

POZYCJA STRATYGRAFICZNA PLEJSTOCENSKICH OSADÓW ORGANOGENICZNYCH NOWEGO SIOŁA (PŁASKOWYŻ TARNOGRODZKI, KOTLINA SANDOMIERSKA)

Wanda Laskowska-Wysoczańska & Janina Oszast¹

Instytut Nauk Geologicznych PAN, Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Laskowska-Wysoczańska, W. & Oszast, J., 1990. Pozycja stratygraficzna plejstocenijskich osadów organogenicznych z Nowego Siola (Płaskowyż Tarnogrodzki, Kotlina Sandomierska). Stratigraphic position of Pleistocene organic-rich sediments in Nowe Siolo (Tarnogród Upland, Sandomierz Basin). (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 60: 169-193.

Abstract: A sequence of Pleistocene organic-rich and organogenic sediments exposed in Nowe Siolo is important for the Quaternary stratigraphy of the Sandomierz Basin region. The studied sediment-fill of the glacial depression within the till of the Middle Poland Glaciation (Saalian) occurs at present within a watershed. Two segments of different age are distinguished in the sequence. The older, organogenic deposits contain flora suggestive of a climate colder than that interpreted from the Mazovian (Holsteinian) interglacial floras. These deposits are ascribed to a warm period after Middle Poland Glaciation. The younger fine-sand to silt accumulated during the Vistulian, under cold, continental climate.

Manuscript received 28 April 1987, revision accepted 25 May 1989

Abstrakt: Stanowisko plejstocenijskich osadów organogenicznych z Nowego Siola w Kotlinie Sandomierskiej ma istotne znaczenie dla stratygraficznego rozpozniowania osadów czwartorzędowych tego rejonu. Badane osady wypełniające polodowcowe zagłębienie, wytworzone w glinie zwałowej wiązanej ze zlodowaceniem środkowopolskim, występują w obrębie współczesnego działu wodnego. Składają się one z dwóch różnowiekowych serii. Starsza organogeniczna w świetle badań paleobotanicznych zawiera florę chłodniejszą od znanych flor interglacjalu mazowieckiego. Nawiązanie do szerszego tła geologicznego pozwoliło florę tę odnieść do okresu ocieplenia po zlodowaceniu środkowopolskim. Młodsze osady drobnopiaszczyste i pylaste utworzyły się natomiast w chłodnym, kontynentalnym okresie, w czasie trwania zlodowacenia Wisły.

¹Zmarła (Deceased) 9.10.1986.

WSTĘP

W jednym z profili wierceń poszukiwawczych surowców, wykonanych w 1974 roku przez Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie, natrafiono na 3-metrowy zespół osadów opisanych jako „torf szarobrunatny z dużymi kawałkami zwęglonych roślin” występująca na głębokości 7 metrów. Położenie tych osadów w centralnej części działu wodnego pomiędzy rzekami Brusienka i Buszcza (Fig. 1 i 2) było na tyle interesujące, że w 1978 roku i w latach następnych przeprowadzono dokładniejsze badania geologiczne tego rejonu. Wykonano dodatkowo trzy wiercenia, z których jedno, o głębokości 16 metrów przebiło serię osadów organogenicznych. Seria ta została opracowana paleobotanicznie. Materiał z wierceń i licznych sond wykonanych w rejonie stanowiska utworów organogenicznych posłużył do scharakteryzowania sytuacji geologicznej tych osadów i ich stosunku do znajdującej się w otoczeniu gliny zwałowej. Analiza geologiczno-paleogeomorfologiczna oraz wyniki opracowania paleobotanicznego pozwoliły na próbę korelacji

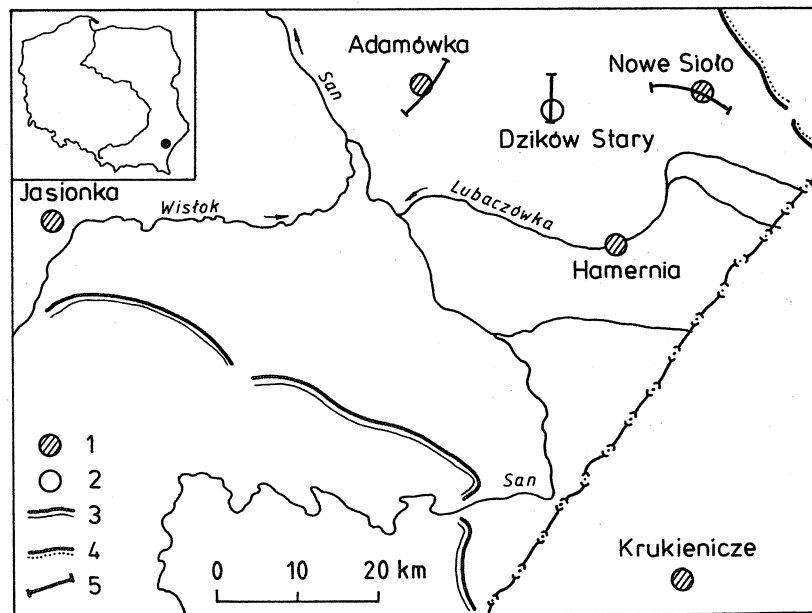


Fig.1. Lokalizacja stanowisk plejstoceńskich flor kopalnych w południowo-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. 1 — flory kopalne opracowane paleobotanicznie; 2 — flory kopalne nie opracowane; 3 — brzeg Karpat; 4 — krawędź Roztocza; 5 — linie przekrojów geologicznych

Fig.1. Localities of Pleistocene fossil floras in the southeastern part of the Sandomierz Basin. 1 — paleobotanically elaborated floras; 2 — floras not determined; 3 — boundary of the Carpathian overthrust; 4 — margin of the Roztocze Upland; 5 — lines of geological sections

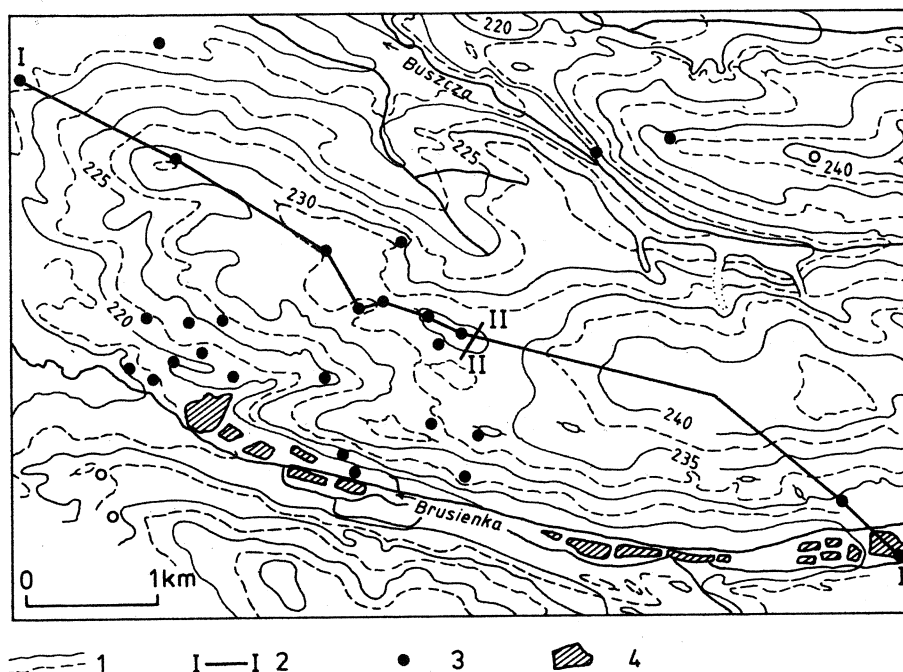


Fig.2. Mapa hipsometryczna okolic Nowego Siola. 1 — poziomice ciągle co 5 m, przerywane co 2,5 m; 2 — I — I linia przekroju (Fig.3), II — II linia przekroju (Fig.6); 3 — wiercenia i sondy; 4 — stawy

Fig.2. Hypsometric map of the Nowe Siolo area. 1 — solid lines at 5 m interval, dashed lines at 2.5 m interval; 2 — I — I course of the section in Fig. 3, II — II line of the section in Fig.6; 3 — boreholes and soundings; 4 — ponds

stratygraficznej osadów z nowego Siola z opracowanymi wcześniej stanowiskami flor kopalnych Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1967, 1984, 1988; Dąbrowski, 1967; Bińka *et al.*, 1988) w nawiązaniu do stratotypowego stanowiska interglacjalnego w Krukienicach na międzyrzeczu San — Dniestr w Zachodniej Ukrainie (Gierieniczuk *et al.*, 1972; Bojarskaja *et al.*, 1973; Opornyje razriezy..., 1980).

W czasie przygotowywania do druku niniejszego artykułu nieubłagana śmierć zabrała współautorkę Doc. dr hab. Janinę Oszast. Ostatnia dyskusja na temat stratygrafii i wieku stanowiska w Nowym Siolu i ostateczne uzgodnienie tekstu opracowania miały miejsce w czerwcu 1986 roku. W październiku Doc. Oszast już nie żyła. Pierwszą propozycję nawiązań wiekowych osadów z Nowego Siola do innych stanowisk na podstawie badań paleobotanicznych J. Oszast przedstawiła w *Sprawozdaniach z Badań Naukowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN* w 1983 roku (Oszast, 1983). Jednakże sytuacja geologiczna osadów organogenicznych tego stanowiska

w nawiązaniu do szerszego tła skłoniła autorki do ponownego przedyskutowania ich pozycji stratygraficznej. Stanowisko w Nowym Siole jest jednym z nielicznych stanowisk środkowego plejstocenu w Kotlinie Sandomierskiej i ma bardzo istotne znaczenie dla stratygraficznego rozpoziomowania osadów czwartorzędowych tego regionu.

Podjęta przed laty współpraca dotycząca stanowiska w Nowym Siole dała mi możliwość bliższego kontaktu z Docent Janiną Oszast. Pragnę wyrazić mój hołd dla Zmarłej i wdzięczność, że dane mi było zetknąć się z tak wspaniałym Człowiekiem i naukowcem.

Bardzo dziękuję Dr M. Ziemińskiej-Tworzydło i Dr K. Krupińskiemu za uwagi merytoryczne dotyczące tekstu opracowania paleobotanicznego w czasie przygotowywania artykułu do druku.

