

¹Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS, al. Kraśnicka 2 c/d, 20-718 Lublin
e-mail: i.pidek@poczta.umcs.lublin.pl

²Instytut Botaniki im. W. Szafera PAN w Krakowie, ul. Lubicz 46, 31-512 Kraków

³Państwowy Instytut Geologiczny–Państwowy Instytut Badawczy
ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

IRENA AGNIESZKA PIDEK¹, RENATA STACHOWICZ-RYBKA²,
MARCIN ŻARSKI³

Nowe dane paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 na stanowisku stratotypowym

New palaeobotanical data from the Ferdynandów 2011 profile in the stratotype site

Słowa kluczowe: ferdynandowska sukcesja pyłkowa, wczesny-środkowy plejstocen, MIS 13–15, palinostratygrafia, Ferdynandów, Polska E

Key words: Ferdynandovian pollen succession, Early-Middle Pleistocene, MIS 13–15, palynostratigraphy, Ferdynandów, E Poland

WSTĘP

Stanowiska z zapisem ferdynandowskiej sukcesji pyłkowej są rzadko spotykane, a zwłaszcza te z zapisem paleobotanicznym dwu okresów ciepłych i dzielącego je ochłodzenia. Na tym tle, na szczególną uwagę zasługuje obszar Południowego Podlasia, na którym zostało rozpoznanych 8 stanowisk z osadami interglacjału ferdynandowskiego. Są one udokumentowane badaniami palinologicznymi (Żarski i in. 2009a; Ryc. 1). Na tym obszarze zlokalizowane jest również stanowisko stratotypowe Ferdynandów B z 1963 roku, dla którego opisano w 1981 roku nową wówczas sukcesję pyłkową, określoną jako sukcesja ferdynandowska (Janczyk-Kopikowa i in. 1991; Mojski, 1985; Janczyk-Kopikowa 1991; Rzechowski 1996).

Wśród innych stanowisk o tej sukcesji na Południowym Podlasiu są również stanowiska Zdany i Łuków, dla których sporządzono diagramy pyłkowe o wysokiej rozdzielczości. Pozwoliło to na szczegółowe odtworzenie palinostratygrafii (Pidek 2000; Pidek, Małek 2010) oraz historii roślinności i zmian klimatycznych



- - stanowiska z udokumentowanymi paleobotanicznie osadami interglacjału ferdynandowskiego
sites with palaeobotanical documentation of the Ferdynandovian interglacial deposits

Ryc. 1. Lokalizacja otworu wiertniczego Ferdynandów 2011 na tle archiwalnego otworu Ferdynandów B z 1963 roku oraz innych stanowisk ferdynandowskich Południowego Podlasia

Fig. 1. Situation of the Ferdynandów 2011 core against the background of the archival Ferdynandów B core from 1963 and other Ferdynandovian sites of the South Podlasie

w skali regionalnej w okresie 140 tys. lat trwania jednostki klimatostratygraficznej Ferdynandovian (Pidek 2003 2013; Pidek, Poska 2013). Diagramy palinologiczne z wymienionych stanowisk pozwoliły na potwierdzenie poglądu Mamakowej (1996), że ferdynandowska sukcesja pyłkowa zawiera dwie pełne sukcesje interglacjalne, przedzielone ochłodzeniem o charakterze glacialnym. Dwie jednostki

cieple następnie zyskały nazwy Ferdynandovian 1 i Ferdynandovian 2, natomiast dzielące je ochłodzenie Ferdynandovian 1 / 2 (Lindner et al. 2004; Winter 2006). Powszechnie się uważa, że utwory interglacjału ferdynandowskiego występują pomiędzy osadami zlodowaceniami Sanu 1 i zlodowacenia Sanu 2. Odpowiadają im 15–13 morskie stadia izotopowe tlenu (Lindner et al. 2001).

