy odkrywce M. Łanczont (fot. J. Wojtanowicz)

**Ryc. 8.** Organogenic deposits in the Krukienice IVA site, M. Łanczont near the outcrop (Photo by J. Wojtanowicz)



ograniczone zostało występowanie zbiorowisk w typie łągów wiązowo-jesionowych. Przymuszcza się do tych zbiorowisk wkraczała jodła. Również *Pterocarya* mogła znajdować dobre warunki do rozwoju w wielogatunkowych łągach. Wzrost udziału pyłku skrzydłoorzecha, prawdopodobnie *Pterocarya fraxinifolia* (Środoń 1955), jest charakterystyczny dla schyłkowych okresów interglacjału mazowieckiego (Krupiński 1995, 2000).

Spadek wartości *Filicales monoletes* i gwałtowny wzrost udziału kolonii zielenic z rodzaju *Pediastrum*, wskazują na ponowne powstanie płytkiego jeziora. Mogło to być wynikiem podniesienia się poziomu wód związane go ze zwilgotnieniem klimatu sugerowanym dla tego okresu interglacjału mazowieckiego m.in. przez Nitychoruka (2000). Równocześnie ponownie podwyższone wartości Cyperaceae mogą dowodzić rozszerzania się obszarów torfowisk niskich w sąsiedztwie zarastającego zbiornika.

W młodszej części poziomu Kr-5 L PAZ spadek wartości pyłku *Abies* wskazuje, że ograniczeniu uległy obszary lasów jodłowych bądź świerkowo-jodłowych. Nieco zmniejszyły się też tereny zajęte przez zbiorowiska żyznych zbiorowisk łągowych na rzecz olsów, o czym można wnioskować na podstawie sporadycznych zaledwie ziaren pyłku *Ulmus*, *Fraxinus* i *Taxus* przy wzroście wartości pyłku *Alnus*. Ze zbiorowisk grądowych przymuszcza się wycofała się lipa, a w lasach sosnowych lub sosnowo-brzozowych wzrosła domieszka modrzewia. Wszystkie te zmiany wskazują na początek pogarszania się warunków klimatycznych.

Zwiększony udział NAP od początku poziomu Kr-6 *Pinus*-*Betula*-*Artemisia* L PAZ uwarunkowany głównie przez konsekwentny wzrost wartości pyłku *Artemisia* (do max. 10,5 %) oraz Poaceae i Cyperaceae — do odpowiednio 16 i 21%, wskazuje na stopniowe zwiększanie się terenów otwartych w krajobrazie wokół Krukienic. Dodatkowo wzrost wartości pyłku *Juniperus* oraz ponowne pojawienie się *Betula nana* t. i *Ephedra distachya* t., a ponadto wzrost ilości i różnorodności taksonów roślin zielnych mogą świadczyć o obecności w krajobrazie różnorodnych zbiorowisk roślinności terenów otwartych.

Większe wartości pyłku *Pinus* i *Betula* oraz częściej spotykane ziarna pyłku *Larix*, jak również ponowna obecność *Pinus cembra* t. świadczą o zajmowaniu nowych terenów przez zbiorowiska sosnowo-brzozowe z modrzewiem i domieszką limby. Równocześnie kurczyły się obszary zajęte przez bardziej ciepłolubne zbiorowiska leśne. Spadek udziału pyłku wszystkich drzew ciepłolubnych pozwala przypuszczać, że wycofywały się one z tego terenu pod naporem zarówno sosny, jak i zbiorowisk roślin zielnych. Ze względu na ponownie występujące w tym poziomie redeponowane sporomorfy przedczwartorzędowe nie można wykluczyć, że także część pyłku drzew termofilnych wspólnych dla trzecio- i czwartorzędów może pochodzić z rozmycia i redepozycji osadów trzeciorzędowych.

### Korelacje i wnioski biostratygraficzne

Sukcesja pyłku drzew na odcinku od 10,50 do 8,50 m wykazuje cechy typowe dla sukcesji interglacjału mazowieckiego (Holsteinian = Lichwin). Odcinek 10,15–10,50 m może reprezentować II okres pyłkowy tego interglacjału, którego charakterystyczną cechą są wysokie wartości *Picea*, *Alnus* i *Taxus*. Odcinek 9,75–10,15 m być może reprezentuje III okres pyłkowy z charakterystycznym współwystępowaniem wysokich wartości *Abies* i *Carpinus* oraz obecnością *Pterocarya*. Odcinek 8,50–9,70 m należałby wówczas do IV-go okresu pyłkowe-

go-schyłkowego okresu interglacjału mazowieckiego, w którym dominuje pyłek *Pinus* przy dużym udziale NAP.

