

Reinterpretacja geologiczno-stratygraficzna osadów interglacjalu mazowieckiego w Wylezinie koło Ryk

Krzysztof M. Krupiński*, Marcin Żarski*, Jerzy Nawrocki*

Geological-stratigraphic reinterpretation of Mazovian Interglacial sediments at Wylezin near Ryki (eastern Poland). Prz. Geol., 52: 683–692.

S u m m a r y. Rühle (1968) discerned the Wylezin Interstadial (or Interglacial) in the profile Wylezin 1. The lacustrine deposits occur above the tills of the Maximum Stadial and under sediments of the Mazovian-Podlasiian Stadial of the Middle Polish Glaciations. Dyakowska (1969) correlated the lake sediments with Mazovian Interglacial. Clays of the Lukowian Interstadial occur between tills of the Krznanian and Maximum Stadials of the Middle Polish Glaciations. The boreholes Wylezin WN.1/99 and WN.2/99 were drilled for geological mapping, near profile Wylezin 1. The pollen succession in the lake sediments in the profile Wylezin is characteristic for the Mazovian Interglacial. Seven local pollen zones were identified in the pollen diagram from Wylezin WN.1/99. Three glacial horizons of the South Polish Glaciation (Wilgian (Sanian 2), Sanian 1, and Nidanian) occur below Mazovian sediments. The sands of the Odranian and Vistulian Glaciations cover the lacustrine sediments. The glacial and fluvial deposits of the Odranian and Wartanian Glaciations are documented in the section Niwa Babicka. The samples from Wylezin and Niwa Babicka boreholes were investigated with palynological, lithological/petrographic and magnetostratigraphic methods. The Pleistocene sediments from Wylezin were accumulated in the Brunhes palaeomagnetic epoch, but Quaternary deposits from Niwa Babicka were accumulated in the Matuyama and Brunhes palaeomagnetic epochs. Thus, the stratigraphic interpretation of profile Wylezin 1 by Rühle is erroneous.

Key words: Wylezin, Mazovian Interglacial, pollen analysis, palynostratigraphy, stratigraphy, magnetostratigraphy, Middle and South Polish Glaciations

W Wylezinie w trakcie wiercenia w 1948 r. natrafiono na osady organogeniczne, które zostały zbadane przez Dyakowską (1956a). Autorka uznała te osady za interglacjalne, a ich pochodzenie wiązała z interglacjalnym mazowieckim. Odmienną interpretację pozycji geologicznej tych osadów przedstawił Rühle (1968), kreując dla zidentyfikowanego paleobotanicznie ocieplenia nową jednostką stratygraficzną interstadialu lub interglacjalu wylezińskiego, umieszczając ją między stadiem mazowiecko podlaskim, a stadiem maksymalnym zlodowacenia środkowopolskiego. Interglacjal ten był więc młodszy od interglacjalu mazowieckiego. Przedmiotem badań autorów było zebranie nowych materiałów i dowodów geologicznych w celu potwierdzenia lub oddalenia dotychczasowych opinii dotyczących wieku występujących w tym profilu osadów biogenicznych, uzasadniających wyróżnienie tej jednostki stratygraficznej. W czasie prac terenowych na arkuszu Żelechów *Szczegółowej mapy geologicznej Polski — SMGP* (Żarski, 2001) wykonano wiercenia geologiczne i urzędzeniem URB pobrano dwa rdzenie osadów, w pobliżu otworu, z którego osady były przedmiotem wcześniejszych badań geologiczno-paleobotanicznych. Wykonano badania: paleobotaniczne, litologiczno-petrograficzne, magnetostratigraficzne a także oznaczenia TL.

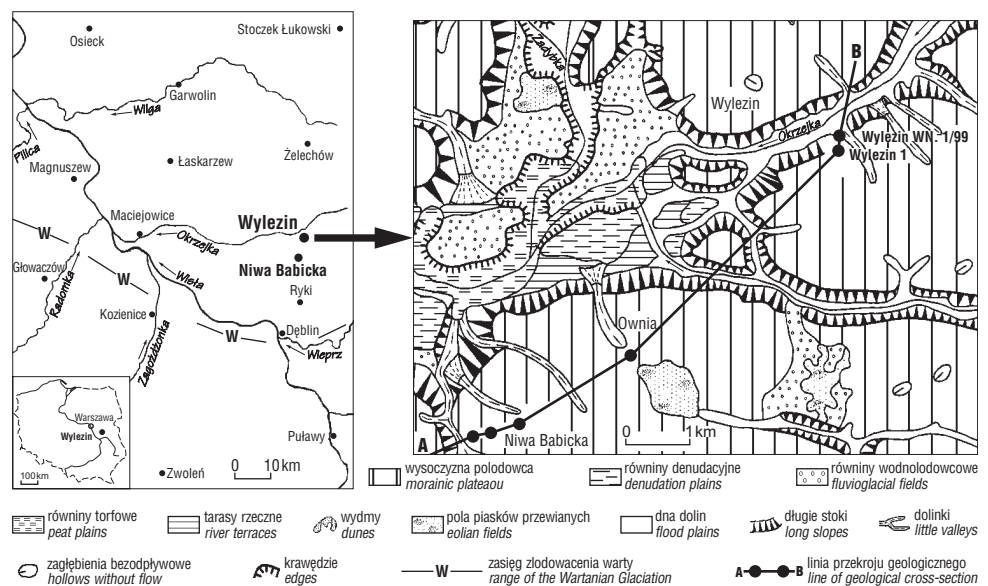
Miejscowość Wylezin znajduje się w południowej części Wysoczyzny Żelechowskiej, wchodzącej w skład Niziny Południowo-podlaskiej (Kondracki, 1998).

Otwory (archiwalny i kartograficzny) są zlokalizowane u podstawy stoku wysoczyzny polodowcowej na wysokości 154–155 m n.p.m., na skraju doliny Okrzejki (ryc. 1), będącej dopływem Wisły. Powierzchnię wysoczyzny budują osady lodowcowe — gliny zwałowe zlodowacenia warty (Żarski, 2002). Powierzchnia wysoczyzny rozpościera się na wysokości 170–175 m n.p.m., tj. ok. 15–20 m wyżej niż otwory wiertnicze (Żarski, 2001).

Historia badań

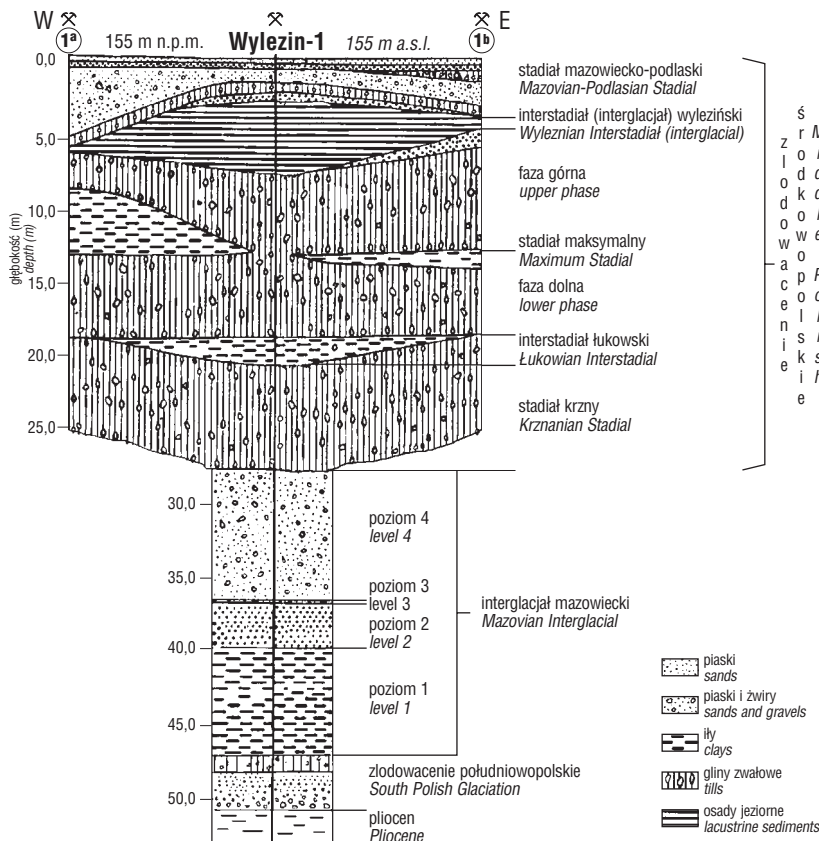
Opis profilu geologicznego Wylezin 1 i jego interpretację stratygraficzną według Rühlego (1968) ilustruje ryc. 2.