SYTUACJA GEOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNA STANOWISKA W NOWYM SIOLE

Badane osady organogeniczne występują w odległości około 2,5 km na wschód od Cieszanowa. Jest to obszar zdenudowanego działu wodnego Brusienka i Buszcza spływających z krawędzi Rostocza do rzeki Wirowa. Wysokość tego działu sięga 230 — 235 m n.p.m., ku wschodowi wznosząc się do 243 m n.p.m. (Fig. 2). Prawie całą powierzchnię wyniesienia pokrywają utwory piaszczyste, miejscami mniej lub bardziej gliniaste, często przechodzące w ciemnożółte mułki ilaste. Miąższość tych utworów, leżących w stropie gliny zwałowej, dochodzi do 2 m. Gлина zwałowa zajmuje najwyższe partie wysoczyzny wznoszącej się na około 15 — 20 m nad dno dolin potoków (Fig. 3). Miąższość omawianej gliny, nawierconej w otworze NS2, wynosi 4,2 m. Jest to glina zawierająca znaczne ilości frakcji mułowo-piaszczystej, o dużej plastyczności i stosunkowo małej zawartości żwirków i głazików, których średnica wynosi od kilku milimetrów do 3 cm. Wśród żwirków występują skały skandynawskie, lokalne gezy i opoki oraz wapienie detrytyczne pochodzące z wyżyn środkowopolskich.

W niektórych miejscach widoczne jest warstwowanie i smugowanie gliny. Gлина jest odwapniona, barwy szarordzawej, a miejscami oliwkowożółtej. Ku dołowi przechodzi bez wyraźnej granicy w mułki ilaste stalowoszary, wapniste, nie wykazujący warstwowania, ze sporadycznie pojawiającymi się żwirkami o średnicy 2 — 4 mm. Skład granulometryczny i mineralogiczny mułków ilastych przedstawiono na Fig. 4 i 5 (NS2). Pod względem składu mineralnego cechują się one znaczną zawartością muskowitu (około 40%). Mineral ten w ilościach ponad 50% występuje w lessach i mułach trzeciorzędowych Kotliny Sandomierskiej. Omawiane osady mogą zatem pochodzić ze zniszczenia występujących w otoczeniu osadów trzeciorzędowych. Były one deponowane w lokalnych obniżeniach aluwialnej równiny piaszczystej (Fig. 3, warstwa 3). Miąższość piasków wypełniających dolinę

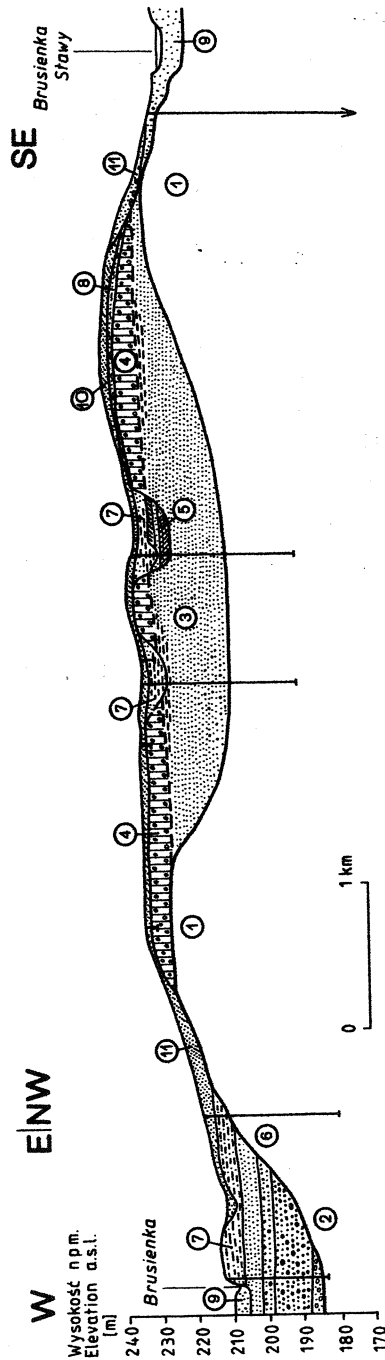


Fig. 3. Przekrój geologiczny I — I na linii Brusienka — Brusienka Stawy. 1 — ily, mulki i piaski ilaste (miocen); 2 — piaski różnoziarniste z otoczkami i żwirami również skal lokalnych (schyłek zlodowacenia południowopolskiego?); 3 — piaski drobnoziarniste i mulki ku dolowi z domieszką frakcji grubszej oraz lokalnie z domieszką żwirów — rzeczne (schyłek interglacjalu mazowieckiego i początek zlodowacenia środkowopolskiego); 4 — glina zwalowa (zlodowacenie środkowopolskie, stadial (maksymalny); 5 — osady organogeniczne, jeziorne (interglacjal?); 6 — utwory rzeczne (interglacjal eemski); 7 — utwory piaszczysto-pylaste i lessopodobne (młodszy plejstocen); 8 — piaski gliniaste produkt denudacji gliny zwalowej; 9 — utwory rzeczne; 10 — piaski eoliczne; 11 — kółwia gliniasto-piaszczyste (warstwy 8 — 11) — schyłek plejstocenu i holocen

Fig. 3. Cross-section I — I along the line Brusienka — Brusienka Stawy. 1 — clays, muds and clayey sands (Miocene); 2 — poorly-sorted pebbly sands containing pebbles of local derivation (? end of South Poland Glaciation); 3 — fining upward fine sand to silt (end of Mazovian Interglacial and beginning of Middle Poland Glaciation); 4 — till (Middle Poland Glaciation maximum); 5 — organogenic and organic-rich lacustrine sediments (? interglacial); 6 — fluvial sediments (Eemian); 7 — sand to silt and loess-type sediments (late Pleistocene); 8 — clayey sand from redeposited till; 9 — fluvial sediments; 10 — aeolian sand; 11 — colluvial clayey sand (layers 8 — 11) — (late Pleistocene and Holocene)



Fig. 4. Diagram skład mineralny w utworach mulowo-piaszczystych (oznaczenia wykonał A. Barczuk)

Fig. 4. Mineral composition of the Miocene clays to sands (determined by A. Barczuk)

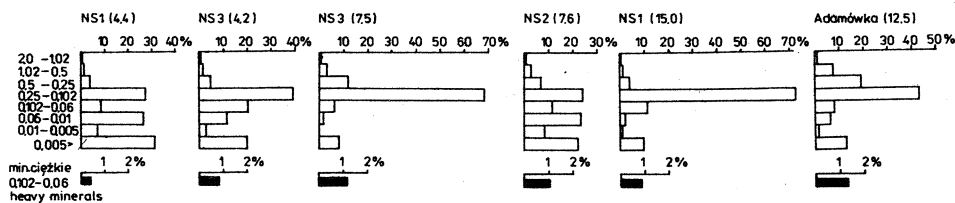


Fig. 5. Diagram skład granulometryczny utworów piaszczysto-mułkowych

Fig. 5. Grain-size composition of the Miocene clays to sands

wyrodowaną w trzeciorzędowych mulach wynosi około 16 m. Są to piaski przeważnie drobne z mniejszą lub większą domieszką mułków. Ku dołowi zwiększa się udział frakcji średnioziarnistej i sporadycznie pojawiają się żwirki kwarcowe o średnicy do 1 cm. Skład granulometryczny i minerałów ciężkich dwóch próbek piasków z głębokości 15 m (NS1) i 7,5 m (NS3) przedstawiają Fig. 4 i 5. Różnice w składzie mineralnym w stosunku do wyżej omówionych mułków dotyczą zawartości muskowitu, która w badanych piaskach wynosi tylko 7,2 i 2,4%. Zaznacza się natomiast większy udział rutylu i cyrkonu, minerałów najbardziej odpornych na procesy niszczące. Są to zatem osady bardziej wyselekcjonowane pod względem odporności, co można tłumaczyć dalszym transportem lub wielokrotną redepozycją materiału.

Na dość płaskiej równinie działu wodnego, będącego wysoczyzną polodowcową łagodnie obniżającą się w kierunku WN, widoczne są niewielkie zagłębienia wypełnione utworami piaszczysto-pylastymi. Zagłębienia te pojawiają się w miejscach, gdzie brak ciągłej pokrywy gliny zwałowej

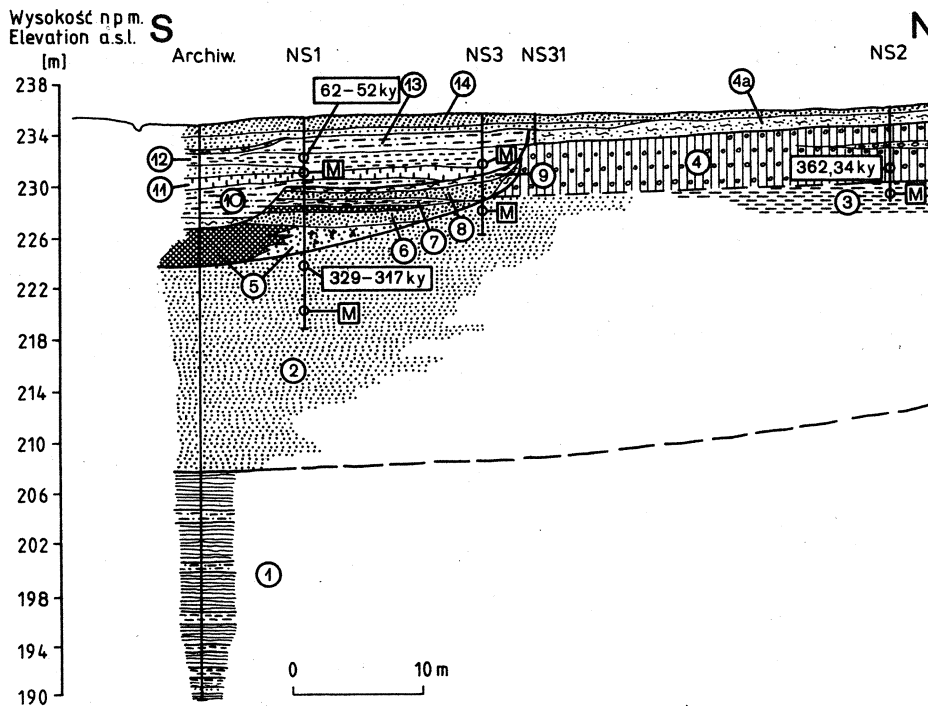


Fig.6. Przekrój geologiczny II — II przez osady kopalnego jeziora w Nowym Siole. 1 — ility lupkowe, szare z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych i mulków (miocenu); 2 — piaski drobno- i średnioziarniste, szarżółte; 3 — mulki szare; 4 — glina zwałowa; 4a — piaski zaglinione; 5 — torf szarobrunatny ze szczątkami drewna, zazębiający się z piaskiem humusowym z drewnem; 6 — piaski drobnoziarniste brunatne z humusem; 7 — torf czarny, przechodzący w czarny namul ilasty; 8 — piasek różnoziarnisty ze żwirami, jasnożółty; 9 — utwory gliniasto-piaszczyste, brunatne, z humusem, zboczowe (z glebą kopalną?); 10 — ility spiazczony, beżowopopielaty; 11 — ility żółtordezawy, plastyczny; 12 — mulki piaszczyste i piaski drobnoziarniste, szarordzawe; 13 — piaski drobnoziarniste, przewiane; M — oznaczenia składu mineralnego i granulometrycznego osadu

Fig.6. Geological section II — II of the Pleistocene sediments in Nowe Sioło. 1 — gray shaly clay intercalated with fine-sand to silt (Miocene) 2 — grayish-yellow, fine- to medium-grained sand; 3 — gray silt; 4 — till; 4a — clayey sand; 5 — gray-brown peat with wood fragments interfingering with organic-rich sand with wood fragments; 6 — brown, organic-rich fine sand; 7 — black peat passing into black organic mud; 8 — light, poorly sorted pebbly sand; 9 — brown colluvial clayey yellow, plastic clay (? with fossil soil) 10 — reddish-beige sandy clay; 11 — reddish-yellow, plastic clay; 12 — reddish-gray, sandy silt to fine sand; 13 — aeolian fine sand; M — mineralogically and texturally studied samples

(Fig. 3). W jednym z nich, w spągu utworów pylasto-piaszczystych występują kopalne osady organogeniczne będące przedmiotem niniejszego opracowania.