Przyjmując taką interpretację należałoby zaliczyć odcinek 10,50–11,45 m do protokratycznego okresu interglacjału. Sukcesja z Krukienic wykazuje jednak w tym odcinku różnice w stosunku do licznych sukcesji interglacjału mazowieckiego z terenu Polski i Białorusi. Zastrzeżenie budzi zaskakująco wysoki udział *Abies* i *Carpinus* wraz z obecnością wielu taksonów termofilnych w trzech próbkach nr 42–44 (głęb. 10,55–10,65 m), a więc jeszcze przed maksimum *Picea* i *Taxus*. Traktując ten fakt jako autentyczny niezaburzony przebieg sukcesji pyłkowej należałoby przyjąć, że na okoliczny teren bardzo szybko równocześnie z olszą i świerkiem wkraczały drzewa ciepłolubne. Na przyjęcie takiej interpretacji nie może pozwolić nawet położenie stanowiska w Krukienicach, a przede wszystkim jego wysunięcie na południowy wschód. Drzewa ciepłolubne nie były przypuszczalnie jeszcze wówczas obecne *in situ*. Trudno także przypuszczać, że ich pyłek był nawiewany z południa w tak znacznych ilościach. Nie można jednoznacznie rozstrzygnąć tej kwestii, ponieważ sukcesji z Krukienic nie ma z czym porównać. Brak bowiem stanowisk interglacjału mazowieckiego na badanym terenie. Ostoje ciepłolubnych drzew znajdowały się przypuszczalnie gdzieś na Bałkanach. Jest więc prawdopodobne, że stosunkowo szybciej drzewa te mogły pojawić się w okolicach Krukienic niż w innych stanowiskach mazowieckich. Nie na tyle szybko jednak, aby zdążyły rozprzestrzenić się, a następnie ustąpić pod naporem świerka i olszy i ponownie zdominować zbiorowiska leśne po regresie świerka. W stosunkowo najbliższym położonym stanowisku interglacjału mazowieckiego Adamówka (Bińka i in., 1987) można dopatrzeć się śladu obecności drzew ciepłolubnych przez maksimum świerka i cisa, jednak maksymalne ich rozprzestrzenienie nastąpiło dopiero później, a więc w sposób typowy dla sukcesji mazowieckiej. W poprzednio opracowanych diagramach pyłkowych z Krukienic Artjuszenko i in. (1967), Bojarskiej (Bojarska i in., 1973), Zdeniuka (Herenczuk i in., 1966), Gurtowej (Griczuk & Gurtowa, 1981) niewielkie wartości pyłku graba lub jodły lub też obu tych taksonów występują równocześnie z maksimum rozprzestrzenienia się świerka albo tuż przed nim. Jednak maksymalne rozprzestrzenienie *Abies* i *Carpinus* przypada po maksimum *Picea*, a więc w sposób typowy dla sukcesji mazowieckiej.

Podjęto próbę porównania kolejności wkraczania świerka, jodły i graba w interglacjałe mazowieckim w Krukienicach z wkraczaniem tych samych taksonów w innych okresach ciepłych. Jediną sukcesją eemską z terenu Przedkarpacia jest sukcesja ze stanowiska Kolodiiw opracowana przez Demedjuka i Christoforową (1975) oraz Kalinowicz (2001). Obydwa wymienione diagramy pyłkowe obejmują tylko fragmenty sukcesji eemskiej. W diagramie pyłkowym Christoforowej (Demedjuk & Christoforowa, 1975) pyłek *Abies* i *Carpinus* pojawia się już w okresie protokratycznym interglacjału, ale równocześnie wysokie wartości osiągają w nim redeponowane sporomorfy przedczwartorzędowe. Nie można więc stwierdzić jednoznacznie, że w eemie jodła bardzo wcześniej wkroczyła na teren Przedkarpacia. W diagramie Kalinowicz (2001a, b) brak pyłku jodły w ogóle. Holocenijskie diagramy pyłkowe ze stanowisk położonych stosunkowo blisko Krukienic w Dolinie Górnego Dniestru były analizowane przez kilku badaczy (Harmata & Kalinowicz, 2001; Kostyniuk, 1938; Kalinowicz, 2001a, b; Kalinowicz & Harmata, 2001a, b). Diagramy pyłkowe wymienionych autorów wskazują, że w holocenie ekspansja *Abies* i *Carpinus* również nie następuje wcześniej jak dopiero po maksimum rozprzestrzenienia

*Picea*. Sytuacja ta może stanowić dodatkowy argument przemawiający za zaburzeniem fragmentu osadów z Krukienic na odcinku 10,55–10,65 m przypuszczalnie wskutek późniejszych procesów mrozowych.