Osady jeziorne o miąższości 4,9 m w profilu tym występują na głęb. od 3,0 do 7,9 m. Są to: gytie, gytie przeobrażone w łupkę bitumiczny oraz gytie torfiaste. Zostały one zaliczone do tzw. interstadialu (interglacjalu) wylezińskiego.



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny i geomorfologiczny Wylezina
Fig. 1. Location and geomorphological sketch of Wylezin 1

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 2. Profile geologiczne Wylezin 1, 1a i 1b według Rühlego (1968)
Fig. 2. Profile of Wylezin 1, 1a, and 1b by Rühle (1968)

skiego. Nad osadami jeziornymi zalegają utwory piaszczysto-żwirowe o miąższości ok. 3 m, w obrębie których występuje 60-cm warstwa gliny zwałowej stadiału mazowiecko-podlaskiego zlodowacenia środkowopolskiego (Rühle, 1968). Poniżej osadów organogenicznych występują dwa poziomy glin zwałowych o miąższości 11 m i 7 m, które są rozdzielone osadami zastoiskowymi (ryc. 2). Dolny poziom glin zwałowych został zaliczony do stadiału krzny, a górny do stadiału maksymalnego zlodowacenia środkowopolskiego. Osady zastoiskowe dzielące te gliny, skorelowane zostały z wyróżnionym przez Rühlego (1969) interstadią łukowskim. W łąkach stwierdzono występującą na wtórnym złożu wkładkę torfu (Dyakowska, 1956b). Poniżej gliny zwałowej zaliczonej do stadiału krzny występuje blisko 12-metrowa seria osadów piaszczysto-żwirowych z 20-centymetrową wkładką gliny zwałowej. Poniżej osadów piaszczystych stwierdzono 7,5-metrową warstwę łął zastoiskowych, w których także napotkano znajdującą się na wtórnym złożu grudki torfu Dyakowska (1956b). Osady piaszczyste i zastoiskowe zostały zaliczone do interglacjału mazowieckiego (ryc. 2). Pod łąłami zastoiskowymi występuje glina zwałowa o miąższości 1-metra oraz 1,6-metrowa warstwa piasków i żwirów. Osady te skorelowane zostały ze zlodowaceniem południowopolskim (Rühle, 1968–1969). Podłoże osadów czwartorzędowych stanowią tu łął plioceńskie (wg Rühlego, 1969), które obecnie koreluje się z mioceniem górnym (Żarski, 2002).

Badania geologiczne

Wiercenie kartograficzne Wylezin WN.1/99 wykonano w 1999 r. dla potrzeb *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000* ark. Zelechów. Uzyskany profil mało się różni od wiercenia archiwalnego (ryc. 3). Osady jeziorne są

reprezentowane przez: osady o charakterze łupków bitumicznych, gytie bezwapienne i wapienne, mułki i piaski próchniczne. Ich łączna miąższość wynosi 3,77 m. Występują na głęb. od 3,23 do 7,0 m. W celu lepszego udokumentowania osadów jeziornych wykonano drugie wiercenie, Wylezin WN.2/99, przebijające tylko osady jeziorne. Ich miąższość okazała się nieznacznie mniejsza — 3 m. Wiek osadów jeziornych został określony na interglacjał mazowiecki (Krupiński, 2000b). Ponad osadami jeziornymi znajduje się blisko 3 metrowa seria zróżnicowanych litologicznie osadów zaliczonych do zlodowacenia wisły, w spągu których znajduje się warstwa piasków, pochodzących najprawdopodobniej ze zlodowacenia odry. Poniżej osadów jeziornych występują 3 poziomy glin zwałowych rozdzielonych osadami mułkowymi, łąłstymi i piaszczystymi. Osady te powstały w czasie zlodowaceń południowopolskich (ryc. 3). Najniższy poziom zaliczony został do zlodowacenia nidy, środkowy do stadiału górnego zlodowacenia sanu 1, a najwyższy leżący prawie bezpośrednio pod osadami jeziornymi do zlodowacenia wilgi (sanu 2), (Żarski, 2001, 2002). Podłożem osadów czwartorzędowych są łął miocenu górnego. Interpretacja stratygraficzna tego profilu

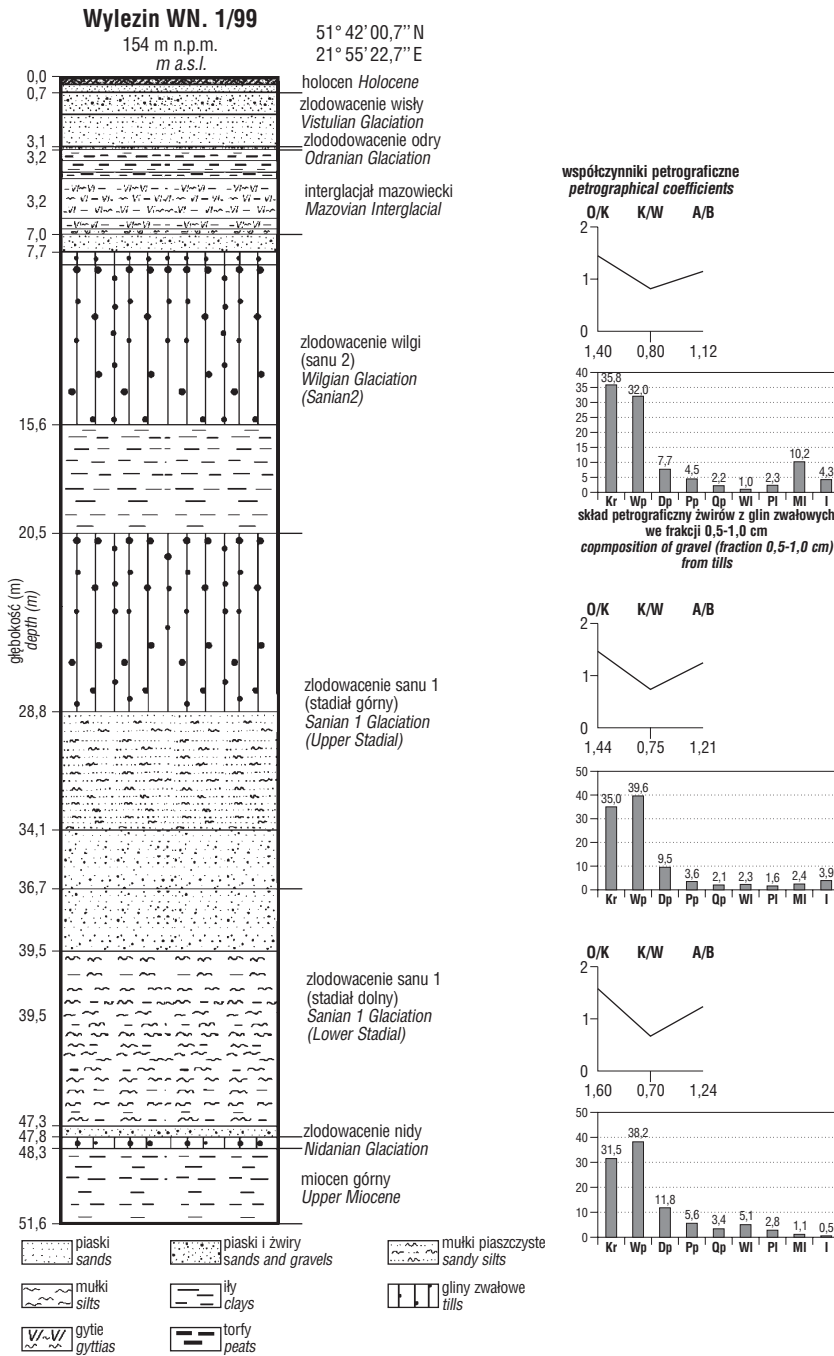
wynika z interglacjałnycho cech flory i mazowieckiego wieku osadów jeziornych oraz badań — magnetostratygraficznych, litologiczno-petrograficznych i korelacji poziomów litostratygraficznych.