Stratotypowy dla sukcesji profil z Ferdynandowa (profil Ferdynandów B odwiercony w 1963 roku, zawierający blisko 20-metrową warstwę osadów jeziornych) nie miał dotychczas wysokorozdzielczego opracowania paleobotanicznego, które pozwoliłoby na pełną korelację faz ferdynandowskich wyróżnionych przez autorkę jego palinologicznego opracowania – dr Z. Janczyk-Kopikową (1975) z nowym podziałem sukcesji ferdynandowskiej (Mamakowa 1996, 2003; Pidek, 2003). Powtórne wiercenie, wykonane w 2011 roku i nazwane Ferdynandów 2011, pozwoliło zrealizować nowe badania paleobotaniczne i w pełni skorelować jednostki klimatostratygraficzne obserwowane w wysokorozdzielczych diagramach palinologicznych z sąsiedniego stanowiska w Łukowie (Pidek 2015). Ponadto nowy rdzeń poddano analizie makroszczątków roślinnych, która w korelacji z wynikami badań litologii osadów wniosła istotne dane dotyczące rozwoju samego paleojeziora, jego trofii i jego ewolucji. Artykuł prezentuje aktualny stan badań paleobotanicznych na tle litostratygrafii osadów nowego profilu Ferdynandów 2011. Wnioski palinostratygraficzne oparte na wstępnym rozpoznaniu serii jeziornej z nowego wiercenia (Pidek 2015) znajdują potwierdzenie również w badaniach makroszczątków roślinnych. Nowe wiercenie zlokalizowane jest we wschodniej części Wysoczyzny Żelechowskiej, w miejscu archiwalnego wiercenia Ferdynandów B wykonanego w 1963 r., a także wiercenia surowcowego z 1960 roku.

RZEŻBA TERENU I BUDOWA GEOLOGICZNA REJONU WIERCENIA

Wiercenia Ferdynandów 2011, a także Ferdynandów B, zlokalizowane są we współczesnym owalnym zagłębieniu bezodpływowym wypełnionym częściowo wodą, położonym na zdenudownej wysoczyźnie polodowcowej. Długość tego zagłębienia wynosi 300 m, a szerokość nie przekracza 200 m. Powierzchnia terenu wokół zagłębienia jest płaska i położona na wysokości około 170 m n.p.m. Urozmaiceniem rzeźby terenu są doliny małych rzek i wydmy, a także nieco dalej pojedyncze moreny czołowe i martwego lodu, ozy i kemy (Żarski 2007). Na powierzchni terenu wokół zagłębienia w Ferdynandowie odsłaniają się gliny zwałowe zlodowacenia Odry (MIS 6; Lindner, Marks 2012) i nieco dalej piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz miejscami mułki i ily zastoiskowe. Omawiany teren objęty był także zlodowaceniami południowopolskimi (Narwi, Nidy, Sanu 1, Sanu 2). Przeciętna miąższość osadów czwartorzędowych wynosi kilkadziesiąt



Fot. 1a. Miejsce wiercenia profilu Ferdynandów 2011 (fot. M. Żarski)
Phot. 1a. Place of the Ferdynandów 2011 coring (photo by M. Żarski)



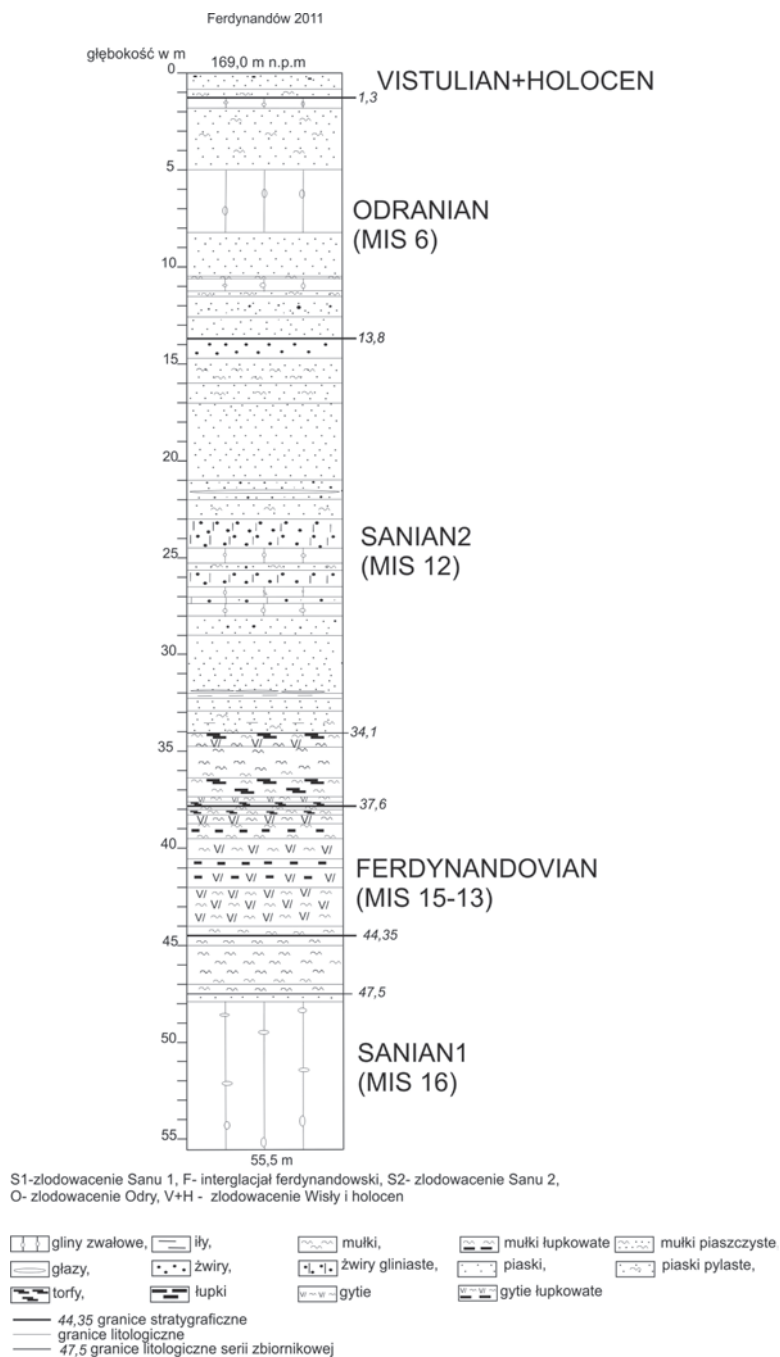
Fot. 1b. Fragment świeżo uzyskanego rdzenia wiertniczego Ferdynandów 2011 (fot. M. Żarski)
Phot. 1b. Excerpt of the newly obtained Ferdynandów 2011 drill core (photo by M. Żarski)