Jednoznacznie na mazowiecki wiek osadów z Krukienic wskazują badania makroszczałków roślinnych. Z profilu z 2002 r. zbadano 22 próbki obejmujące odcinek 8,5–11,45 m, czyli taki sam jak poddany analizie pyłkowej. Szczątki makroskopowe wystąpiły jednak tylko w 16 próbkach, w interwale 9,4–11,45 m, przy czym zupełnie reprezentatywne kompleksy owocowo-nasienne stwierdzono w 9 dolnych próbkach (10,35–11,45 m) odpowiadających palinologicznym próbkom 38–60. Porównanie opisu profilu z 2002 r. z materiałami geologicznymi wcześniejszego opracowania tego stanowiska (1973 r.) wskazuje na to, że pochodzi on ze środkowej części soczewki osadów interglacjalnych, gdzie miąższość osadów organogenicznych jest największa. Oznaczenie szczątków makroskopowych z 2002 r. wykazało, że makroflora z Krukienic odtwarza bogatą roślinność interglacjalną (łącznie 67 taksonów). Przy czym obecność *Azolla interglacialis*, *Potamogeton pannosus*, *Aracites interglacialis* jednoznacznie wskazuje na mazowiecki (lichwiński, holsztyński) wiek tej flory. Ze względu na brak flor mazowieckich na terenie Przedkarpacia jest to flora niezwykle cenna. Ma ona wiele cech wspólnych zarówno z mazowieckimi florami Polski, jak i aleksandryjskimi florami Białorusi, i może być z nimi korelowana. Podstawy do tych korelacji daje m.in. obecność makroszczałków takich roślin, jak: *Taxus baccata*, *Vitis sylvestris*, *Aracites interglacialis*, *Aldrovanda dokturovskyi*, *Caulinia goretskyi* (Mamakowa & Wieliczekiewicz, 1993a, b; Wieliczekiewicz, 1982). Podobieństwo makroflory z Krukienic do innych makroflor interglacjału mazowieckiego stanowi kolejny dowód na to, że warunki klimatyczne panujące wówczas były na ogromnych obszarach dość jednolite i wyrównane tak, że na rozległym terytorium równiny środkowoeuropejskiej nawet flory ze stanowisk odległych są do siebie podobne.

Wyniki starszych badań makroflory z Krukienic pochodzące z 1973 r. zostały jak dotąd podane tylko w formie krótkiej informacji i zestawienia tabelarycznego wraz z kilkoma innymi makroflorami z terenów obecnej Białorusi i Ukrainy (Wieliczekiewicz, 1982). W żwirowni, która istniała wówczas w okolicach wsi Krukienice, osady organogeniczne w postaci grubych warstw torfu i gytii torfiastej o miąższości przeszło 3 m występowały na południowej ścianie na przestrzeni ok. 150 m i tworzyły soczewkę o długości ponad 200 m. Celem pobrania próbek do analizy paleokarpologicznej ekipa białoruskich paleobotaników zrobiła 11 profili i pobrała z każdego liczne próbki osadów floronośnych, przepłukanych bezpośrednio przy odsłonięciu. W rezultacie opracowania tych próbek stwierdzono niezwykle bogactwo taksonomiczne flory krukienickiej (125 taksonów). Spośród makroszczałków drzew i krzewów oznaczono *Pinus sylvestris*, *Picea* sp., *Larix* sp., *Taxus baccata*, *Juniperus communis*, *Carpinus betulus*, *Betula* sect. *Albae*, *Alnus glutinosa*, *Frangula alnus*, *Sambucus nigra*, przy czym ilość szcząłków *Carpinus*, *Frangula*, *Sambucus* jest stosunkowo niewielka. Wskazuje to na typową dla interglacjału mazowieckiego przewagę rodzajów drzew iglastych nad liściastymi. Zwłaszcza godna podkreślenia jest obecność kilkunastu