Geneza kotlinowatego zagłębienia nie jest całkowicie jasna. Może się

ona wiązać z eworsyjną działalnością wód lodowcowych lub z wytapianiem się bryły martwego lodu w okresie deglacjacji. Morfologia tego zagłębienia dokładniej poznana jest w jego północnej „przybrzeżnej” części długości około 30 m, ograniczonej krawędzią zbudowaną z gliny zwałowej. Dno dawnego zbiornika stanowią piaski leżące pod gliną (Fig. 6, warstwy 2 i 4). Długość zbiornika w kierunku południowym nie przekracza 120 m. W tej bowiem odległości sonda przebiła dwumetrową warstwę piasków leżących na glinie zwałowej.

Zapełnianie osadami tego niewielkiego poglacialnego jeziora, aż do całkowitego wyrównania powierzchni terenu, nastąpiło w dwóch etapach. Świadczą o tym dwie różne genetycznie serie osadów wypełniających, których różnorodność wykształcenia była wynikiem procesów sedymentacyjnych warunkowanych zmianami klimatycznymi.

SERIA ORGANOGENICZNA WYPEŁNIAJĄCA JEZIORO POŁODOWCOWE

Kopalną serię jeziorną rozpoczynają piaski drobnoziarniste niekiedy żyłone, ciemnobrunatne, humusowe, z pojawiającymi się kawałkami drewna dochodzącymi do 2 cm długości. Miąższość tych utworów wynosi około 3 m (Fig. 6, warstwa 6). W głębszej części jeziora utwory odpowiadające tej serii zostały opisane w dokumentacji archiwalnej jako „torf szarobrunatny z dużymi kawałkami zwęglonych roślin”, mających miąższość 3,2 m (warstwa 5). Powyżej piasków humusowych leży cienka, około 40 cm warstwa torfu brunatnoczarnego silnie rozłożonego, z wyraźnie widocznymi makroszczątkami flory, miejscami bardziej piaszczystego lub ilastego (warstwa 7). Ku górze utwór ten przechodzi w muł ilasty organogeniczny, czarny, zwięzły, wśród którego pojawiają się żwirki i niekiedy gładziki kwarcytowe i krystaliczne o średnicy od 3 mm do 5 mm. W partiach stropowych mułu występują wkładki piaszczyste. Miąższość omawianego utworu wynosi 68 cm.

Osady organogeniczne przykrywa warstwa o grubości 80 cm piasków różnoziarnistych, pylastych, z domieszką grubszych ziarn o średnicy od 0,5 do 1 mm i sporadycznie żwirków do 1 cm (warstwa 8). Fragmenty lityczne stanowią skały krystaliczne, kwarcy i kwarcyty. Na głębokości około 6 m od powierzchni w omawianych piaskach pojawia się organogeniczna warstewka grubości 0,5 cm. Jest to muł ilasty barwy od ciemnobrunatnej do czarnej. Na tej warstwie kończy się profil palinologiczny osadów organogenicznych omówiony w dalszej części artykułu. W osadach organogenicznych nie stwierdzono obecności okrzemek.

Występowanie na przemian osadów piaszczystych z humusem i szczątkami drewna, mułku ilastego organogenicznego i torfu wskazuje na okresowe zmiany ilości wody w zbiorniku aż do zupełnego spłycenia i zabagnienia, a nawet wyschnięcia. Zmiany te warunkowane klimatem zostały zapisane

w diagramie pyłkowym. Wyróżnione cztery fazy charakteryzują się różnym składem zbiorowisk roślinnych. Problem ten omówiony jest w części paleobotanicznej artykułu.

OSADY PIASZCZYSTO-PYLASTE W STROPIE SERII ORGANOGENICZNEJ

Zmiana warunków, w jakich zachodziła depozycja osadów przykrywających serię organogeniczną, znajduje swoje odbicie w tych osadach wykazujących zmienność w pionie i rozprzestrzenieniu poziomym. Poznanie osadów umożliwiły trzy wiercenia usytuowane w obrębie omawianej kotliny (Fig. 6). Ogólna miąższość osadów piaszczysto-pylastych i ilastych wynosi od 4,7 m w strefie przybrzeżnej do 7,8 m w części centralnej.

Po zapełnieniu osadami organogenicznymi poglacialnego obniżenia nastąpiła sedimentacja piasków różnoziarnistych, słabo wysegregowanych, z udziałem frakcji mułkowej i ilastej oraz z niewielką domieszką żwirków złożonych ze skał krystalicznych, kwarców i kwarcytów o średnicy od 1 mm do 1 cm. Miąższość piasków wynosi około 70 cm (Fig. 6, warstwa 8). W stropie piasków pojawia się 10-centymetrowej miąższości warstwa łu piaszczystego, barwy oliwkoszarej, ze sporadycznie występującymi żwirkami o podobnym składzie co wyżej i średnicy do 1 cm (Fig. 6, NS1, warstwa 9). W kierunku północnym miąższość tej warstwy zwiększa się do 60 cm (NS3). Zmienia się również charakter osadu na bardziej gliniasty i nierównomiernie spiazszony. Jest on barwy brunatno-szarej z widoczną zawartością humusu w formie nieregularnych wkładek o szaroczarnym zabarwieniu. Opisywany utwór jest w głównej swej masie bezstrukturalny, ale miejscami z zaznaczonym warstwowaniem płaskim, o dość znacznym nachyleniu, na przemian piasków prawie białych i brunatnoszarych zailonych. W niektórych miejscach warstwowanie uległo zdeformowaniu. Pomimo obecności humusu, w osadach tych nie stwierdzono pyłku roślinnego. Charakter opisywanego utworu, jego cechy strukturalne oraz udział humusu pochodzącego z redeponowanej gleby kopalnej wskazują, że jest to osad zboczowy gromadzony u podnóża kopalnej krawędzi, zbudowanej z gliny zwałowej. Rozwój procesów zboczowych i obecność przemieszczonej gleby kopalnej są wynikiem zmiany warunków środowiska sedimentacyjnego w polodowcowej kotlinie i wskazują na przerwę w procesie jej zasypywania.

Dalszy ciąg zapełniania kotliny miał miejsce po częściowym rozcięciu erozyjnym serii organogenicznej do głębokości około 2 m i wypełnieniu powstałej dolinki osadami piaszczysto-ilastymi (Fig. 6, warstwa 10). Osadem charakterystycznym, pokrywającym całą powierzchnię kotliny warstwą o miąższości od 60 cm do 1 m, są ły plastyczne i zbite, bezwapienne, wyróżniające się jaskrawą żółtordzawą barwą. Miejscami ły te są bardzo drobno laminowane piaskiem (Fig. 6, warstwa 11). Próbkami omawianego osadu pochodzące z głębokości 4,4 m (NS1) i 4,2 m (NS3) poddano analizie

granulometrycznej (Fig. 5) i mineralnej (Fig. 4). Skład granulometryczny i mineralny obu próbek przedstawia się bardzo podobnie. W minerałach ciężkich dominują minerały nieprzezroczyste (29,3 — 34,6%) i muskowit (9,5 — 25%). Dość znaczny jest udział turmalinu (10 — 11,6%), epidotu (5,1 — 9,0%) i staurolitu (3,9 — 5,1%), granatów zaś jest nieco mniej (3,2 — 3,8%), co można tłumaczyć eliminacją tego mniej odpornego składnika w procesie wietrzenia i transportu.

Powyżej występują mulki o miąższości około 2,8 m, które w rozprze-strzeniu poziomym i w pionie są mniej lub więcej spiaszczone względnie wzbogacone we frakcję ilastą (warstwa 12 i 13). Strop osadów dolinnych i piasków zglinionych, leżących na glinie zwalowej (warstwa 4a), pokrywają piaski drobno- i średnioziarniste o miąższości do 1,5 m (warstwa 14). Piaski te stanowią produkt wietrzenia, przemycia i przewiania w procesie denudacji wysoczyzny polodowcowej.

Osady o podobnej genezie i wykształceniu zapełniają kotlinowate zagłębienie położone na zachód od omówionego wyżej (Fig. 3).