Na podstawie badań magnetostratygraficznych wybranych próbek osadów z wiercenia Wylezin WN. 1/99 (ryc. 4) można stwierdzić, że pochodzą one z epoki paleomagnetycznej Brunhes i są młodsze niż 783 ka (Nawrocki, 2000). Utwory znajdujące się poniżej osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego akumulowane były w przedziale czasowym 320–783 ka. Odpowiadają one zlodowaceniom południowopolskim.

Najniższa glina zwałowa — zlodowacenia nidy charakteryzuje się następującymi współczynnikami petrograficznymi O/K = 1,60, K/W = 0,70, A/B = 1,24 (ryc. 3). Współczynniki te są właściwe w tym obszarze dla gliny zwałowej zlodowacenia nidy. Odpowiadają one litotypowi petrograficznemu N (Rzechowski 1977). Współczynniki petrograficzne tej gliny należy korelować ze współczynnikami wyróżnionymi przez Lisickiego (2003) i Żarskiego (2002). Największy udział wśród żwirów mają wapienie paleozoiczne 38,2%. Skały krystaliczne stanowią 31,5%, dolomity 11,8%, wapienie lokalne 5,1%. Resztę stanowią kwarc i piaskowce północne oraz skały lokalne.

Powyżej gliny zwałowej zlodowacenia nidy występują osady zastoiskowe i wodnolodowcowe stadiału dolnego zlodowacenia sanu 1. Mułki zastoiskowe zawierają 13% CaCO₃ w spągu i 5% w stropie. W próbce mułku z głębokości 44,4 m stwierdzono liczne pyłki *Artemisia*, Cyperaceae, Poaceae oraz nieliczne sporomorfy roślin trzeciorzędowych i okazy planktonu morskiego (Winter, 2000). Wskazuje to na sedimentację osadów w klimacie subarktycznym.

Piaski i żwiry wodnolodowcowe cechują się słabym wysortowaniem, wysoką zawartością CaCO₃ (20%), słabym



Ryc. 3. Profil Wylezin 2 według Żarskiego (2001); Kr — skały krystaliczne, Wp — wapienie północne, Dp — dolomity północne, Pp — piaskowce północne, Qp — kwarcy, WI — wapienie lokalne, PI — piaskowce lokalne, MI — mułowce lokalne, I — inne, (O/K — stosunek ilości skał osadowych północnych do skał krystalicznych północnych wraz z kwarcem, K/W — stosunek ilości skał krystalicznych północnych wraz z kwarcem do wapieni i dolomitów północnych, A/B — stosunek ilości skał północnych nieodpornych na niszczenie do odpornych na niszczenie)

Fig. 3. Profile of Wylezin 2 by Żarski (2001); Kr — crystalline rocks, Wp — limestones of northern origin, Dp — dolomites of northern origin, Pp — sandstones of northern origin, Qp — quartz, WI — local limestones, PI — local sandstones, MI — local marls, I — others; (O/K, K/W, A/B — relation between different groups of Scandinavian rocks in tills, where: O — total of sedimentary rocks, K — total of crystalline rocks and northern quartz, W — total of carbonate rocks, A — total of rocks non-resistant to destruction, B — total of resistant rocks)

obtoczeniem ziarn kwarcu R — od 0,79 do 1,53. Wśród minerałów ciężkich w profilu dominują: granaty — 42%, turmaliny — 24%, przy 10% udziale amfiboli. Taki skład minerałów ciężkich wskazuje na dłuższy transport osadów

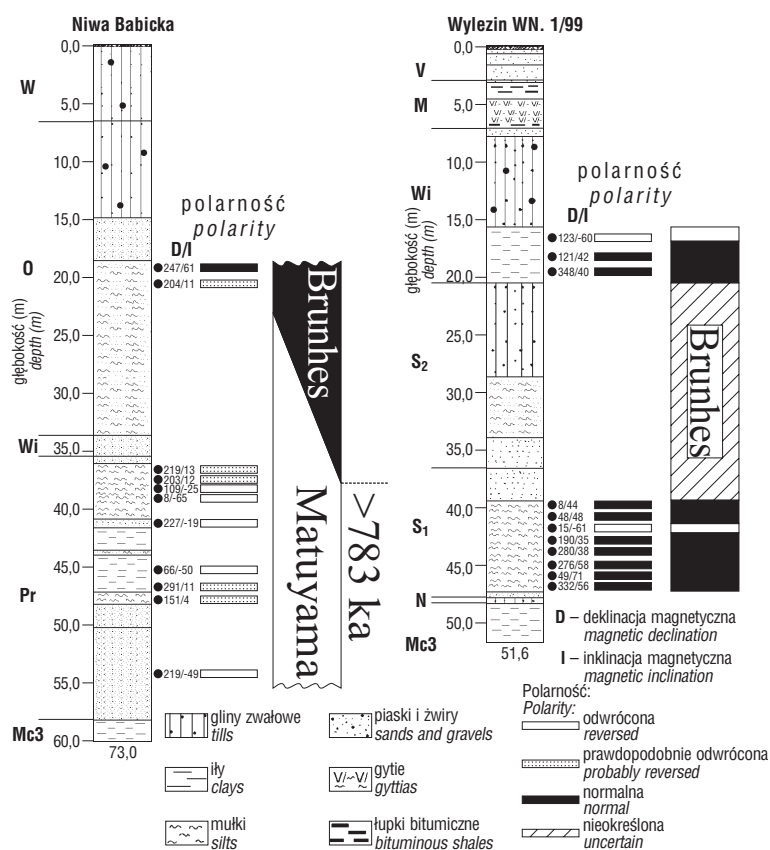
w wodach fluwioglacjalnych. Podobną charakterystykę mają się osady wodnolodowcowe zaliczone do stadiału górnego złodowacenia sanu1. W stropie utworów wodnolodowcowych znajdują się mułki i piaski zastoiskowe. Osady te są warstwowane poziomo, miejscami laminowane humusem, silnie reagują z HCl. Wśród minerałów ciężkich przeważają granaty, przy udziale amfibolu ok. 13%, chlorytów — 10% i biotyty — 7%. Ze stropu serii zastoiskowej z mułku na głębokości 29,5–29,6 m wykonano oznaczenie TL i otrzymano wynik 625±207 ka (Laboratorium UMCS w Lublinie, Lub-3851; Kusiak, 2001).

Środkowy poziom gliny zwałowej zaliczony został do stadiału górnego złodowacenia sanu1. Skład petrograficzny charakteryzuje się przewagą wapieni paleozoicznych 39,6% nad skałami krystalicznymi 35%, przy udziale dolomitów 9,5% wapieni i mułowców lokalnych po 2,3%. Współczynniki petrograficzne dla tej gliny mają następujące wartości O/K = 1,44, K/W = 0,75, A/B = 1,21 i korelują się z litotypem petrograficznym wyróżnionym dla tego regionu (Żarski, 2002; Lisicki, 2003). Próbkę tej gliny, z głębokości 24 m poddano badaniu TL i otrzymano wynik 993±311 ka (Lub-3850, Kusiak, 2001). Wynik ten jest zawyżony w stosunku do powszechnie przyjmowanego wieku dla osadów złodowacenia sanu.