nasion *Taxus baccata*, co wraz z wysokimi wartościami jego pyłku w diagramie pyłkowym, jednoznacznie dokumentuje obecność zbiorowisk z cisem w okolicach Krukienic. Wśród makroszczałków drzew przeważały szpilki, nasiona oraz drobne szyszki błotnej formy *Pinus sylvestris*, a także bardzo liczne owoce *Alnus glutinosa* i mniej obfite orzeszki *Betula* sect. *Albae*. Makroszczałki roślin zielnych występowały niezwykle obficie i ich lista florystyczna jest wyjątkowo długa (patrz: Wieliczekiewicz, 1982). Warto podkreślić obecność tak rzadkich taksonów w innych polskich i białoruskich florach tego wieku jak: *Cladium mariscus*, *Lemna trisulca*, *Iris pseudoacorus*, *Nymphaea alba*, *Caldesia parnassifolia*, *Potamogeton trichoides*, *P. crispus* i niektóre inne gatunki *Potamogeton*. Egzotyczny element flory z Krukienic stanowią gatunki występujące jak zwykle we florach tego wieku takie jak: *Azolla interglacialis*, *Selaginella tetraedra*, *Caulinia goretskyi*, *Potamogeton dvinensis*, *P. panossus*, *P. panormitanoides*, *P. coloratus*, *P. perfoliatus*, *P. dorofeevii*, *Aracites interglacialis*, *Scirpus atroviroides*, *Dulichium arundinaceum*, *Urtica* cf. *thunbergiana*, *Aldrovanda dokturovskyi*, *Nymphaea cinerea*, *Ranunculus sceleratoides*, *Hypericum pleistocenicum*. Ponadto do egzotyków zaliczono trzy taksony dość rzadkie we florach mazowieckich, takie jak: *Vitis sylvestris*, *Sparganium* cf. *crassum*, a także *Potamogeton vaginatus*, którego zasięg współczesny znajduje się daleko na północ od Przedkarpacia. Interesujące jest występowanie obok siebie dwu gatunków *Aldrovanda*, a mianowicie mazowieckiej *A. dokturovskyi* i współczesnej, pojawiającej się w drugiej połowie plejstocenu glacialnego — *A. vesiculosa*.

### Interpretacja paleogeograficzna

Ostatnio Lindner (2001) przedstawił pogląd, że to lądolód skandynawski zlodowacenia san 1, a nie san 2, dotarł do Karpat. Jednocześnie autor ten w swoim artykule podkreślił, iż te „lądolody skandynawskie ... transgredowały w postaci mniej lub bardziej wyodrębniających się lobów lodowych. ... Tym samym mogą być one nie tylko zróżnicowane wiekowo, ale też mogą się wzajemnie przekraczać w obrębie każdego z rozważanych zlodowaceń” (821 str.). Podobną opinię przedstawił Lisicki (2003). W świetle dotychczas zebranych naszych materiałów oraz wyników badań autorów ukraińskich nie mamy na razie podstaw do kwestionowania poglądu o obecności tylko jednego lądolodu na terenie od Przemyśla po dolinę Dniestru oraz tego, że był to lądolód zlodowacenia San 2. Maksymalny jego zasięg był związany z tzw. stadiąłem dnjestru, którego wiek można określić na ok. 520 ka BP. Wydzielono w nim dwie glacyfazy: starszą — samborską i młodszą — krukienicką (Bogucki i in., 1999a). Zasięg glacyfazy krukienickiej pokrywa się mniej więcej z rekonstruowanym przez Lindnera (2001) zasięgiem lądolodu San 1 w strefie międzyrzecza Sanu i Dniestru (ryc. 1).

Deglacjacja po fazie krukienickiej miała charakter arealny. W zagłębieniach terenu pozostały bryły martwego lodu, a pośrednim dowodem ich istnienia może być występowanie charakterystycznych zlepieńców żwirowych w profilu Krukienice III (Bogucki i in., 2000c). Po wytopieniu lodów w kotlinowatych obniżeniach terenu dłużej lub krócej funkcjonowały jeziora, które nazwaliśmy „jezior-

kami krukienickimi” (Bogucki i in., 2000b). Do dzisiaj w rzeźbie tego obszaru przetrwały wyraźne i dobrze czytelne cechy krajobrazu pojeziernego, co zauważył Frideberg (1906), który miał „...wrażenie, jakby lodowiec północny przyczynił się do wytworzenia kotliny, w której leży miasteczko” (tj. Krukienice). Kotliny rejonu Krukienic są niewielkie o dość regularnym, owalnym lub okrągłym zarysie, mają formę małopromiennych, niewielkich obniżeń zamkniętych od południa kolistymi wałami zbudowanymi z pagórów kemowych. Obecnie nie ma w nich naturalnych zbiorników wodnych, bo zostały dość głęboko porozcinane i włączone w system dolin należących do dorzecza Sanu. Zbocza kotlin są dość strome o deniwelacjach rzędu 35-40 m, a dna zabagnione, niekiedy zajęte przez sztuczne stawy ograniczone zastawkami budowanymi w miejscach naturalnych przewężeń. Tę rzeźbę okolic Krukienic można za poglądalną rzeźbę reliktową sprzed ok. 0,5 Ma BP. Warto też zauważyć, że na opracowanej przez Różyckiego (1968, 1972) mapie stref pojezierzy poglądalnych obszar wododzielny Sanu i Dniestru lokuje się przy południowej linii zasięgu pojezierza związanego ze zlodowaczeniem krakowskim (= sanu 2). W tej strefie — jak zauważa Różycki — *zupełny (jest) brak zbiorników wodnych (z interglacjału starszego, tj. wielkiego), które mieściłyby się w zagłębieniach powierzchni morenowej pozostawionej przez (krakowskie) zlodowaczenie* (Różycki, 1972, s. 157). Wskutek długotrwałej erozji, zapoczątkowanej jeszcze w interglacjale starszym *...ślady po pokrywie morenowej zachowały się... jedynie w formie rezydualnej lub uległy pełnemu zniszczeniu, a razem z nią zniknęły osady poprzednio istniejących jezior* (Różycki, 1968, s. 328). Cechy krukienickiego krajobrazu pojeziernego według klasyfikacji Różyckiego (1972) zdają się odpowiadać typowi jezior na wyniosłościach wododziałowych, rozwiniętych w zagłębieniach bezodpływowych wysoczyzny morenowej. Jeziora przestały istnieć prawdopodobnie jeszcze w interglacjale mazowieckim, chociaż nie jest wykluczone, że niektóre mogły przetrwać do następnego glacjału. Jeśli tak, to było to zapewne znane w paleogeografii czwartorzędu zjawisko odnawiania się jezior. Należy także podkreślić, że nie we wszystkich kotlinach wytopiskowych rozwijały się jeziora, jak też nie wszystkie jeziora pozostawiły osady organiczne. Mogły to być także jeziora krótkotrwałe i okresowo wysychające.