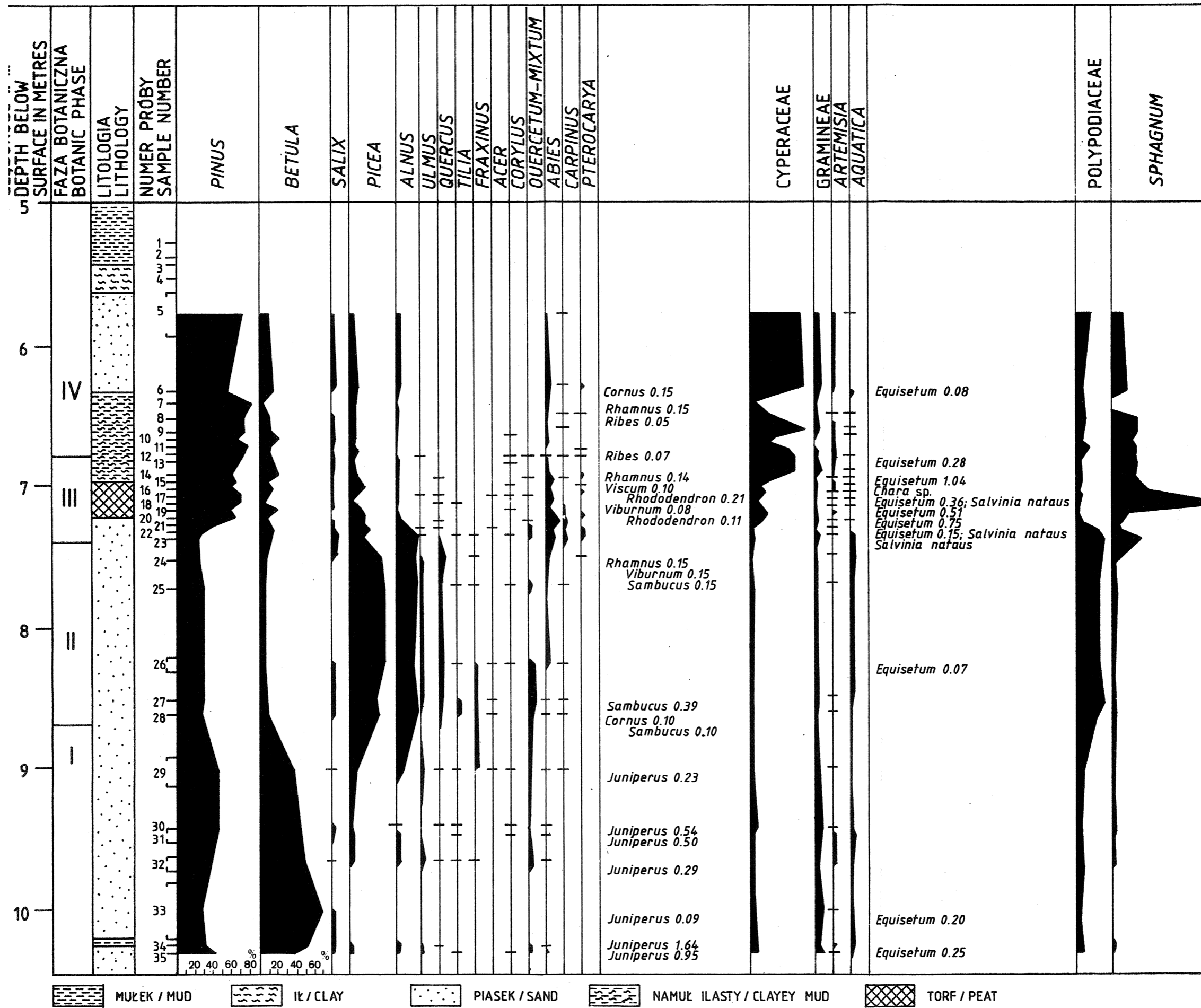
BADANIA PALEOBOTANICZNE

Materiały do studiów paleobotanicznych pochodzą z osadów organogenicznych o miąższości 4,55 m (wiercenie NS1), z których pobrano 35 próbek do badań palinologicznych oraz 28 próbek do analizy szczątków makroskopowych. Z profilu wiercenia NS3, usytuowanego około 14 m na północ od otworu NS1, poddano analizie 5 próbek, pobranych z utworu zbo-czowego, piaszczysto-gliniastego z zawartością humusu. Wszystkie próbki z tego profilu okazały się całkowicie pozbawione pyłku roślin, jak również szczątków makroskopowych. Wobec tego dyskusja nad osadem z Nowego Siola opiera się na wynikach uzyskanych tylko z wiercenia NS1. Pierwsza próbka stropowa z tego profilu pochodzi z głębokości 5,9 m, próbka spągowa — z głębokości 10,35 m (Fig. 6).

OPIS BADAŃ MATERIAŁU I UWAGI METODYCZNE

Próbki do analizy mikroskopowej pobrane zostały w różnych odstępach (Fig. 7). Poszczególne próbki okazały się zróżnicowane pod względem stanu zachowania sporomorf, szczególnie zaś pod względem frekwencji. Najlepiej były zachowane sporomorfy z warstwy torfu i nadległej serii namulów ilastych. Cztery stropowe próbki z serii mulków i piasków z domieszką frakcji ilastej, na głębokości 5,20 do 5,60 m były całkowicie pozbawione pyłku roślinnego.

Do badań mikroskopowych próbki były rozpuszczane w kwasie fluorowodorowym i macerowane metodą acetolizy (Erdtman, 1943). Wartość procentowego udziału poszczególnych rodzajów w składzie roślinności obliczono



z liczby ziarn pyłku przeliczonego na powierzchni 4 cm². Liczba ta wahała się w poszczególnych poziomach od kilkuset do 2000 ziarn pyłku. Udział drzew (AP) obliczono z sumy pyłku drzew z włączeniem leszczyny (*Corylus*), wierzby (*Salix*) i innych krzewów, jak *Cornus*, *Juniperus*, *Ligustrum*, *Rhamnus*, *Rhododendron*, *Rubus*, *Sambucus*. Procentowy udział roślin zielnych (NAP) obliczono w stosunku do 100% pyłku drzew. W skład roślin zielnych wchodzi wszystkie grupy roślin kwiatowych oraz paprotniki. Oddzielnie potraktowano zarodniki mchu *Sphagnum*. Na podstawie tak obliczonego udziału poszczególnych grup roślin skonstruowany został diagram pyłkowy (Fig.7). Pełny wykaz wszystkich oznaczonych w osadzie sporomorfi przedstawia Tabela 1. Uzupełniono ją rodzajami oznaczonymi na podstawie szczątków makroskopowych ilustrując w ten sposób materiał roślinny, jaki został oznaczony w badanym osadzie.

Tabela — Table 1

Lista roślin oznaczonych na podstawie szczątków mikroskopowych i makroskopowych z organogenicznych osadów w wierceniu Nowe Siolo

List of plants determined using microscopic and macroscopic remains in the organic-rich sediments drilled in Nowe Siolo

Rodzaj/gatunek	Pylek	Zarodnik	Owoc	Nasienie	Inne resztki
Genus/species	Pollen	Spore	Fruit	Seed	Other remains
1	2	3	4	5	6
<i>Abies cf. alba</i>	-	-	-	-	szpilka (needle)
<i>Abies</i>	+	-	-	-	
<i>Acer</i>	+	-	-	-	
<i>Acorellus pannonicus</i>	-	-	+	-	
<i>Alisma plantago-aquatica</i>	+	-	-	+	
<i>Alnus cf. glutinosa</i>	-	-	-	-	drewno (wood)
<i>Alnus</i>	+	-	-	-	
<i>Alyssum</i>	-	-	+	-	
<i>Anagalis</i>	-	-	+	-	
<i>Anchusa</i>	+	-	-	-	
<i>Armeria</i>	+	-	-	-	
<i>Artemisia</i>	+	-	-	-	
<i>Batrachium sp.</i>	+	-	+	-	
<i>Betula cf. alba</i>	-	-	+	-	drewno, łuski owocowe (wood, fruit scale)
<i>Betula humilis</i>	-	-	+	-	
<i>Betula nana</i>	-	-	+	-	
<i>Betula</i>	+	-	-	-	
<i>Butomus</i>	+	-	-	-	
<i>Carex rostrata</i>	-	-	+	-	
<i>Carex sp. div.</i>	+	-	+	-	
<i>Carpinus</i>	+	-	-	-	
Caryophyllaceae gen. div.	+	-	-	-	
<i>Celtis</i>	+	-	-	-	
<i>Centaurea</i>	+	-	-	-	
Chenopodiaceae gen. div.	+	-	-	-	
<i>Comarum palustre</i>	-	-	-	+	

<i>Compositae gen. div.</i>	+	-	-	-	
<i>Corylus</i>	+	-	-	-	
<i>Cyperaceae gen. div.</i>	+	-	-	-	
<i>Ericaceae</i>	+	-	-	-	
<i>Euphorbia palustris</i>	-	-	+	-	
<i>Filipendula</i>	+	-	-	-	
<i>Fraginus</i>	+	-	-	-	
<i>Gramineae gen. div.</i>	+	-	-	-	
<i>Helianthemum</i>	+	-	-	-	
<i>Hippuris vulgaris</i>	-	-	-	+	
<i>Juniperus</i>	+	-	-	-	
<i>Juncus sp.</i>	-	-	-	+	
<i>Labiatae</i>	+	-	-	-	
<i>Liquidambar</i>	+	-	-	-	
<i>Lysimachia sp.</i>	-	-	-	+	
<i>Lythrum salicaria</i>	+	-	-	-	
<i>Luzula sp.</i>	-	-	-	+	
<i>Menyanthes trifoliata</i>	+	-	-	+	
<i>Myriophyllum alternifol.</i>	+	-	-	+	
<i>Myriophyllum verticillat.</i>	+	-	-	+	
<i>Nuphar sp.</i>	+	-	-	-	
<i>Nyphea sp.</i>	+	-	-	-	
<i>Nyssa</i>	+	-	-	-	
<i>Oxalis acetosella</i>	-	-	+	-	
<i>Oenanthe aquatica</i>	-	-	+	-	
<i>Papilionaceae gen. div.</i>	+	-	-	-	
<i>Parnassia palustris</i>	-	-	+	-	
<i>Phragmites communis</i>	-	-	-	+	
<i>Picea</i>	+	-	-	-	
<i>Pinus</i>	+	-	-	-	drewno (wood)
<i>Picea</i>	+	-	-	-	
<i>Platycarya</i>	+	-	-	-	
<i>Polygonum amphibium</i>	+	-	+	-	
<i>Polygonum convolvulus</i>	+	-	-	-	
<i>Polygonum persicaria</i>	+	-	-	-	
<i>Populus</i>	-	-	-	-	drewno (wood)
<i>Potamogeton sp. div.</i>	+	-	+	-	
<i>Potentilla</i>	+	-	-	-	
<i>Primulaceae</i>	+	-	-	-	
<i>Pterocarya</i>	+	-	-	-	
<i>Quercus</i>	+	-	-	-	
<i>Ranunculus lingua</i>	-	-	+	-	
<i>Ranunculaceae gen. div.</i>	+	-	-	-	
<i>Rhamnus</i>	+	-	-	-	
<i>Ribes</i>	+	-	-	-	
<i>Rhododendron</i>	+	-	-	-	
<i>Rorippa palustris</i>	-	-	+	-	
<i>Rosaceae</i>	+	-	-	-	
<i>Rubiaceae</i>	+	-	-	-	
<i>Rubus idaeus</i>	-	-	+	-	
<i>Sagittaria sagitifolia</i>	-	-	-	+	
<i>Salix</i>	+	-	-	-	
<i>Sambucus</i>	+	-	-	-	
<i>Scirpus sp.</i>	-	-	+	-	
<i>Sparganium sp.</i>	+	-	+	-	
<i>Stellaria sp.</i>	-	-	-	+	

<i>Thalictrum</i>	+	-	-	-	
<i>Tilia</i>	+	-	-	-	
<i>Tsuga</i>	+	-	-	-	
<i>Typha cf. latifolia</i>	+	-	-	+	
<i>Ulmus</i>	+	-	-	-	
Umbelliferae	+	-	-	-	
<i>Valeriana</i>	+	-	-	-	
<i>Viburnum</i>	+	-	-	-	
<i>Viscum</i>	+	-	-	-	
<i>Vitis</i>	+	-	-	-	
<i>Botrychium</i>	-	+	-	-	
<i>Equisetum</i>	-	+	-	-	
<i>Lycopodium selago</i>	-	+	-	-	
<i>Lycopodium sp.</i>	-	+	-	-	
<i>Osmunda clytoniana</i>	-	+	-	-	
Polypodiaceae	-	+	-	-	
<i>Salvinia natans</i>	-	-	-	-	mikrosporangium, megasporę
<i>Selaginella selaginoides</i>	-	+	-	-	(mikrosporangium, megasporę)
<i>Sphagnum</i>	-	+	-	-	
<i>Chara</i>	-	-	-	-	oospora (oospore)
<i>Hystrix</i>					
<i>Pediastrum</i>					

Próbki do analizy makroskopowej zebrano z różnych poziomów wzdłuż całego profilu. Pierwsza próba pochodzi z głębokości 6,3 m (w stropowej partii profilu), ostatnia z głębokości 10,3 m.