Iły zastoiskowe o miąższości 5 m zaliczone do złodowacenia wilgi rozdzielają gliny stadiału górnego złodowacenia sanu 1 od glin złodowacenia wilgi (sanu 2) (ryc. 3 — głęb. 15,6–20,5 m). Zawartość CaCO₃ w łąłach waha się od 11 do 18%. W składzie minerałów ciężkich dominuje turmalin — 25,6%, granat — 19,1% przy wysokim udziale biotyty — 16% i amfibolu — 12,2%. Taki skład minerałów ciężkich jest charakterystyczny dla sedimentacji zastoiskowej.

W próbce mułku z głęb. 20,4 m stwierdzono nieliczne pyłki: *Pinus*, *Quercus*, *Alnus* i niewątpliwie zredeponowane sporomorfy roślin trzecziorzędowych (Winter, 2000). Podobne wyniki badań paleobotanicznych dla występujących w tych osadach warstewki torfu uzyskała wcześniej Dyakowska (1956b). Rühle (1968) osad ten korelował z redeponowanymi sporomorfy roślin z wyróżnionym przez siebie (1969) interstadiąłem łukowskim (ryc. 2).

Najwyższy poziom gliny zwałowej — złodowacenia wilgi charakteryzuje się następującym składem petrograficznym: wapienie paleozoiczne 35%, skały krystaliczne, 32,4%, dolomity 8,3%. Skały lokalne reprezentowane są przez mułowce paleogeńskie, które stanowią 10% ogółu żwirów. Uśred-



Ryc. 4. Profile otworów wiertniczych Niwa Babicka i Wylezin z naniesionymi diagramami zmian polarności magnetycznej. V — zlodowacenie wisty, W — zlodowacenie warty, O — zlodowacenie odry, M — interglacjał mazowiecki, Wi — zlodowacenie wilgi, S₂ — stadiał górny zlodowacenia sanu 1, S₁ — stadiał dolny zlodowacenia sanu 1, N — zlodowacenie nidy, Pr — preglacjał, Mc3 — miocen górny

Fig. 4. Magnetic polarity pattern in the Niwa Babicka and Wylezin boreholes. V—Vistulian, W—Wartanian Glaciation, O—Odranian Glaciation, M—Mazovian Interglacial, Wi—Wilgian Glaciation, S₂—upper stadial of Sanian1 Glaciation, S₁—lower stadial of Sanian1 Glaciation, N—Nidanian Glaciation, Pr—Prepleistocene, Mc3—Upper Miocene

nione współczynniki dla tej gliny wynoszą: O/K = 1,40, K/W = 0,80, A/B = 1,12 i są bardzo podobne do charakterystyki petrograficznej gliny zwałowej zlodowacenia wilgi (1,44–0,88–0,99) z reperowego profilu w Ferdynandowie (Rzechowski, 1990). Podobne współczynniki z glin tego wieku otrzymano na obszarach położonych na południe od arkusza Żelechów (Żarski, 2001). Uzyskane współczynniki petrograficzne dobrze korelują się ze współczynnikami cechującymi gliny zwałowe zlodowacenia wilgi w Polsce północnej i południowej (Lisicki, 2003). Próbkę gliny z głębokości 12,3–12,5 m poddano datowaniu TL i otrzymano mało wiarygodny wynik 1653±464 ka (Lub-3849; Kusiak, 2001)

Przewarstwienie osadów wodnolodowcowych, znajdujące się ponad osadami jeziornymi, autorzy zinterpretowali jako pochodzące ze zlodowacenia odry. Utwory te cechują się wysoką zawartością CaCO₃, słabym wysortowaniem i złym obtoczeniem ziarn kwarcu. Ponad osadami wodnolodowcowymi znajdują się piaski rzeczne ze szczątkami roślin zaliczone do zlodowacenia wisty. Osad ten charakteryzuje się średnim wysortowaniem (Kenig & Jankowska 2001). Ziarna kwarcu są bardzo dobrze obtoczone. Współczynnik obtoczenia R ma wartości (0,11–0,29). Zawartość CaCO₃ jest bardzo niska i wynosi od 1 do 2%. Wśród składu minerałów ciężkich dominuje granat i turmalin. Udział amfiboli wynosi ok. 5%.

Cały kompleks osadów zlodowaceń środkowopolskich w profilu Wylezin (odry i warty) został zniszczony przez

procesy erozyjne, w czasie kształtowania się doliny Okrzejki. Osady zlodowacenia odry i warty (gliny zwałowe, piaski wodnolodowcowe i fluwioperyglacialne) zostały udokumentowane w wierceniu kartograficznym, znajdującym się na powierzchni wysoczyzny połudnowej w pobliższej Niwie Babickiej (ryc. 1, 5) zlokalizowanym ok. 20 m wyżej niż otwory w Wylezinie. Podłożem osadów czwartorzędowych są iły górnego miocenu. Wyżej znajduje się blisko 25-m seria osadów preglacialnych — piasków i żwirów oraz mułków i iłów. W okolicy Niwy Babickiej znajduje się kopalna dolina z interglacjałami małopolskiego, ferdynandowskiego i mazowieckiego (ryc. 6). Erozja rzeczna przyczyniła się do zniszczenia osadów miocenu górnego i utworów preglacialnych. Powyżej osadów preglacialnych w wierceniu Niwa Babicka znajduje się wkładka osadów zlodowacenia wilgi oraz 20-metrowa seria osadów fluwioperyglacialnych zlodowacenia odry (Żarski, 2001). Ponad piaskami znajdują się dwa poziomy glin zwałowych zlodowaceń środkowopolskich: odry i warty. Współczynniki petrograficzne dla glin zwałowych odry mają następujące wartości O/K — 1,49, K/W — 0,74, A/B — 1,22, a dla glin zwałowych warty O/K — 1,87, K/W — 0,57, A/B — 1,60 i korelują się z wyróżnionymi lokalnymi litotypami petrograficznymi (Żarski, 2002). Wyniki badań przemawiają za zaliczeniem obu poziomów glin zwałowych (ryc. 5) do zlodowaceń środkowopolskich.



Ryc. 7. Wyniki rozmagnesowania zmiennym polem magnetycznym dwóch wybranych próbek z otworu Niwa Babicka (polarność odwrotna) i Wylezin (polarność normalna); a — ścieżka wędrówki kierunku podczas rozmagnesowania, b — diagram ortogonalny obrazujący zachowanie się z biegiem rozmagnesowania składowych namagnesowania rzutowanych na płaszczyzny xy, yz, oraz xz, c — krzywa spadku natężenia pozostałości magnetycznej z biegiem rozmagnesowania, d — tabela kierunków charakterystycznych: RANGE — przedział rozmagnesowania w mT; D, I — deklinacja i inklinacja; INT — natężenie wektora odjętego; A.S.D. — odchyłka kątowna obrazująca błąd dopasowania linii

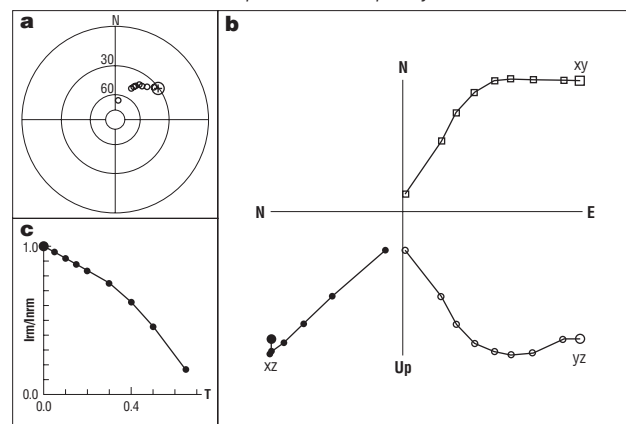
Fig. 7. Results of alternating field demagnetization of two selected samples from Niwa Babicka (reversed polarity) and Wylezin (normal polarity) boreholes; a — demagnetization path, b — orthogonal diagram showing components of remanent magnetization (xy, yz, xz) during subsequent demagnetization, c — intensity decay curve, d — table with characteristic directions is presented: RANGE — demagnetization interval, D, I — declination and inclination, INT — intensity of subtracted vector, A.S.D. — angular standard deviation of fitted line

mu komputerowego opartego na algorytmie Kirschvinka (1980). Odwrotną polarność magnetyczną interpretowano w próbkach, w których uzyskiwano z biegiem rozmagnesowania kierunek charakterystyczny o wysokiej ujemnej inklinacji. Kierunek o niewielkiej ujemnej lub dodatniej inklinacji interpretowano jako reprezentujący odwrotne namagnesowanie tylko wówczas, gdy niżej stabilna składowa charakteryzowała się deklinacją różną o ok. 180°.