Choć w rejonie Krukienic występuje liczny zespół form kotlinowych (ryc. 2), to na szczególnie zainteresowanie zasługują trzy sąsiadujące ze sobą formy takich obniżeń wytopiskowych, położonych na osi W-E, ze względu na zlokalizowane w ich obrębie odsłonięcia II, III i IV (Bogucki i in., 2000a, c). Ewolucję w interglacjale mazowieckim zagłębienia zachodniego (ryc. 3) dokumentują wyniki przedstawionej w tym opracowaniu analizy osadów organogenicznych. Był to zbiornik o owalnym kształcie, dość duży, którego oś dłuższa mierzy ponad 1 km. Kotlinki środkowa i wschodnia, mniejsze, o bardziej regularnym, kolistym kształcie, reprezentują typ form wytopiskowych zapewne płytszych, które jeszcze w końcowych fazach zlodowacenia San 2 zostały częściowo zasypane pyłami lessopodobnymi, których wiek TL mieści się w przedziale 517–448 ka BP (Bogucki i in., 2000c). Interglacjał mazowiecki oprócz torfów reprezentuje gleba kopalna. Fragmenty tej pokrywy glebowej najlepiej zachowały się

w rejonie stanowiska Krukienice II, gdzie zalega ona z opisaną pokrywą torfową. Pod względem typologicznym jest to szara gleba leśna o miąższości ok. 1,5 m, wiązana z warunkami klimatu ciepłego i wilgotnego, która formowała się pod zespołami drzew liściastych lub lasami mieszanymi (Bojarska i in., 1973; Dobrodziejew, 1971). Pod koniec interglacjału wskutek pogorszenia warunków klimatycznych, podniesienia się poziomu wód gruntowych oraz wycofywania się zwartej pokrywy roślinnej, gleba mazowiecka ulegała różnym procesom przekształcającym i niszczącym (Bogucki i in., 2000c). W rejonie profilu Krukienice II nosi ona wyraźne ślady silnego oglejenia, a w pozostałych stanowiskach uległa częściowej (Krukienice III) lub całkowitej erozji (Krukienice IVA, B). W dnach kotlinek tworzyły się płytkie zbiorniki wodne lub też ulegały one zabagnieniu, czego dowód znajdujemy w profilu III, gdzie pakiet organicznego osadu gytiowatego przykrywa zachowane przed erozją fragmenty poziomu B gleby interglacjałnej (ryc. 7). W profilu Krukienice IVB schyłek interglacjału mazowieckiego reprezentuje warstwowany utwór torfiasty o miąższości 30 cm (ryc. 8). Z analizy pyłkowej tego osadu wynika, że rosły w tym rejonie olsza, wierzba, brzoza, modrzew i sosna. Spektrum to może być korelowane z Kr-6 L PAZ, tak więc można przypuszczać, że ten poziom organiczny reprezentuje schyłek interglacjału. Dominacja olszy i paproci wskazywać może na dosyć chłodne warunki klimatyczne. Mułkowe jezioro-błotne osady przykrywające torf świadczą o odnowieniu jeziora na początku następnego okresu glacjałnego. Zagadnieniem intrygującym jest fakt, że powyżej osadów interglacjału mazowieckiego i bezpośrednio przy powierzchni terenu występuje już tylko dość cienka pokrywa osadów stokowych mezoplejstocenijskich.

Przedstawione wyniki badań były finansowane w ramach grantu Prorektora UMCS ds. Badań Naukowych i Współpracy Zagranicznej, pt. *Ewolucja środowiska przyrodniczego na międzyrzeczu Sanu i Dniestru w plejstocenie* (kierownik M. Łanczont).