WYNIKI OZNACZEŃ

Stan zachowania szczątków makroskopowych ogólnie nie był najlepszy. Często były one silnie sprasowane, a fragmenty drewna były silnie zwęglone i w takim stanie rozkładu, że uniemożliwiły analizę anatomiczną. Na podstawie cech anatomicznych udało się oznaczyć jedynie drewno topoli (*Populus*), co jest cenne z uwagi na potwierdzenie obecności w składzie roślinnym drzewa, którego nie znaleziono w pyłku. Inne fragmenty drewna można było oznaczyć tylko w przybliżeniu jako *Betula cf. pubescens*, *Alnus cf. glutinosa*, *Pinus sp.*. Kilka próbek szczególnie z serii piaszczystych było pozabawionych szczątków. Takie były np. próby z głębokości 6,40 i 7,35 m oraz pięć kolejnych próbek na głębokości od 9,70 do 8,30 m.

Ogólnie skład rodzajowy roślin zachowanych w szczątkach makroskopowych jest mało urozmaicony. I tak np. próbki z głębokości 7,20 i 7,25 m zawierają wprawdzie liczne owocki, lecz są to niemal wyłącznie orzeszki rodzaju *Carex*, reprezentujące niewątpliwie kilka gatunków turzyc. Wśród oznaczonych bogato jest reprezentowana *Carex rostrata*, żyjąca na młakach, bagnach i brzegach wód. Seria mulków i namulów ilastych jest bogatsza pod względem różnorodności taksonów, zachowuje szczątki roślin wodnych i szuwarowo-przybrzeżnych, jak np. *Batrachium*, *Myriophyllum*, *Potamogeton*, *Ranunculus cf. lingua*, *Phragmites*, liczne nasionka *Typha*. Na uwagę zasługuje obecność owoców *Acorellus pannonicus* (*Cyperus pannonicus*),

rośliny, która żyje dziś w Europie na południe od Karpat i Sudetów, nadto w południowo-zachodniej części ZSRR, w środkowej Azji oraz w północnych Chinach (cyt. za Sobolewską, 1977). Z innych gatunków znaleziono tu *Alisma plantago-aquatica*, *Comarum* cf. *plaustre*, *Menyanthes trifoliata*, *Parnassia palustris*, *Sagittaria* sp.. Zachowały się tu nadto megaspory paproci wodnej *Salvinia natans*.

Ze starszej części profilu pochodzą orzeszki brzozy krzewiastych *Betula humilis* i *Betula nana*, które oceniamy jako ślad wcześniejszego zbiorowiska typu tundrowego, żyjącego w klimacie zimnym.

ZMIANY KLIMATU I ROZWÓJ SZATY ROŚLINNEJ W CZASIE SEDYMENTACJI OSADÓW W NOWYM SIOLE

Rozwój szaty roślinnej w zależności od zmieniającego się klimatu przedstawia diagram pyłkowy (Fig. 7). Analiza diagramu pozwala stwierdzić, że osad w Nowym Siole odkładał się w czterech okresach (cztery fazy) klimatycznych, które różniły się składem zbiorowisk leśnych, co w diagramie wyraża się kulminacją odpowiednich drzew.

Faza I. Ilustruje ją najstarszy odcinek profilu na głębokości od 10,35 do 8,60 m. Obejmuje 7 próbek. W dwóch pierwszych próbkach daje się zauważyć domieszkę pyłków na wtórnym złożu, takich jak *Nyssa*, *Platycarya* i *Tsuga*. Równocześnie tylko w dwóch poziomach znaleziono okazy *Hystrix*, wskazujące na działanie wody. Faza I charakteryzuje się panowaniem lasów brzożowo-sosnowych z domieszką świerka (*Picea* i olchy *Alnus* oraz śladami (pojedyncze ziarna pyłku) dębu (*Quercus*), wiązu (*Ulmus*) i lipy (*Tilia*). Z krzewów obecne są jałowce (*Juniperus*) i wierzba (*Salix*). Pośród roślin zielnych, które nie mają w tym czasie większego znaczenia (łącznie ich ilość nie przekracza 20%), główną rolę odgrywały turzyce (Cyperaceae) i trawy (Gramineae). Z innych roślin zielnych były tu Cruciferae, nieco częściej niż *Artemisia*. Z roślin wodnych zachowały się ziarna pyłku grążeli *Nuphar* i grzybienia *Nymphaea*.

Skład lasu w tej fazie, a szczególnie przewaga brzozy (do 75%) nad sosną, wskazuje, że zbiorowisko to żyło w klimacie leśnym, chłodnym, stopniowo ocieplającym się. Postępujące ocieplenie się klimatu w końcowej części tego okresu zaznaczyło się zmianą w składzie gatunkowym zbiorowisk leśnych. Jest to okres przejścia do drugiej fazy klimatyczno-florystycznej.

Faza II. Odpowiada jej w profilu odcinek obejmujący próby 28 — 20, z głębokości od 8,50 m do 7,25 m. Jest to okres lasów mieszanych, w których wśród drzew szpilkowych przeważa świerk (do 29%), wśród drzew liściastych olcha (do 18%). Gwałtownie zmniejsza się udział brzozy (do 10%). Zmniejszanie udziału sosny jest mniej wyraźne, waha się w granicach do 30%. Równocześnie maksimum występowania wykazują w tym czasie drzewa wymagające więcej ciepła, jak wiąz, dąb i lipa. Towarzyszą im,

w niewielkich wprawdzie udziałach, ale tylko w tej fazie zachowane, klon (*Acer*) i jesion (*Fraxinus*) oraz leszczyna (*Corylus*). Warstwę krzewów budowały w tym lesie między innymi *Ligustrum*, *Rhamnus*, *Rhododendron*, *Rubus*, *Sambucus*, *Viburnum*. Rośliny zielne nadal nie odgrywały większej roli, oprócz paproci z grupy Polypodiaceae, które najpewniej tworzyły runo olszyn, jakie porastały brzegi zbiornika. Tu zachowały się również zarodniki paproci *Osmunda claytoniana*. W sumie jest to obraz lasu klimatu umiarkowanego i wilgotnego. Zmieniający się skład gatunkowy lasu w następnej fazie jest wynikiem nieznacznej zmiany klimatu w kierunku zmniejszenia się amplitudy między średnią temperaturą najcieplejszego i najchłodniejszego lata.

Faza III. Reprezentuje ją w diagramie 11 próbek na głębokości od 7,20 do 6,75 m. Od poziomu 23 w górę zmniejsza się zdecydowanie rola świerka i olchy, a w składzie lasów mieszanych nabiera znaczenia jodła (do 17,5%) i grab (do 5%). Jako nowy składnik pojawia się *Pterocarya*, drzewo charakterystyczne dla trzeciorzędowych zespołów leśnych, a występujące zawsze w towarzystwie roślin siedlisk wilgotnych. W naszym profilu pojawia się wprawdzie w małych ilościach (do 2%), lecz występuje stale, w kolejno po sobie następujących poziomach. Zbiorowiska leśne fazy III. rozwijają się, może w nieco korzystniejszym termicznie klimacie w stosunku do fazy II., obie jednak formacje leśne ilustrują okres optimum klimatycznego, w którym z uwagi na sukcesję i skład gatunkowy lasu wyróżniamy fazę starszą, świerkowo-olchową (faza II) i fazę młodszą, jodłowo-grabową (faza III). W końcowym okresie fazy III. zjawiają się sygnały nowego wahnięcia klimatycznego w kierunku ochłodzenia.

Faza IV. Przejście do fazy IV. w rozwoju roślinności było wynikiem, jak już wspomniano, zmiany klimatu. Z lasu w tym czasie ustępują elementy ciepłolubne z rodzajów *Ulmus*, *Tilia*, *Quercus* oraz *Acer* i *Fraxinus*. Wyraźnie też zaznacza się mniejszy udział jodły (*Abies*) oraz graba (*Carpinus*). Następuje dominacja sosny (*Pinus*), której udział wynosi do 75%. Panującym zbiorowiskiem staje się las sosnowo-brzozowy z domieszką świerka (do 10%) i jodły (do 5%).

Ustąpienie elementów ciepłolubnych i opanowanie terenu przez sosnę i brzozę świadczy o wyraźnym ochładzaniu klimatu, który nabiera cech klimatu borealnego. Wśród roślin zielnych panują Cyperaceae, w mniejszych udziałach Gramineae i *Artemisia*. W spektrach pyłkowych zanikają stopniowo sporomorfy roślin wodnych większego, otwartego zbiornika wodnego, zwiększa się natomiast udział roślin zespołu szuwarowo-przybrzeżnego, zarówno w pyłku jak i w szczątkach makroskopowych.

Zachowały się z tego okresu rośliny siedlisk wilgotnych, podmokłych i zamulonych brzegów jeziora. Są wśród nich np. *Acorellus pannonicus*, *Alisma plantago-aquatica*, *Carex*, *Batrachium*, *Luzula* sp., *Lysimachia* sp., *Phragmites* cf. *communis*, *Ranunculus* cf. *lingua*, *Rorippa* sp., *Rumex* cf.

hydropathum, *Sagittaria*, *Typha* cf. *angustifolia*. Z roślin zarodkowych *Equisetum*. Zbiornik wodny jest już w tym czasie znacznie spłycony, co ilustruje także obecność megaspor *Salvinia natans*, paproci, której liście pływając na powierzchni wody tworzą kożuch zarastający spłycony zbiornik. Jest to końcowy etap zarastania zbiornika wodnego. Na podmokłych siedliskach rozwijają się mszarniki, co w diagramie pyłkowym odzwierciedla gwałtowne pojawienie się mchu torfowca (*Sphagnum*) do 45%. W składzie roślin zielnych omawianej fazy nie zanotowano roślin tundrowych. Widoczne są natomiast ślady rozluźnienia lasu, o czym można by sądzić z pojawienia się roślin światłolubnych, jak *Armeria*, *Botrychium*, *Helianthemum*, *Lycopodium selago* i *Selaginella selaginoides*.

WIEK OSADÓW W ŚWIETLE OPRACOWANIA PALEOBOTANICZNEGO

Ogólny obraz roślinności w Nowym Siole obejmujący cztery fazy rozwojowe, mimo pewnych zastrzeżeń (chłodne optimum klimatyczne), wskazuje na jej interglacjalny charakter. Pozostaje jednak pytanie, któremu interglacjalowi w podziale stratygraficznym odpowiada ta flora. Doskonale poznany rozwój roślinności w interglacjale eemskim z przyczyn natury zarówno paleobotanicznej, jak i geologicznej w przypadku flory z Nowego Sioła nie może być brany pod uwagę.