Próbki z trzech fragmentów rdzenia otworu Niwa Babicka ujawniły w trakcie rozmagnesowania dobrze zdefiniowaną stabilną składową o wysokiej ujemnej inklinacji (ryc. 4, 7). W kilku innych próbkach z tego otworu ujemne inklinacje uzyskano dopiero na ostatnich poziomach rozmagnesowania lub rozmagnesowanie zakończyło się przy kierunkach o niewielkich dodatnich inklinacjach, co może świadczyć o bardzo silnym przemagnesowaniu części z badanych skał. Profil otworu Niwa Babicka charakteryzuje się zatem przewagą próbek o polarności odwrotnej. Tylko jedna próbka z jego stropu (19 m) ma kierunek o polarności normalnej. W tym miejscu należy jednak zaznaczyć, że połowa próbek ze strefy między normalną a odwrotną polarnością dostarczyła danych o niskiej jakości. Trudno jest tu zdefiniować precyzyjnie granice epok paleomagnetycznych. Można tylko stwierdzić, że epoka odwrotnego namagnesowania (w tym przypadku Matuyama) zakończyła się nie niżej niż na 38 metrze profilu (ryc. 4). W profilu Niwa Babicka osady preglacjalne zostały akumulowane w epoce paleomagnetycznej Matuyama i są starsze niż 783 ka, a utwory zlodowacenia odry w epoce paleomagnetycznej Brunhes. Ścisłe umiejscowienie, granicy jest trudne, ze względu na istnienie luki stratygraficznej, obejmującej prawie cały kompleks zlodowaceń południowopolskich. Można przypuszczać, że granica ta znajduje się tuż powyżej osadów preglacjalnych.

W obrębie profilu otworu Wylezin zdecydowana większość próbek namagnesowana jest w kierunku normalnym (ryc. 4, 7). Tylko dwie próbki charakteryzuje polarność odwrotna (ryc. 4). Mogą one reprezentować osad z okresów licznych w tej epoce epizodów paleomagnetycznych. Mimo znaczącej luki w opróbowaniu, należy zatem sądzić, że osady z Wylezina powstały w epoce normalnego namagnesowania Brunhes.

Niwa Babicka
próbka 41 – polarność odwrócona
sample 41 – reversed polarity

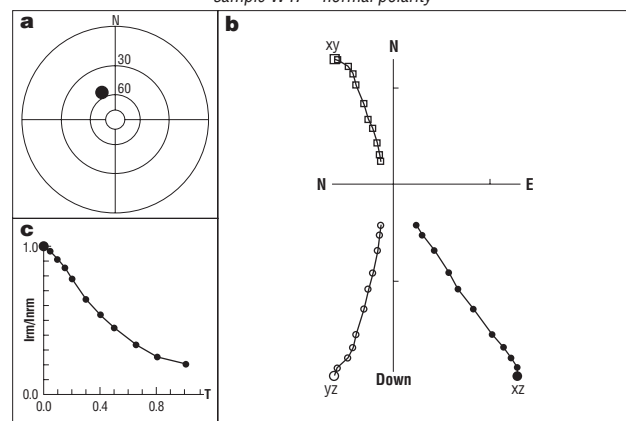


Pozycja geograficzna
Geographical position

Linie dopasowania do próbki NB41 500*
Fitted lines of sample NB41 500*

d	RANGE	D	I	INT [†] (mA/m)	A.S.D
	20 TO 65	31.8	-43.5	.002	5.9
	0 TO 15	91.8	14.5	.001	4.5

Wylezin
próbka W47 – polarność normalna
sample W47 – normal polarity



Pozycja geograficzna
Geographical position

Linie dopasowania do próbki W-471 500*
Fitted lines of sample W-47 500*

d	RANGE	D	I	INT [†] (mA/m)	A.S.D
	0 TO 100	337.8	54.5	.012	3.0

Badania paleobotaniczne

Badaniami palinologicznymi objęto rdzenie osadów biogenicznych pochodzących z obu otworów wiertniczych. Nieznacznie większą miąższość (3,75 m) mają biogeniczne osady jeziorne występujące w otw. WN. 1/99. Nieznacznie mniejsza ich miąższość w otw. WN.2/99 (3,06 m) jest spowodowana występowaniem w obrębie osadów L PAZ — WN-4 — *Picea-Alnus-Fraxinus* i L PAZ — WN-5 — *Taxus-Picea-Alnus* luk palinostratygraficznych, dobrze dostrzegalnych w opracowanym diagramie (Krupiński, 2000b). W diagramie osadów pochodzących z WN. 1/99 podobne luki lub przerwy sedymentacyjne nie zaznaczają się.

W każdej próbce liczono i identyfikowano przynajmniej po 500 ziarn pyłku drzew i krzewów (AP) i wszystkie stwierdzone wówczas sporomorfy lub inne elementy pozostałych grup roślin. Procentowy udział wyróżnionych tak-

sonów określono w stosunku do sumy pyłku drzew i krzewów (AP), roślin krzewinkowych i zielnych łądowych (NAP). Wartości innych taksonów lub grup roślin określono również w stosunku do tej sumy.

Lokalna stratygrafia pyłkowa

Wyniki badań paleobotanicznych dwu, podobnych litologicznie i genetycznie oraz o zbliżonej miąższości biogenicznych osadów jeziornych z otworów wiertniczych: WN. 1/99 i WN. 2/99 w Wylezinie i ich analiza, pozwoliły wyróżnić analogicznie oznaczonych taksonomicznie siedem lokalnych zespołów poziomów pyłkowych (L PAZ; Krupiński, 2000b). W tym opracowaniu zamieszczono diagram pyłkowy rdzenia osadów z WN. 1/99 (ryc. 8). Pochodzą one z głęb. 3,23–6,98 m.

L PAZ — WN-1 — *Betula-Juniperus* — NAP (głęb. 6,97–6,98 m) cechują duże wartości *Betula* (39%), znaczne *Juniperus* (5%) (w WN. 2/99 — 14%), NAP (20%) i *Pinus* (19%). Wśród NAP dominują Gramineae (14%) i Cyperaceae (5%). Odnotowano również pyłek: *Artemisia*, Caryophyllaceae, Chenopodiaceae, Compositae, Ranunculaceae, *Thalictrum* oraz *Empetrum*, *Helianthemum*, *Hippophaë*. Z próbki jasnoszarego piasku wydzielono małą ilość silnie zniszczonych sporomorf, wśród których, oprócz wcześniej wymienionych taksonów, odnotowano również zreponowany pyłek drzew mezo- i oligokratycznych, sporomorfy roślin egzotycznych oraz plankton morski z grupy Hystriochosphaeridae.

L PAZ — WN-2 — *Betula-Pinus* — (NAP) (głęb. 6,35 m–6,80 m) cechują duże, podobne w obu diagramach (Krupiński, 2000b) wartości *Betula* (40–57%) i *Pinus* (27–38%), znaczne NAP (6–15%) i *Juniperus* (1–7%) oraz małe *Salix* i *Larix*. Nie odnotowano sporomorf roślin egzotycznych. Spektra mają czysto czwartorzędowy charakter. Zaczyna się pojawiać i zyskuje na znaczeniu pyłek: *Alnus* (0–9%), *Picea* (0,3–3%), *Fraxinus*, *Ulmus* i *Quercus*. Wyraźnemu obniżeniu uległy wartości NAP. Jest już pyłek: *Humulus* i *Typha latifolia*.