## Literatura

- ARTJUSZENKO O.T., CHRISTOFOROWA T.F. & KARJEW A.O.W. 1967 — Mindel-risskije miżl' odowikowe torfowiszczje w okolicach s. Krukienyzi Lwiwskoj oblasti. *Ukrinskij Botaniczeskij Żurnal*, 24.
- BER A. 2002 — O zasięgu zlodowacenia Wisły w Polsce północno-wschodniej na podstawie badań geomorfologicznych i termoluminescencyjnych w odpowiedzi Henrykowi Banaszukowi. *Prz. Geogr.*, 74: 243–247.
- BIŃKA K., MARCINIĄK B. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1987 — Analiza palinologiczna i diatomologiczna osadów interglacjału mazowieckiego w Adamówce (Kotlina Sandomierska). *Kwart. Geol.*, 31: 453–474.
- BOGUCKI A. 1972 — Stratygrafia lessów Wyżyny Wołyńskiej. *Przewodnik sympozjum krajowego „Litologia i stratygrafia lessów w Polsce”*, Wyd. Geol., Warszawa: 59–61.
- BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 1999a — Problems of the Quaternary stratigraphy and paleogeography in the San and Dniester interfluvium (Poland and Ukraine borderland). *Quatern. Stud. Pol.*, 16: 3–14.
- BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J., 1999b — Lessy i utwory pylaste na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (Loesses and silt deposits in the San and Dniester interfluvium). *Acta Geograph. Lodziana*, 76: 7–23.
- BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 2000a — Nowe dane o „starym” profilu mezoplejstocenu w Krukienicach. *Seminarium terenowe II „Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru”*, UMCS, Lublin: 102–107.
- BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 2000b — Lichwiński krajobraz pojezierny na międzyrzeczu Sanu i Dniestru.