Z najbliższego obszaru w stosunku do Nowego Sioła (około 35 km na W) opracowano palinologicznie osady jeziorne z Adamówki, jako reprezentujące interglacjał mazowiecki (Bińka *et al.*, 1988). W porównaniu z Nowym Siołem flora z Adamówki różni się udziałem drzew ciepłolubnych w obu fazach optimum klimatycznego. Na przykład maksymalny udział drzew mieszanego lasu liściastego (*Quercetum-mixtum*) osiąga w Adamówce 25%, a w Nowym Siole dochodzi do 12%. Kulminacja grabu sięga w Adamówce 50%, w Nowym Siole dochodzi do 10%. Diagramy Adamówki i Nowego Sioła są różne, choć skład zbiorowisk leśnych jest podobny.

W profilu Nowego Sioła interesująca jest obecność rodzaju *Pterocarya*. W świetle nowych badań i opracowań flor rodzaj ten okazał się wskaźnikowym dla flor pochodzących ze starszych interglacjalów. *Pterocarya* znajdowano w osadach nie tylko z terenu Polski, lecz także z innych obszarów europejskich (Andersen, 1969; Erd, 1973). Z Polski podano ją między innymi z Gościęcina koło Koźła (Środoń, 1957), z Włodawy nad Bugiem (Stachurska, 1955, 1957), z Olszewic (Sobolewska, 1956), ze Stanowic na Górnym Śląsku (Sobolewska, 1977) i z Ferdynandowa (Jańczyk-Kopikowa, 1975).

Można by zatem zaliczyć ją do tak zwanego elementu egzotycznego (Szafer, 1953), zdaniem Szafera podkreślającego różnicę między interglacjałem starszym i młodszym, który to element zniknął dopiero w czasie zlodowace-

nia środkowopolskiego. Dodać w tym miejscu należy, że we florze z Nowego Siola oprócz rodzaju *Pterocarya* znaleziono także inne termofilne rodzaje o charakterze reliktowym, jak np. *Acorellus pannonicus*, *Osmunda claytoniana*, *Salvinia natans*, *Vitis silvestris*, *Ligustrum*. Wielu autorów zwraca uwagę na charakterystyczny czas pojawienia się *Pterocarya* w fazie lasu jodłowo-grabowego i dość długie następnie utrzymywanie się jej w kolejnej fazie klimatyczno-florystycznej, która charakteryzuje się w diagramach pyłkowych kulminacją pyłku sosny (Andersen, 1969; Erd, 1973; Sobolewska, 1956, 1977; Środoń, 1960, 1969). Taki jest właśnie udział *Pterocarya* w diagramie z Nowego Siola. Czas pojawienia się tego drzewa jest dodatkowym wskaźnikiem warunków wilgotności w tej fazie.

Dość istotne różnice składu roślinnego w optimum klimatycznym diagramu z Nowego Siola w porównaniu z diagramem z Ferdynandowa mogą wskazywać nie tylko na odmienne warunki środowiskowe podczas tworzenia się osadu organogenicznego, ale również na różną pozycję stratygraficzną. Diagram pyłkowy z Ferdynandowa, który w latach siedemdziesiątych uznawany był za wzorcowy dla interglacjału mazowieckiego (Jańczyk-Kopikowa, 1975), według nowszych poglądów reprezentuje starszy interglacjał lokowany w podziale stratygraficznym pomiędzy zlodowaczeniem południowopolskim a tzw. „zlodowaczeniem Wilgi” (Jańczyk-Kopikowa *et al.*, 1981; Lindner, 1984; Mojski, 1985). Środoń (1967), rozważając różnice florystyczne opracowanych dotychczas flor „wielkiego interglacjału”, umieszcza Ferdynandów w grupie flor starszych usytuowanych według tego autora między stadiąłem maksymalnym zlodowaczenia środkowopolskiego a zlodowaczeniem południowopolskim.

Za synchroniczne z Ferdynandowem uważa on flory z Lukowa (Sobolewska, 1969), z Syrnika (Sobolewska, 1956) i z Gościęcina (Środoń, 1957). Charakteryzują się one dużym udziałem drzew liściastych ciepłolubnych (*Quercetum-mixtum* wynosi tu przeciętnie 50%) i słabym udziałem Coniferae. Takich ocen nie ma flora z Nowego Siola. Wydaje się zatem słuszniejsze rozpatrywanie jej w grupie flor młodszych. Środoń (op. cit.) flory te lokalizuje w osadach leżących na utworach lub nawet poza zasięgiem stadiału maksymalnego zlodowaczenia środkowopolskiego a stadiałem Warty tego zlodowaczenia. Zalicza do nich flory z Nowin Żukowskich (Dyakowska, 1952), z Wylezina (Dyakowska, 1956), Ciechanek Krzesimowskich (Bremówna, 1953) z Włodawy i Suszna (Stachurska, 1957, 1961). Charakteryzują się one uboższym udziałem składników mieszanych lasów liściastych. Optimum klimatyczne, które przypada na pogranicze fazy II i III lub nawet leży w okresie jodłowo-grabowym, cechuje duży udział Coniferae. Podobny do takich stosunków florystycznych jest obraz roślinności przedstawiony na diagramie pyłkowym z Nowego Siola (Fig. 7).

Opierając się na wynikach badań paleobotanicznych określamy badaną florę jako przynależną do grup flor starszych od interglacjału eemskiego

a młodszych od flor typu ferdynandowskiego i mazowieckiego. Jej charakter interglacjalny potwierdza sukcesja zbiorowisk leśnych w miarę przemian klimatu od chłodnego poprzez umiarkowany w optimum klimatycznym do powtórnego ochłodzenia.

Rozważania na temat stratygrafii osadów zlodowacenia środkowopolskiego trwają nadal, szczególnie jeśli chodzi o poglądy na wielofazowość tego zlodowacenia i rangę klimatyczną okresów międzylodowych. W związku z tym określenie wieku poszczególnych flor ulega rewizji i przesunięciu w czasie (Lindner, 1984, 1988; Mojski, 1985; Pożaryski & Mojski, 1988; Krupiński *et al.*, 1988; Starkel, 1988). Być może ocenę wieku z Nowego Siola trzeba będzie także poddać korekcie w miarę gromadzenia nowych danych co do stratygrafii środkowego plejstocenu w Kotlinie Sandomierskiej.

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiona w artykule próba oceny wiekowej osadów organogenicznych w Nowym Siolu oparta została na interpretacji zjawisk geologicznych i morfogenetycznych wyrażonych zróżnicowanym typem osadów i przebiegiem procesów erozyjno-denudacyjnych.

Nawiązując do znanych stanowisk flor kopalnych starszego i środkowego plejstocenu Kotliny Sandomierskiej (Laskowska-Wysoczańska, 1967, 1971; Dąbrowski, 1967; Bińka *et al.*, 1988) i stratotypowego stanowiska w Krukienicach w Zachodniej Ukrainie (Gierieńczuk *et al.*, 1972; Bojarskaja *et al.*, 1973, Opornyje raziezy, 1980), poczyniono próbę korelacji poszczególnych ogniw stratygraficznych tych stanowisk w ujęciu regionalnej chronostratygrafii (Fig. 8). W prezentowanym zestawieniu nie uwzględniono stanowiska z Hamerni nad Lubaczówką ostatnio zaliczanego do interglacjału mazowieckiego (Środoń, 1984; Butrym *et al.*, 1987). Dotychczasowa znajomość sytuacji geologicznej tego stanowiska jest niewystarczająca. Ogranicza się ona bowiem do małego odcinka doliny Lubaczówki nie obejmując całości doliny i przyległych doń obszarów wysoczyznowych (Rühle, 1952) i nie dając podstaw do szerszego tła paleogeograficznego.

Kluczowym zagadnieniem dla oceny pozycji stratygraficznej osadów organogenicznych z Nowego Siola jest ustalenie, jakiemu zlodowaceniowi względnie stadiałowi w Kotlinie Sandomierskiej odpowiada glina zwałowa występująca w tym rejonie, od której osady te są młodsze. Z przesłanek geologicznych wynika, że na obszarze Równiny Biłgorajskiej i częściowo na Płaskowyżu Tarnogrodzkim głównie w obniżeniach dolinnych zachowały się dwa poziomy stratygraficzne glin zwałowych. Jedni autorzy górną glinę zwałową wiążą ze zlodowaceniem środkowopolskim (Laskowska-Wysoczańska, 1981, 1984; Buraczyński, 1986), inni natomiast górnej glinie przypisują rangę stadialną w zlodowaceniach południowopolskim (Butrym *et al.*, 1988). Dowód pośredni uzasadniający wiek gliny zwałowej rejonu Nowego Siola stanowi sytuacja geologiczno-geomorfologiczna osadów organo-

genicznych Adamówki (Laskowska-Wysoczańska, 1971, 1988; Bińka *et al.*, 1988) i Dzikowa Starego w nawiązaniu do osadów z Nowego Siola (Fig. 1). Osady organogeniczne z Adamówki datowane na interglacjał mazowiecki, podobnie jak w Dzikowie Starym, wypalniają dolinę wciętą w glinę zwałową zlodowacenia południowopolskiego i niżej leżące muły ilaste trzeciorzędu (Fig. 9, warstwa 4). Gлина zwałowa wiązana z tym zlodowaceniem pojawia się w strefie obniżonej rejonu Witek (Fig. 9, warstwa 2).

Ostańcowo zachowana glina zwałowa wraz z utworami fluwioglacjalnymi w Dzikowie Starym (Fig. 9, warstwy 7 i 8), leżącymi w stropie utworów dolinnych odnoszonych do szeroko pojętego interglacjału mazowieckiego (Różycki, 1961, 1964), daje podstawę do wiązania tej gliny ze zlodowaceniem środkowopolskim (stadiał Odry). Korelowana jest ona z gliną zwałową okolic Nowego Siola, której wiek określono metodą termoluminescencyjną na 362 340 a, natomiast piasków podścielających ją na 329 000 — 317 000 a (Prószyński & Stańska-Prószyńska, 1980). Na ile otrzymane daty są poprawne z punktu widzenia metody okaże przyszłość.