Górną granicę tego poziomu wyznacza przecięcie się lub zbliżenie krzywej opadającej *Betula* i wznoszącej *Pinus*, wyraźny wzrost już dosyć wysokich krzywych wartości *Picea* i *Alnus* oraz dalsze obniżenie wartości NAP. **Uwaga:** spektra dwu próbek z głęb. 6,82–6,93 m (pokruszonych, wysokopopielných łupków z piaskami) zostały odrzucone, gdyż ich skład wskazuje, że osady te zostały zanieczyszczone w czasie pobierania.

L PAZ — WN-3 — *Pinus-Alnus-Picea* (głęb. 5,75–6,35 m) cechują duże lub znaczne wartości *Pinus* (30–34%), *Alnus* (10–20%), *Picea* (5–15%), malejące ku górze wartości *Betula* (37–21%) i wzrastające *Fraxinus* (1–5%), *Ulmus*, *Quercus*. Pojawia się: *Corylus*, *Tilia*, *Acer*. Wartości NAP maleją do 4%.

L PAZ—WN-4 — *Picea-Alnus-Fraxinus* (głęb. 5,10–5,75 m) cechują znaczne wartości *Picea* (12–21%), *Alnus* (24–29%), *Fraxinus* (2–7%), *Pinus* (23–30%) i *Betula* (11–22%) oraz wyraźnie mniejsze: *Quercus* (1–3%), *Corylus*, *Tilia*, *Ulmus*, znikome *Juniperus*, *Larix*. Odnotowano również pyłek: *Ligustrum*, *Hedera*, *Viburnum* i *Frangula alnus*, a w górnej części również *Taxus*, dominujący w spektach osadów następnego poziomu.

L PAZ—WN-5—*Taxus-Picea-Alnus* (głęb. 4,15–5,10 m), cechują duże wartości, a okresowo dominacja pyłku *Taxus* (42%), (w WN.2/99 — 49%), znaczne wartości *Picea* (9–20%), *Alnus* (16–27%), *Pinus* (9–24%) i wyra-

źne mniejsze, lecz znaczące: *Quercus* (1–5%), *Fraxinus* (1–5%), *Corylus* (1–4%), *Tilia* (do 2%), *Ulmus* (1–2%) i *Betula* (3–11%). Odnotowano również ziarna pyłku: *Pterocarya*, *Celtis*, *Ligustrum*, *Hedera* i *Humulus*.

L PAZ — WN-6 — *Pinus-Picea-Alnus* (głęb. 3,60–4,15 m) z subzoną *Betula* w WN.2/99 (Krupiński, 2000b; Krupiński & Żarski, 2003, 2004). Jego spektra cechuje przejściowy ograniczony do tego poziomu, śródmiejski wzrost wartości *Pinus*, a w jego obrębie nie zawsze zidentyfikowany wzrost znaczenia *Betula* (Krupiński, 1995a, 2000a; Nita, 1999). Spektra tego poziomu charakteryzują znaczne wartości *Pinus* (25–34%), *Picea* (11–23%), a przejściowo również *Betula* (w WN.2/99 do 15%). W zdecydowanie mniejszych ilościach odnotowano pyłek: *Taxus* (1–10%), *Corylus* (2–7%), *Quercus* (2–6%), *Carpinus* (3–7%), *Ulmus*, *Fraxinus*, *Tilia* (1–2%). W jego górnej części pojawia się i szybko zyskuje na znaczeniu pyłek *Abies*. W większości próbek odnotowano również pyłek: *Ligustrum*, spory *Osmunda* i *Pteridium aquilinum*, a w niektórych: *Buxus*, *Celtis*, *Hedera*, *Ilex*, *Viscum*, *Vitis* *Viburnum* i *massule Azolla* (wraz z glochidiami).

L PAZ — WN-7 — *Abies-Carpinus-(Alnus)* (głęb. 3,23–3,60 m) z subzoną *Corylus* (próbka nr 69) i *Quercus* (próbki nr 72–76) cechuje znaczny stopień zniszczenia sporomorf. Są one w znacznym stopniu: skorodowane, pokruszone i porozrywane. Jego spektra charakteryzują duże lub znaczne wartości: *Abies* (11–31%), *Carpinus* (7–22%), *Alnus* (18–21%), *Quercus* (6–14%), *Corylus* (5–12%), *Pinus* (8–23%) i wyraźnie mniejsze *Taxus* (2–6%), *Picea* (1–4%), *Fraxinus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Betula*, NAP, oraz małe: *Hedera*, *Ligustrum*, *Humulus*, *Frangula*, *Ulmus*, *Pterocarya* i *Viburnum*. Wartości *Salvinia* wzrastają do 1%, a *Pediastrum* do 128%.

Historia roślinności i zmian klimatu

Charakterystyka wyróżnionych w biogenicznych osadach jeziornych z otworu WN 1/99 podstawowych jednostek palinostratygraficznych, odzwierciedla przemiany klimatyczno-florystyczne w śródlądowym przyrodniczym małego odcinka środkowego plejstocenu tego rejonu Polski. Przemiany te obejmują: schyłek późnego glacjału zlodowacenia poprzedzającego ocieplenie interglacjału mazowieckiego (L PAZ — WN-1 — *Betula-Juniperus*-NAP), stadium protokratyczne (L PAZ — WN-2 — *Betula-Pinus* (NAP), L PAZ — WN-3 — *Pinus-Alnus-Picea*, L PAZ — WN-4 — *Picea-Alnus-Fraxinus* i przeważającą część stadium mezokratycznego tego interglacjału (L PAZ — WN-5 — *Taxus-Picea-Alnus*, L PAZ — WN-6 — *Pinus-Picea-Alnus*, L PAZ — WN-7 — *Abies-Carpinus-(Alnus)*).

L PAZ — WN-1 — *Betula-Juniperus*-NAP odzwierciedla panowanie pionierskich zbiorowisk krzewiasto-zielnych i początek formowania się pierwszych, luźnych i widnych zbiorowisk drzewiasto-krzewiastych z dużym lub znacznym udziałem roślin zielnych, w tym o większych wymaganiach świetlnych. W zbiorowiskach tych dominowały krzewiaste i drzewiaste gatunki brzoź, z dużym udziałem jałowca, sosny oraz roślin zielnych, głównie traw i turzycowatych. Słabe zwarcie tych zbiorowisk i niedostateczne opanowanie przez te zbiorowiska utworów powierzchniowych sprzyjało i przejawiało się rozwojem procesów erozyjno-denudacyjnych. Efektem tego jest mała koncentracja, duży stopień zniszczenia zdeponowanych sporomorf, przy jednoczesnej obecności zre-

deponowanych sporomorf roślin trzecieorędowych. Występujące zbiorowiska i zachodzące procesy wskazują na warunki klimatyczne zbliżone do panujących obecnie przy północnej granicy lasu.

L PAZ — WN-2 — *Betula-Pinus*-(NAP), odzwierciedla występowanie początkowo umiarkowanie lub niezupełnie zwartych lasów brzożowych z dużym udziałem sosny lub brzożowo-sosnowych, z tracącym stopniowo na znaczeniu jałowcem, dosyć licznym świerkiem, zyskującym na znaczeniu wiązem, jesionem dębem, a na siedliskach podmokłych z olszą oraz chmielem w podszyciu. Pojawienie się pałki szerokolistej określa średnią temperaturę najcieplejszego miesiąca na minimum 14°C. Była ona ok. 2°C wyższa od cechującej współcześnie północną lub górską granicę lasu. Wzrost lokalnej produkcji pyłku przez miejscowe, już dosyć dobrze uformowane zbiorowiska, ograniczające rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych, zaznaczył się wzrostem koncentracji sporomorf w deponowanych wówczas osadach oraz brakiem zreponowanych sporomorf roślin trzecieorędowych.