- Seminarium terenowe II „Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru”, UMCS, Lublin: 109–111.
- BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 2000c — Nowe profile czwartorzędu w rejonie Krukeniec ich znaczenie stratygraficzne i paleogeograficzne. Seminarium terenowe II „Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru”, UMCS, Lublin: 112–125.
- BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & WOJTANOWICZ J. 2002 — Elementy rzeźby glacialnej sprzed 500 tys. lat na międzyrzeczu Sanu i Dniestru (Wschodnie Przedkarpace). VI Zjazd Geomorfologów Polskich, Jelenia Góra–Cieplce: 20–21.
- BOJARSKA T.D., DOBRODIEJEW O.P. & MURATOWA M.W. 1973 — Paleogeograficzkeskie usłowija nakoplenija pleistocenowych otłożeńij bliz s. Krukenicy. Westnik Moskowskowo Uniwersyteta, Geografija, 3, Moskwa: 80–85.
- BRUD S. 2002 — Ewolucja paleogeograficzna zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w późnym neogenie i wczesnym czwartorzędzie. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków.
- BUTRYM J., MARUSZCZAK H. & WOJTANOWICZ J. 1988 — Chronologia termoluminescencyjna osadów lodolodu Sanian (= Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. Ann. Soc. Geol. Pol., 58: 191–205.
- DEMEDIJUK N.S. 1971 — Czwetwerczyje otłoženija [W:] Geologičeskoje strojenije i gorjučizje iskopajemyje Ukrainskich Karpat, W.W. Głuszko, S.S. Kruglow [red.], Niedra, Moskwa: 245–253.
- DEMEDIJUK N.S. & CHRISTOFOROWA T. F. 1975 — Pro perszu znachidku pochowanogo torfowiszczza mikulinskowo wiku w Peredkarpatti. Dopowidi Akademii Nauk Ukr. RSR, ser. B, Geologija, Geofizyka, Chimia, Biologija, Kijew: 678–682.
- DEMEDIJUK N.S. & DEMEDIJUK J.H. 1988 — Dniestrowski lednikowyj pokrow Predkarpattja. Akad. Nauk. Ukr. SSR, Kijew: 1–54.
- DEMEDIJUK N.S. & DEMEDIJUK J.H. 1995 — Osobliwosti litologii widkladiv dnistrowskowo kompleksu Peredkarpattja. Geologičeskij Żurnal, 2, Instytut geologicznych Nauk NAN Ukrainy, Kijew: 47–51.
- DOBRODIEJEW O.P. 1971 — Lichwinskaja pogrebiennaja poczwa Sano-Dniestrowskowo meždurečja. Wiestnik Moskowskowo Uniwersyteta, ser. U, Geografija, 3: 108–111.
- FRIEDBERG W. 1906 — Atlas geologiczny Galicyi, arkuszy Sambor. Tekst do z. 19. Akademia Umiejętności, Kraków: 1–37.
- GRICZUK W.P. & GURTOWA E.E. 1981 — Mieźlednikowje ozer-no-bolotnija otłoženija u s. Krukenicy. [W:] Woprosy paleogeografii plejstocena lednikowych i periglacialnych oblastiej. Izdatielstwo Nauka, Moskwa: 59–91.
- HARMATA K. & KALINOWICZ N. 2001 — Ślady działalności człowieka w diagramach pyłkowych z dorzecza górnego Dniestru. [W:] J. Gancarski (red.) — Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich. Materiały z sesji naukowej, Krosno, 14–15 grudnia 2000 r., Wyd. Muzeum Podkarpackie w Krośnie: 230–240.
- HERENCZUK K.I., DEMEDIJUK M.S. & ZDENIU K.M.W. 1966 — Do czwterwercznoje paleogeografii Sansko-Dnistrowskowo meźiriczcza. [W:] Paleogeograficzni umowi territorii Ukraini w plieneni ta antropogeni. Kijew, Naukowa dumka: 5–19.
- HERENCZUK K.I., DEMEDIJUK N.S. & ZDENIU K.M.W. 1972 — Okskoje materikowje oledienienije na zapadie Ukrainy i jego kraiewyje formy. [W:] Kraiewyje obrazowanija materikowych oledienienij. Nauka, Moskwa: 238–245.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1987 — Uwagi na temat palinostatygrafii czwartorzędu. Kwart. Geol., 31: 155–162.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1991 — Problemy palinostatygrafii glacialnego plejstocenu Polski z uwzględnieniem wyników analizy pyłkowej osadów interglacialnych z Besiekierza (środkowa Polska) Ann. UMCS, Sec. B, Lublin, 46, suppl. I: 1–26.
- KALINOWICZ N. 2001a — Roślinność Werchniodnistrowskoi Dolyny (Doliny Górnego Dniestru Przedkarpacia) w holocenie. Roczn. Bieszczadzkie 2000, 9: 141–149.
- KALINOWICZ N. 2001b — Palinologiczna charakterystyka wykopnogi pozryzu Kolodiiw (Peredkarpattja). Wisnyk Lwiwskowo Uniwersyteta, Ser., 28: 65–70.
- KALINOWICZ N. & HARMATA K. 2001a — Rekonstrukcja istoriji roslinnosti Werchn'odnistrowskoi Riwniny w holoceni na osnovi palinologiczno analizy torfowych widkladiv. Wisnyk Lwiwskowo Uniwersyteta., Ser. biol., 27: 78–88.
- KALINOWICZ N. & HARMATA K. 2001b — Fazy osadnicze w diagramach pyłkowych z doliny Bystricy (Podkarpace) [W:] J. Gancarski (red.) — Neolit i początki epoki brązu w Karpatach polskich. Mat. z sesji naukowej Krosno, 14–15 grudnia 2000 r. Wyd. Muzeum Podkarpackie w Krośnie: 223–227.
- KOSTYNIUK K.M. 1938 — Analiza pyłkowa dwóch torfowisk w okolicy Rudek i Sambora. Kosmos, Ser. A., 63: 393–412.
- KRAWCZUK J. S. 1999 — Geomorfologija Peredkarpattja. Merkator, Lwiw: 1–188.