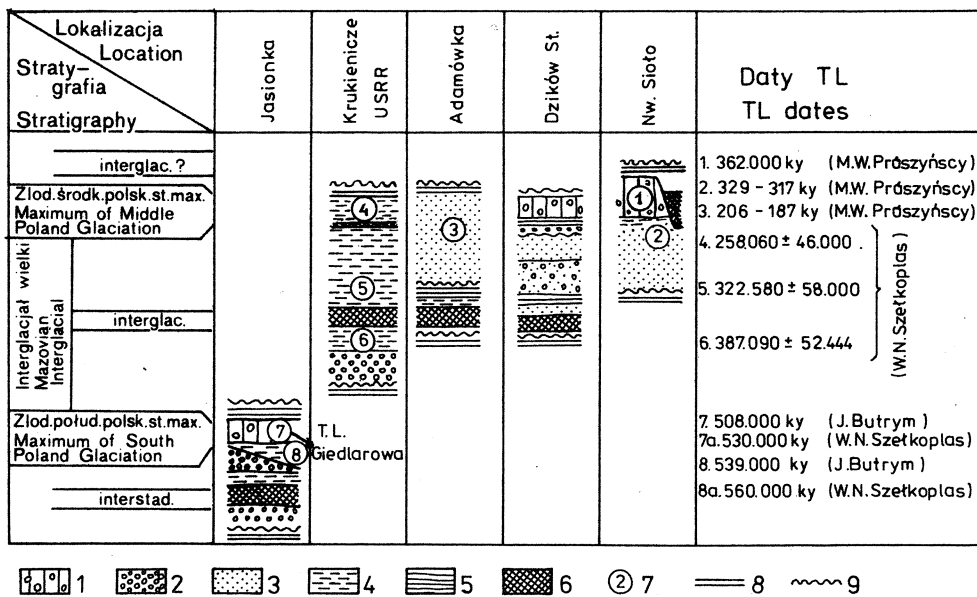


Fig. 8. Korelacja stratygraficzna profili z kopalnymi osadami organogenicznymi. 1 — glina zwałowa; 2 — piaski ze żwirami; 3 — piaski; 4 — mulki; 5 — ily warwowe; 6 — osady organogeniczne; 7 — daty termoluminescencyjne; 8 — luka stratygraficzna; 9 — erozja i denudacja

Fig. 8. Stratigraphic correlation of the geological sections from the organogenic and organic-rich sediments. 1 — till; 2 — pebbly sand; 3 — sand; 4 — silt; 5 — varved clay; 6 — organic-rich and organogenic strata; 7 — TL date; 8 — hiatus; 9 — erosion and denudation

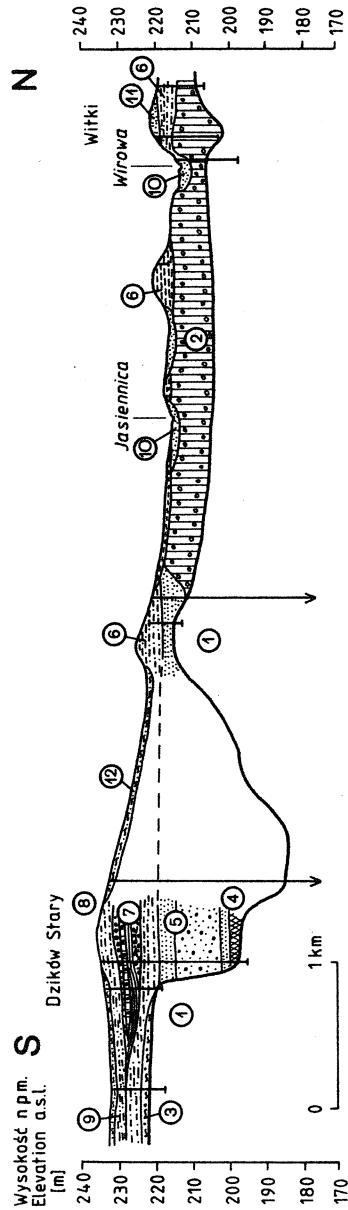


Fig. 9. Przekrój geologiczny na linii Dzików Stary — Witki. 1 — mulowce ilaste (miocen); 2 — glina zwalowa; 3 — żwiry zglinone (złodowacenie południowopolskie); 4 — mulek ilasty organogeniczny z torfem i piaski drobnoziarniste (interglacjał mazowiecki?); 5 — piaski rzeczne, różnoziarniste ze żwirkami i piaski drobnoziarniste; 6 — piaski pylaste, mulki i ily (schyłek interglacjał mazowiecki i początek złodowacenia środkowopolskiego); 7 — piaski ze żwirami, ily warowe, glina zwalowa (złodowacenie środkowopolskie — glazikami — produkt denudacji gliny zwalowej; 9 — pyły piaszczyste, lessopodobne; 10 — piaski, mulki i ily — utwory rzeczne; 11 — piaski pylaste; 12 — gliny piaszczyste — utwory zboczowe (warstwy 8 — 12) (młodszy plejstocen i holocen)

Fig. 9. Cross-section along the line Dzików Stary — Witki. 1 — clayey mudstone (Miocene); 2 — till; 3 — diamict (Middle Poland Glaciation); 4 — organic-rich clayey silt with peat and fine sand (?Mazovian Interglacial); 5 — fluvial, poorly sorted pebbly sand and fine sand; 6 — silty sand, silt and clay (end of Mazovian Interglacial and beginning of Middle Poland Glaciation); 7 — pebbly sand, varved clay and till (Odranian stage = Saalian I of Middle Poland Glaciation); 8 — pebbly sand (redeposited till); 9 — loess-like sandy silt; 10 — fluvial sand to clay; 11 — silty sand; 12 — late Pleistocene and Holocene colluvial sandy clay (layers 8 — 12)

Brak utworów glacialnych odpowiadających złodowaceniu południowopolskiemu w rejonie Nowego Sioła wiąże się ze znaczną erozją i denudacją obszarów wysoczyznowych przypadającą na okres interglacjał mazowiecki i transgresji złodowacenia środkowopolskiego.

Postglacialny zbiornik wodny w Nowym Siole, wytworzony w glinie zwalowej złodowacenia środkowopolskiego i podścielających ją piaskach, wypełniony został w dwóch różnych okresach klimatycznych większej rangi

rozdzielonych znaczną przerwą sedymentacyjną.

W okresie ocieplenia interglacjalnego(?) istniejący zbiornik wypełniany był osadami organogenicznymi z mniejszym lub większym udziałem frakcji ilastej, mułkowej czy też piaszczystej oraz torfami. Sedymentacja ta zależna była od zmieniających się warunków klimatycznych powodujących zmiany ilości wody w zbiorniku, warunków wilgotnościowych w rozwijającym się torfowisku oraz ilości i jakości dostarczanego materiału mineralnego z przyległych do zbiornika obszarów.

Badania paleobotaniczne wykazały, że wypełnianie osadami organogenicznymi poglacialnej kotliny obejmuje okres klimatyczny od chłodu poprzez optimum klimatyczne w części środkowej profilu do ponownego ochłodzenia. Znacznie chłodniejsze optimum klimatyczne w Nowym Siole od optimum interglacjalnego mazowieckiego w Adamówce oraz przedstawiona sytuacja geologiczna cytowanych stanowisk (Fig. 9) skłoniło autorki do lokowania flory w ociepleniu pomiędzy maksymalnym stadiem zlodowacenia środkowopolskiego a stadiem Warty w nawiązaniu do schematu stratygraficznego Różyckiego (1978).

Podobnie usytuowano w schemacie stratygraficznym florę z Kars na Wyżynie Sandomierskiej (Kosmowska-Suffczyńska & Szczepanek, 1981) oraz florę z Losów na pojezierzu Mazurskim (Krupiński & Marks, 1985, 1986). Jednakże w obu tych przypadkach porównanie sukcesji roślinnej nie daje podstaw do ich synchronizacji wiekowej. Nie jest też całkowicie jasna sytuacja geologiczno-stratygraficzna tych profili. Także znaczne różnice dat otrzymanych metodą TL dla osadów podścielających i przykrywających serie organogeniczne nie upoważniają w obecnej chwili do nawiązań chronostratygraficznych ze stanowiskiem Nowe Sioło.

Drugi etap zapełniania poglacialnej kotliny w Nowym Siole wyrażony został osadami mineralnymi bez udziału składnika organogenicznego. Pomiędzy tymi etapami miała miejsce przerwa sedymentacyjna, w czasie której na krawędzi kotliny rozwijały się procesy zboczowe.

Zmiany klimatyczne w kierunku zwiększenia ilości opadów spowodowały częściowe rozcięcie osadów jeziornych w kotlinie. Postępujące ochłodzenie i kontynentalizacja klimatu w czasie zlodowacenia Wisły sprzyjały donoszeniu do okresowo zapełnianego wodą obniżenia produktów zmywu powierzchniowego z dużym udziałem składnika pylastego. Było to oznaką wzmożenia wietrzenia peryglacjalnego. Charakter osadu w niektórych warstwach i jego żółta barwa o różnych odcieniach przypominająca less wskazują, że część osadu mogła pochodzić z transportu eolicznego osadzanego w wodzie. Próbkę pobraną z głębokości 4 m datowano metodą TL na 62,4 — 52 ka (Prószyński & Stańska-Prószyńska, 1980). Jeśli uznać daty te za miarodajne, to sedymentacja omawianego utworu przypadłaby na okres chłodny, lessotwórczy, w czasie zlodowacenia Wisły.

W końcowej fazie zapełniania poglacialnej kotliny, prowadzącej do

wyrównania powierzchni wysoczyznowej działu wodnego, przeważający udział miały piaski. Stanowiły one produkt wietrzenia, przemycia i przewiania w procesie pogłaczalnej denudacji wysoczyzny.