L PAZ — WN-3 — *Pinus-Alnus-Picea* odzwierciedla występowanie zwartych, dobrze uformowanych lasów lub lasoborów utworzonych głównie przez: sosnę, drzewiaste brzozy i świerk, ze znaczącym udziałem jesionu, nieco mniejszym wiązu i dębu, sporadycznie pojawiająca się lipą, leszczyną, klonem i sporadycznie przetrwałym jałowcem. Na siedliskach podmokłych składnikiem zbiorowisk była olsza z chmielem w podszyciu. Pojawienie się ligustru oraz wcześniej wymienionej lipy i leszczyny oraz wzrost znaczenia jesionu, wiązu i dębu dowodzi dalszego ocieplenia klimatu i wydłużenia okresu wegetacyjnego.

L PAZ — WN-4 — *Picea-Alnus-Fraxinus*. Panowały wówczas zwarte, dobrze uformowane lasy sosnowo-świerkowe lub świerkowo-sosnowe, ze znacznym udziałem drzewiastych brzoż, jesionu, wyraźnie mniejszym: wiązu, dębu, leszczyny, lipy oraz sporadycznie przetrwałym modrzewiem i jałowcem. W najmłodszym odcinku tego L PAZ pojawia się i zyskuje na znaczeniu cis. Na siedliskach podmokłych dominowała olsza, z nieznacznym udziałem innych drzew. Zbiorowiska te stanowią końcowy etap przemian klimatyczno-florystycznych stadium protokratycznego tego interglacjału.

L PAZ — WN-5 — *Taxus-Picea-Alnus* odzwierciedla początek występowania zwartych, wieloskładnikowych borów i lasów mieszanych stadium mezokratycznego interglacjału mazowieckiego. Dominowały lasy wieloskładnikowe. Ich głównym składnikiem był cis, ze znacznym udziałem świerka, wyraźnie mniejszym: jesionu, dębu, leszczyny, lipy, wiązu, na siedliskach skrajnie suchych i ubogich troficznie ze znacznym udziałem lub z dominującą sosną, a na siedliskach podmokłych, ze znacznym udziałem lub z dominującą olszą. W zbiorowiskach tych stale występowały lub zaczynały się pojawiać: klon, wiązowiec, skrzydłoorzech, ligustr, bluszcz, grab, a w runie orlica pospolita. Skład i charakter zbiorowisk roślinnych wskazuje na panowanie ciepłego, łagodnego i wilgotnego klimatu, o umiarkowanie długim okresie wegetacyjnym i średniej temperaturze najcieplejszego miesiąca ok. 20°C oraz o umiarkowanie niskiej średniej temperaturze najchłodniejszego miesiąca (Krupiński, 1995a, 2000a,b).

L PAZ — WN-6 — *Pinus-Picea-Alnus*, z subzoną *Betula* w osadach profilu WN 2/99 (Krupiński, 2000b; Krupiński & Źarski, 2003). Na siedliskach suchych lub okresowo suchych oraz ubogich troficznie panowały wówczas — sosna, na siedliskach umiarkowanie wilgotnych sosna,

świerk, zyskujący na znaczeniu dąb, grab, leszczyna oraz w nieznacznym ilościach ponownie pojawiający się modrzew, na siedliskach wilgotnych o podłożu mineralnym lub mineralno-organicznym świerk, z licznym udziałem olszy, grabu i leszczyny, wiązu, jesionu, jodły i stosunkowo nielicznie przetrwałym cisem, a na przetrwałych nielicznie siedliskach podmokłych i okresowo podtapianych o podłożu organicznym, głównie olsza, z nieznacznym udziałem cisa, a być może i sosny. Przejściowo w zbiorowiskach leśnych zaznacza się wyraźny wzrost znaczenia brzozy, w mniejszym stopniu modrzewia. Podobne zmiany zarejestrowano w osadach innych profili tego interglacjału na obszarze Środkowej Europy (Krupiński, 1995a). Spektra osadów tego poziomu są wynikiem przemian w składzie zbiorowisk roślinnych i przejawem zmieniającego się klimatu, zwłaszcza jego kontynentalizacji. Panował klimat umiarkowany, kontynentalny. Znaczną suchością klimatu odznaczały się nie tylko sezony letnie, ale również okresy zimowe. Przejściowemu i wyraźnemu skróceniu uległ okres wegetacyjny. Średnia temperatura najcieplejszego miesiąca mogła, lecz nie musiała ulec wyraźnemu obniżeniu.

L PAZ — WN-7 — *Abies-Carpinus*-(*Alnus*) odzwierciedla panowanie zwartych, dobrze uformowanych, wieloskładnikowych lasów mieszanych, utworzonych głównie przez: jodłę, grab ze znacznym udziałem dębu, leszczyny, wyraźnie mniejszym: cisa, świerka, sosny, jesionu, wiązu i lipy, a na siedliskach podmokłych z dominującą olszą. Wyraźnym, aczkolwiek nielicznym składnikiem tych zbiorowisk były: klon, bukszpan, ligustr, bluszcz, skrzydłoorzech, kruszyna, kalina i chmiel. Ich obecność oprócz bezwzględnie dominujących drzew mezo- i oligokratycznych, wskazuje na panowanie łagodnego i wilgotnego klimatu, zwłaszcza występowania łagodnych i wilgotnych zim. Obecność tych taksonów decyduje o zapisanym w tych osadach interglacialnym ociepleniu, czyli przynajmniej dorównującym na tym obszarze najcieplejszemu odcinkowi holocenu. Średnią temperaturę najcieplejszego miesiąca należy ocenić na ok. 20–21°C najchłodniejszego na ok. 0–10°C (Krupiński, 2000a, b, tab. 12).

Wnioski biostratygraficzne

Diagramy pyłkowe biogenicznych osadów jeziornych z otworu WN. 1/99 i WN. 2/99 (Krupiński, 2000b) z Wylezina wykazują cechy charakteryzujące mazowiecką sukcesję interglacialną (Krupiński, 1995a 2000a). Wydzielone lokalne jednostki palinostratygraficzne z łatwością mogą być korelowane z cechującymi palinostratygrafię osadów tego interglacjału, z obszaru południowego Podlasia (Krupiński, 1995a, 1996) lub innych rejonów Polski (Krupiński, 2000a). Odzwierciedlają one schyłek późnego glacjału południowopolskiego zlodowacenia, stadium protokratyczne i przeważającą część stadium mezokratycznego interglacjału mazowieckiego. Zasadniczą cechą różniącą diagramy pyłkowe dwu nowo pobranych i opracowanych paleobotanicznie rdzeni biogenicznych osadów jeziornych tego interglacjału z Wylezina (Krupiński, 2000b; Krupiński & Źarski, 2003) od pobranego wcześniej (Rühle, 1968) i zbadanego przez Dyakowską (1956a) jest występowanie w znacznych wartościach pyłku *Taxus* (do 49%), z wszystkimi tego klimatostratygraficznymi konsekwencjami (Krupiński, 1996), a w odcinku spagowym również znacznych wartości *Juniperus* (14%). Diagramy osadów pochodzących z otworów WN. 1/99 i WN. 2/99 obejmują

nieznacznie dłuższy odcinek sukcesji późnego glacjału, aniżeli diagram osadów z tego stanowiska opracowanych wcześniej przez Dyakowską (1956b). Duże podobieństwo spektrów pyłkowych podobnych litologicznie osadów tworzących strop zachowanych utworów biogenicznych w porównywanych otworach wskazuje na ich synchroniczność. Zdaniem autora części paleobotanicznej tego opracowania, diagramy pyłkowe biogenicznych osadów jeziornych z Wylezina reprezentują wariant (typ) środkowopolski mazowieckiej sukcesji interglacjalnej. Wariant ten różni się od charakteryzującego obszar środkowoschodniej Polski wyraźnie większymi wartościami *Taxus* (ok. 50% lub nieznacznie większymi), nieznacznie mniejszymi *Picea*, brakiem trzech wyraźnych kulminacji krzywej *Abies*, rozdzielonych dwoma maksimami wartości *Carpinus*. W diagramach z rejonu Białej Podlaskiej, krzywa *Quercus* i *Carpinus* kulminują niemalże jednocześnie i są poprzedzone maksymalnymi w tym interglacjale wartościami *Corylus*. Nieco wcześniejsza w diagramie z Wylezina — w stosunku do przebiegu krzywych innych taksonów, zwłaszcza *Taxus* — kulminacja krzywych *Corylus* i *Quercus*, pozwala sądzić się, że migracja tych drzew w interglacjale mazowieckim postępowała z południowego zachodu. Na wyciągnięcie takiego wniosku pozwala analiza diagramów pyłkowych osadów tego interglacjalu z innych stanowisk z obszaru Polski i środkowej Europy (Krupiński, 1995a).