- KRÓL S. 1975 — Zarys ekologii. [W:] Cis pospolity — *Taxus baccata* L. PAN Inst. Dendr. PWN, Warszawa–Poznań: 78–103.
- KRUPIŃSKI K.M. 1995 — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacialu mazowieckiego w świetle badań osadów z Podlasia. Acta Geograph. Lodziana, 70: 1–200.
- KRUPIŃSKI K. M. 2000 — Korelacja palinostatygraficzna osadów interglacialu mazowieckiego z obszaru Polski. Pr. Państw. Inst. Geol., 69, Warszawa: 5–61.
- KUSIAK J. 2002 — Metoda datowania TL stosowana w laboratorium Zakładu Geografii Fizycznej o Paleogeografii UMCS. Seminarium terenowe II Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru, UMCS, Lublin: 55–57.
- LINDNER L. 2001 — Problem wieku i zasięgu lodolodów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. Prz. Geol., 49: 819–821.
- LISICKI S. 2003 — Zasięgi lodolodu skandynawskiego w dorzeczu Wisły wyznaczone na podstawie petrograficznych badań glin lodowcowych w nawiązaniu do izotopowych stadiów tlenowych. Prz. Geol., 51: 217–223.
- ŁANCZONT M. (red.) 2000 — Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru. Seminarium terenowe II, Krasiczyn 4–6 października, 2000.
- MAMAKOWA K. & WIELICZKIEWICZ F. 1993a — Exotic plants in the floras of the Mazovian (Alexandrian) Interglacial of Poland and Belarus. Acta Palaeobot., 33: 305–319.
- MAMAKOWA K. & WIELICZKIEWICZ F. 1993b — Aracites interglacialis Wieliczki — exotic plant found in the floras of the Mazovian (Alexandrian, Likhwinian) Interglacial in Poland, Belarus, Russia and the Ukraine. Acta Palaeobot., 33: 321–341.
- NITYCHORUK J. 2000 — Climate reconstruction from stable-isotope composition of the Mazovian Interglacial (Holsteinian) lake sediments in eastern Poland. Acta Geol. Pol., 50: 247–294.
- PETRYCZENKO O. I., PANOW, G. M., PERYT T. M., SREBRODOLSKI B. I., POBEREŻSKI A.V. & KOWALEWICZ W. M. 1994 — Zarys geologii miocennskich formacji ewaporatowych ukraińskiej części zapadiska przedkarpackiego. Prz. Geol., 42: 734–737.
- PRZEPIÓRSKI W. 1938 — Dyluwium na Płaskowyżu Chyrowsko-Gródeckim. Kosmos, 63, Lwów: 182–245.
- RACINOWSKI R., SEUL C., ŁANCZONT M. & BOGUCKI A. 2003 (w druku) — Osady międzyrzecza Sanu i Dniestru w świetle wyników analiz uziarnienia i minerałów ciężkich [W:] Problemy inżynierii środowiska w województwie środkowo-pomorskim. Świnoujście–Ystad 30–31 maja 2003, XI Seminarium Naukowe Regionalne problemy ochrony środowiska w ujściu Odry.
- ROMER E. 1906 — Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. Kosmos 31, Lwów: 363–386.
- ROMER E. 1907 — Kilka spostrzeżeń i wniosków nad utworami lodowcowymi między Przemysłem a Dobromilem, Kosmos, 32, Lwów: 423–440.
- RÓŻYCKI S.Z. 1968 — Zmiany zasięgu pojezierzy w Polsce w czasie interglacialów. Prz. Geogr., 40: 325–331.
- RÓŻYCKI S.Z. 1972 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Wyd. III. PWN, Warszawa.
- RUDNICKI S. 1907 — Z Nadoby do morfologii podkarpackowo stoczyszcza Dnistra. Zbiryk Mat.-Pryrod.-Likar., Sek. Nauk. Tow. im. Szewczenka, 11, Lwów.
- SEUL C. 2002 — Porównanie wyników uziarnienia analizy agregatowej i elementarnej próbek lessu z profilu zagwizdże w Zachodniej Ukrainie. [W:] Łanczont M. (red.) — Glacjał i peryglacjał na międzyrzeczu Sanu i Dniestru. Seminarium terenowe II, Krasiczyn 4–6 października, 2000: 86–87.
- STANKOWSKI W. 1996 — Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. Geologos, 1, Poznań: 149–157.
- SZAFER W. 1953 — Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 22: 1–99.
- SZAKYN W.A. 1977 — Geologiczkeskaja karta Ukrainskich Karpat i przylegajuszczych progibow, 1:200 000. Ukrainski Naukowo-issledowatel'nyj geologiczkeskij Instytut, Lwiw.
- ŚRODOŃ A. 1955 — *Pterocarya cf. fraxinifolia* Spach. w polskim plejstocenie. Acta Soc. Bot. Pol., 24: 635–637.
- ŚRODOŃ A. 1957 — Flora interglacialna z Gościęcina koło Koźła. Biul. Inst. Geol., 118: 7–60.
- ŚRODOŃ A. 1975 — Historia cisa na naszych ziemiach. [W:] Cis pospolity — *Taxus baccata* L. Nasze drzewa leśne, t. III, PWN, Poznań: 7–17.
- TEISSEYRE H. 1938 — Czwartorzęd na przedgórzu arkuszy Sambor i Dobromil. Roczn. Pol. Tow. Geol., 13: 13–81 Kraków.
- WALANUS A. & NALEPKA D. 1994 — POLPAL, Palinologiczna Baza Danych, Wydawnictwa IB PAN, Kraków.
- WALANUS A. & NALEPKA D. 1998 — (unpubl.) POLPAL dla Windows. Instrukcja użytkownika.
- WEST R.G. 1962 — A note of *Taxus* pollen in the Hoxnian Interglacial. The New Phytol. 61: 189–190.
- WIELICZKIEWICZ F. Ju. 1982 — Plejstocenowe flory lednikowych oblastej Wostoczno-Ewropejskoi Rawiny. Mińsk. Nauka i Technika: 48–51.
- ZIERHOFFER A. 1932 — Northern gravels on the right bank of the Dniester near Sambor. Roczn. Pol. Tow. Geol., 8: 222–223.