LITERATURA CYTOWANA — REFERENCES

- Andersen, S.T., 1969. The interglacial vegetation and soil development. *Geol. Soc. Denmark*, 19: 10 — 102.
- Bińska, K., Marciniak, B. & Ziemińska-Tworzydło, M. (*w druku*). Analiza palinologiczna i diatomologiczna osadów interglacjalnego mazowieckiego w Adamówce (Kotlina Sandomierska). Pollen and diatomological analysis of sediments of the Masovian Interglacial from Adamówka (the Sandomierz Basin, south eastern Poland). *Kwart. Geol.*
- Bojarskaja, T.D., Dobrodijew, O.P. & Muratowa, M.W., 1973. Paleogeograficzskie uslowja wriemieni nakoplenija plejstocenowych otłożenij bliz s. Krukienicy. *Wiest. Moskow. Uniw. Geogr.*, 3: 80 — 85.
- Bremówna, M., 1953. Flora interglacjalna z Ciechanek Krzesimowskich. Interglacial flora from Ciechanki Krzesimowskie by Łączna. *Acta Geol. Pol.*, 3: 475 — 480.
- Buraczyński, J., 1986. Zasięg lodolodu Odry (Saalian) we wschodniej Polsce. Extent of the Odra (Saalian) icesheet in eastern Poland. *Prz. Geol.*, 12: 684 — 689.
- Butrym, J., Maruszczak, H. & Wojtanowicz, J., 1987. Chronostratigraphy of Pleistocene deposits bearing an interglacial flora at Hamernia (Carpathian Fordeep). *Stud. Geom. Carpat.-Balcan.*, 21: 43 — 57.
- Butrym, J., Maruszczak, H. & Wojtanowicz, J., 1988. Chronologia termoluminescencyjna osadów lodolodu Sanian (=Elsterian II) w dorzeczu Sanu i górnego Dniestru. Thermoluminescence chronology of the Sanian (+Elsterian II) inland-ice deposits in the San and upper Dniestr River Basins. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 191 — 205.
- Dąbrowski, M.J., 1967. Analiza pyłkowa interstadialu z Jasionki koło Rzeszowa. Pollen analysis of an interstadial profile from Jasionka near Rzeszów. *Acta. Geol. Pol.*, 17: 509 — 520.
- Dyakowska, J., 1952. Roślinność plejstocenska w Nowinach Żukowskich. Pleistocene flora at Nowiny Żukowskie on the Lublin Upland. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 67: 115 — 165.
- Dyakowska, J., 1956. Plejstocenski profil z Wylezina. Pleistocene profile from Wylezin, Central Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 100: 193 — 210.
- Erd, K., 1973. Pollenanalytische Gliederung des Pleistozens der Deutschen Demokratischen Republik. *Z. Geol. Wiss.*, 9: 1087 — 1103.
- Erdtman, G., 1943. *An Introduction to Pollen Analysis*. New Ser. Pl. Sci. Books, Verdoorn, v. 12, Valtham, Mass., 239 pp.
- Gierieniczuk, K.I., Diemiediuk, N.S. & Zdieniuk, M.W., 1972. Okskoje matierikowoje olednienije na zapadie Ukrainy i jego krajewyje formy. In: *Krajewyje obrazowanija matierikowych olednienij*. Nauka, Moskwa, pp. 238 — 245.
- Jańczyk-Kopikowa, Z., 1975. Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie. Flora of the Mazovian Interglacial at Ferdynandów. *Biul. Inst. Geol.*, 290: 5 — 94.
- Jańczyk-Kopikowa, Z., Mojski, J.E., Rzechowski, J., 1981. Position of the Ferdynandów Interglacial, middle Poland, in the Quaternary Stratigraphy of the North European Plain. *Biul. Inst. Geol.*, 335: 65 — 79.
- Kosmowska-Suffczyńska, D. & Szczepanek, K., 1981. A new interglacial locality on the Sandomierz Upland. Nowe stanowisko interglacjalne na Wyżynie Sandomierskiej. *Folia Quatern.*, 54: 25 — 41.
- Krupiński, K. & Marks, L., 1985. Stanowisko interglacjalne w Losach koło Lubawy na pojezierzu Mazurskim. Interglacial site at Losy near Lubawa in the Mazury Lakeland. *Kwart. Geol.*, 29: 767 — 780.

- Krupiński, K. & Marks, L., 1986. Interglacial sediments at Losy, Mazury Lakeland. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, 34: 375 — 386.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1967. Interglaciastadial zlodowacenia krakowskiego z Jesionki koło Rzeszowa. The interstadial of the Cracovian glaciation from Jesionka near Rzeszów. *Acta. Geol. Pol.* 17: 495 — 507.
- Laskowska-Wysoczańska, W. & Niklewski J., 1969. Stratigraphical position of the skeleton of *Mammuthus trogontherii* from Rzochów near Mielec. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 17: 131 — 141.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeomorfologia Niziny Sandomierskiej i przedgórze Karpat rejonu rzeszowskiego. Quaternary stratigraphy and palaeogeomorphology of the Sandomierz Lowland and the foreland of the Middle Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 34:
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1973. Resistance selection in the glacial, fluvio-glacial and fluvial formations of the Sandomierz Lowland. *Bull. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Terre*, 21: 51 — 62.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1979. Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Roztocza. Quaternary vertical movements of marginal zone of the Carpathian Foredeep in front of the Roztocze. *Prz. Geol.*, 6: 318 — 321.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1981. Czwartorzędowe ruchy pionowe środkowej i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. The Quaternary vertical movements in middle and east part of Sandomierz Depression. *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, III Krajowe Symp.* Wrocław, Ossolineum. 4: 207 — 221.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1984. Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. *Przewodnik Konferencji Zlodowacenia Środkowopolskie na Wyżynie Południowej* Sosnowiec pp. 70 — 72.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1988. Pozycja stratygraficzna osadów interglacjalnych w Adamówce koło Tarnobrodu. Stratigraphic position of the interglacial deposits at Adamówka near Tarnogród. *Kwart. Geol.*, 31: 441 — 452.
- Lindner, L., 1984. An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.*, 34: 27 — 48.
- Mojski, J.E., 1985. *Geology of Poland. Cainozoic*, Wyd. Geol., Warszawa. pp. 75 — 99.
- Opornyje razriehy i krajewyje obrazowanija matierikowych olednienij zapadnoj czasti Ukrainy*, 1980. AN USSR. Inst. Geol. Nauk, Kijew. pp. 10 — 11.
- Oszast, J., 1983. Wyniki badań paleobotanicznych osadów organogenicznych z Nowego Siola koło Cieszanowa. *Spraw. z Badań Nauk. Komitet Badań Czwartorzędu PAN*, 5: 118 — 130.
- Prószyński, M. & Stańska-Prószyńska, W., 1980. Termoluminescencyjne wskaźniki wieku. *Spraw. z Badań Nauk. Komitet Badań Czwartorzędu PAN*, 3: 72 — 78.
- Różycki, S.Z., 1961. Stadiały wielkiego interglacjalu. Sub-stages of the Great Interglacial Stage. *Prace o Plejst. Pol. Środ.*, 1: 13 — 33.
- Różycki, S.Z., 1964. Les oscillations climatiques pendant le Grand Interglaciaire. *Rap. VI Int. Congr. Quater.*, 2: 211 — 225.
- Różycki, S.Z., 1978. Od „Mocht” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. From Mochty to a synthesis of the Polish Pleistocene. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 445 — 478.
- Rühle, E., 1952. Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. Geological section of the Lubaczówka valley near Hamernia. *Biul. Inst. Geol.*, 66: 285 — 307.
- Sobolewska, M., 1956a. Wyniki analizy pyłkowej osadów interglacjalnych z Olszewic. Pollen analysis of the interglacial deposits of Olszewice on the Wieprz River. *Biul. Inst. Geol.*, 100: 271 — 290.
- Sobolewska, M., 1956b. Roślinność plejstoceńska z Syrnika nad Wieprzem. Pleistocene vegetation of Syrniki on the River Wieprz. *Biul. Inst. Geol.*, 100: 143 — 186.

- Sobolewska, M., 1977. Roślinność interglacjalna ze Stanowic koło Rybnika na Górnym Śląsku. Interglacial vegetation of Stanowice near Rybnik, Upper Silesia. *Acta Palaeobot.*, 18: 3 — 13.
- Stachurska, A., 1955. Pterocarya w interglacjale z Włodawy. Pterocarya from the interglacial deposits of Włodawa. *Acta Soc. Bot.*, 24: 567 — 569.
- Stachurska, A., 1957. Roślinność interglacjalna z Włodawy nad Bugiem. Interglacial flora from Włodawa on the Bug River, Lublin Upland. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 61 — 80.
- Stachurska, A., 1961. Schyłek interglacjalnego mazowieckiego w Susznie koło Włodawy w świetle analizy botanicznej. Decline of the Mazovian Interglacial at Suszno near Włodawa on the Bug River in the light of botanical analysis. *Biul. Inst. Geol.*, 169: 155 — 165.
- Szafer, W., 1953. Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Pleistocene stratigraphy of Poland from the floristical point of view. *Rocz. Pol. Tow. geol.*, 22: 1 — 99.
- Środoń, A., 1957. Flora interglacjalna z Gościęcina koło Koźła. Interglacial flora from Gościęcina near Koźle, Sudeten Foreland. *Biul. Inst. Geol.*, 118: 7 — 41.
- Środoń, A., 1955. *Pterocarya* cf. *fraxinifolia* Spach. w polskim plejstocenie. *Pterocarya* cf. *fraxinifolia* Spach in the Polish Pleistocene. *Acta Soc. Bot. Pol.*, 24: 635 — 637.
- Środoń, A., 1969. Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjalnego mazowieckiego. Stratigraphic position of fossil floras in the Lublin region referable to the Mazovian Interglacial. *Biul. Inst. Geol.*, 220: 5 — 12.
- Środoń, A., 1984. Uwagi o florze interglacjalnej z Hamerni nad Lubaczówką. Some remarks on the interglacial flora from Hamernia (SE Poland). *Acta Paleobot.*, 1: 53 — 66.
- Wójtanowicz, J., 1985. Datowany (TL) profil czwartorzędu z Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej i jego znaczenie paleogeograficzne. The TL dated profile of the Quaternary deposits at Giedlarowa (Sandomierz Basin) and its paleogeographic importance. *Stud. Geomorph. Carp.-Balcan.*, 19: 37 — 44. flora from Hamernia (SE Poland). *Acta Paleobot.*, 1: 53 — 66.

Summary

STRATIGRAPHIC POSITION OF THE PLEISTOCENE ORGANIC-RICH SEDIMENTS IN NOWE SIOŁO (TARNOGRÓD UPLAND, SANDOMIERZ BASIN)

Wanda Laskowska-Wysoczańska & Janina Oszast

Pleistocene organic-rich and organogenic sediments in Nowe Sioło occur in the central part of an river divide, between the Brusienka and Bruszcza streams in the southeastern part of the Tarnogród Upland (Figs. 1 & 2). The divide is covered with sands and silts lying on the Middle Poland Glaciation till (Fig. 3). The till is underlain by some 15 m of sands intercalated with muds. This sandy series fills depression in Miocene sediments (Fig. 3, layer 3). A sample from this series has been TL dated at between 329,100 and 317,000 years BP. The heavy-mineral composition and grain-size distribution of the Miocene strata are presented in Figs. 4 & 5.

Trough-like depression eroded in the till and underlying sands is filled

with deposits of two different sedimentary stages. The older stage is represented by some 5 m thick organic-rich sands, organic clays and peats deposited in a pond (Fig. 6, layers 5 — 8). These sediments are overlain along the pond's rim by colluvial deposits produced by slumping of the till from the elevated shores (Fig. 6, layer 9).

The sedimentation of the younger episode was preceded by local erosion of the older water-lain sediments and occurred during a colder period. Increased precipitation and cooling followed by continentalization of climate resulted in accumulation of the series of fine sands and silts produced by periglacial weathering (Fig. 6, layers 10 — 13). We have obtained a TL date from the layer 12 at between 62,000 and 52,000 years BP. It suggests that the deposition of the younger series occurred during late Pleistocene and Holocene.

Evolution of climate and flora in the organic-rich sediments under study includes cold periods recorded in the bottom and top of the sequence and a climatic optimum in its middle part (Fig. 7). Compared with the nearby exposure of the Pleistocene organogenic sediments in Adamówka (Fig. 1), ascribed to the Mazovian Interglacial, a contribution from thermophilic trees in the Nowe Sióło section was much lower during the optimum. This colder flora from Nowe Sióło includes, however, relic thermophilic genera and species, e.g., *Pterocarya*, *Acorellus pannonicus*, *Osmunda claytoniana*, *Salvinia natans*, *Vitis silvestris* and *Ligustrum*.

Based on the paleobotanic spectra in the studied section from Nowe Sióło, the authors suggest that it is younger than the interglacial peat from Adamówka and was deposited during the warming after the Middle Poland Glaciation. This is in accord with the results of the regional geological and morphogenetic studies (Figs. 7 & 9).