Podsumowanie

Wyniki przeprowadzonych badań geologiczno-stratygraficznych i paleobotanicznych, pozwoliły określić wiek i genezę osadów w profilu Wylezin. Utwory znajdujące się poniżej osadów jeziornych powstały w czasie zlodowaceń południowopolskich: nidy, sanu 1, wilgi (sanu 2) i są pochodzenia lodowcowego (gliny zwałowe), wodnolodowcowego (piaski i żwiry) oraz zastoiskowego (mulki, ility, piaski). Biogeniczne osady jeziorne akumulowane były w interglacjale mazowieckim. Dokumentują to wyniki badań paleobotanicznych. Utwory jeziorne interglacjalu mazowieckiego rozdzielają osady zlodowaceń południowopolskich od środkowopolskich. Zlodowacenie środkowopolskie (odry) reprezentują piaski wodnolodowcowe, a zlodowacenie wisły — piaski rzeczne. Gliny zwałowe zlodowaceń środkowopolskich (odry i warty) dokumentuje wiercenie w pobliskiej Niwie Babickej. Przydatne dla interpretacji osadów czwartorzędowych okazały się wyniki badań magnetostratygraficznych. W wierceniu Wylezin osady plejstoceńskie akumulowane były w epoce paleomagnetycznej Brunhes, a utwory czwartorzędowe z wiercenia Niwa Babicka, w epoce Matuyama i Brunhes.

Literatura

DYAKOWSKA J. 1956a — Plejstoceński profil z Wylezina. Biul. Inst. Geol., 100; 193–216.
 DYAKOWSKA J. 1956b — Spektre pyłkowe utworów zastoiskowych. Biul. Inst. Geol., 100; 217–226.
 HELLER F. & EVANS T. 1995 — Loess magnetism. Rev. Geoph., 33: 211–240.
 KENIG K. & JANKOWSKA B. 2001 — Badania litologiczno-petrograficzne osadów zwartorzędowych. SMGP 1 : 50 000, ark. Żelechów. CAG Państw. Inst. Geol.

KIRSCHVINK J. 1980 — The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. Geophys. J. R. Astron. Soc., 62: 699–718.
 KONDRACKI J. 1998 — Geografia fizyczna Polski. PWN.
 KRUPIŃSKI K.M. 1995a — Stratygrafia pyłkowa i sukcesja roślinności interglacjalu mazowieckiego Acta. Geogr. Lodz., 70: 1–200.
 KRUPIŃSKI K.M. 1995b — *Taxus* in Plant Communities of the Mazovian Interglacial Age in Central Europe and its Climatostratigraphical Consequences, Bull. Pol. Acad., Earth Sc., 43: 29–41.
 KRUPIŃSKI K.M. 1996 — Tabela stratygraficzna flory interglacjalu mazowieckiego południowego Podlasia. Mat. Teren. Warszt. Paleobot. Roślinność interglacjalu mazowieckiego na Podlasiu. Grabanów: 10–14.
 KRUPIŃSKI K.M. 2000a — Korelacja palinostratygraficzna osadów interglacjalu mazowieckiego z obszaru Polski. Pr. Państw. Inst. Geol., 169: 1–61.
 KRUPIŃSKI M. 2000b — Sprawozdanie z badań palinologicznych osadów biogenicznych z otworów wiertniczych: Wylezin WN. 1/99, Wylezin WN. 2/99, ark. Żelechów. CAG Państw. Inst. Geol., Q. 64.
 KRUPIŃSKI M. 2001 — Opracowanie paleobotaniczne osadów biogenicznych z otworu wiertniczego Gózd, GD. 1/00 ark. Okrzeja. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 2342/2001.
 KRUPIŃSKI K.M., LINDNER L. & TUROWSKI W. 1986 — Sediments of the Mazovian Interglacial at Biała Podlaska (Eastern Poland). Bull. Pol. Acad. Earth Sc., 34: 365–373.
 KRUPIŃSKI K.M., LINDNER L. & TUROWSKI W. 1988 — Geologic- floristic setting of the Mazovian Interglacial sediments of Biała Podlaska (E Poland). Acta Palaeobot., 28: 29–47.
 KRUPIŃSKI K. M. & ŻARSKI M. 2003 — Wyniki nowych badań geologicznych i paleontologicznych osadów interglacjalnych z Wylezina. [W:] IV Sem. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych: 30–32, Poznań 13–14.10.2003.
 KRUPIŃSKI K. M. & ŻARSKI M. 2004 (w druku) — Wyniki nowych badań geologicznych i paleontologicznych osadów interglacjalnych z Wylezina. Wyd. UAM, Poznań.
 KUSIAK J. 2001 — Wyniki datowań TL próbek osadów czwartorzędowych z wiercenia Wylezin, ark. Żelechów SMGP 1 : 50 000. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 2342/2001.
 LISICKI S. 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. Pr. Państw. Inst. Geol., 177: 1–105.
 MÜLLER H. 1974 — Pollenanalytische Untersuchungen und Jahres-schichtenzahlungen an der holstein — zeitlichen Kieselgur von Münster-Breloh. Geol. Jb. A, 21: 107–140.
 NAWROCKI J. 2001 — Wyniki badań magnetostratygraficznych skał czwartorzędowych z otworów wiertniczych Niwa Babicka i Wylezin. CAG Państw. Inst. Geol.
 NAWROCKI J., BOGUCKI A., ŁANCZONT M. & NOWACZYK N.R. 2002 — The Matuyama-Brunhes boundary and the nature of magnetic remanence acquisition in the loess-palaeosol sequence from the western part of the East European loess province. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 188: 39–50.
 NITA M. 1999 — Mazovian Interglacial at Konieczki near Kłobuck (Silesian-Cracovian Upland). Acta Palaeobot., 39: 89–135.
 RÓŻYCKI Z. 1972 — Plejstocen Polski Środkowej. PWN.
 RÜHLE E. 1968–1969 — Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Wylezinie (na N od Dębina). Roczn. Pol. Tow. Geol., 38: 531–543.
 RÜHLE E. 1969 — Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu. Biul. Inst. Geol., 220: 81–103.
 RZETCHOWSKI J. 1977 — Main lithotypes of tills in the Central Polish area. Biul. Inst. Geol., 305: 31–43.
 SELLE W. 1953 — Gesetzmässigkeiten in pleistozänen und holozänen Klimaablauf Abh. Naturw. Ver. Brema, 33: 259–290.
 ŚRODOŃ 1969 — Pozycja stratygraficzna flor Lubelszczyzny zalicznych do interglacjalu mazowieckiego. Biul. Inst. Geol., 220: 5–10.
 ŚRODOŃ 1972 — Roślinność Polski w czwartorzędzie: Szata roślinna Polski, 1. PWN: 527–569.
 WINTER H. 2000 — Orzeczenie dotyczące wyników analizy pyłkowej z profilu Wylezin, Zadybie Stare, Niwa Babicka, Kol. Jarczew. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 2341/2001.
 ŻARSKI M. 2001 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Żelechów wraz z objaśnieniami. CAG Państw. Inst. Geol., nr arch. 2342/2001.
 ŻARSKI M. 2002 — Pleistocene river valleys and ice sheet limits in the Southern Mazovian Lowland, Central Poland. Geol. Quart., 46: 147–163.