metrów, miejscami dochodzi 100 m. Podłożem osadów czwartorzędowych są utwory mastrychtu górnego, paleocenu dolnego, eocenu, oligocenu i miocenu (Żarski i in. 2009b).

OPIS WIERCENIA I INTERPRETACJA STRATYGRAFICZNA

Uzysk rdzenia podczas wiercenia Ferdynandów 2011 (Fot. 1a,b) pozwolił na otrzymanie profilu o miąższości 55,5 m. Nowy profil jest podobny do profilu Ferdynandów B, który został dobrze zbadany pod względem geologicznym i palinologicznym (Rzechowski 1996). W obu wierceniach znajdują się trzy poziomy glin zwałowych. Jeden poniżej osadów jeziornych interglacjału ferdynandowskiego i dwa powyżej. Profil Ferdynandów 2011 rozpoczynają gliny zwałowe o miąższości 7,6 m (55,5–47,9 m, Ryc. 2). Gliny te koreluje się ze zlodowaczeniem Sanu 1 (MIS 16). Do schyłkowej fazy tego zlodowaczenia zaliczono laminowane mułki jeziorne o miąższości 3,15 m, które przechodzą w jeziorne osady interglacjału ferdynandowskiego *s.l.* (MIS 15–13). Seria jeziorna osadów interglacjału ferdynandowskiego osiąga miąższość 6,75 m (44,35–37,60, Ryc. 2). Składają się na nią kolejno: mułki, bezwapienne gytie, gytie łupkowate, łupki, mułki z wytrąceniem węglanu wapnia, mułki łupkowate i skomprimowane torfy. Ponad torfami występują mułki organiczne i mułki laminowane zbiornikowe o miąższości 3,5 m (37,6–34,1 m), które na podstawie badań palinologicznych zostały zaliczone do zlodowaczenia Sanu 2 (MIS 12). Ponad osadami zbiornikowym występują kolejno piaski i mułki zastoiskowe (2 m), następnie piaski i żwiry wodnolodowcowe (4 m), gliny zwałowe i żwiry gliniaste (5 m), piaski i żwiry wodnolodowcowe (2 m), piaski pylaste zastoiskowe (6 m) i żwiry wodnolodowcowe (1 m). Seria osadów zlodowaczenia Sanu 2 kończy się na głębokości 13,8 m. Ponad żwirami znajdują się piaski pylaste zastoiskowe o miąższości 1,2 m, korelowane ze zlodowaczeniem Odry (MIS 6). Ponad nimi znajdują się piaski i żwiry wodnolodowcowe (1, 3 m), które przykrywa odwapniony cienki poziom gliny zwałowej (0,7 m), nad którym znajdują się ponownie piaski i żwiry wodnolodowcowe o miąższości 2,3 m. Zwarty poziom glin zwałowych osiąga miąższość 3,2 m. Nad nim położone są piaski zastoiskowe (3,2 m). Sekwencję osadów zlodowaczenia Odry kończy spływowa glina o miąższości 0,5 m, której strop położony jest na głębokości 1,3 m. Piaski deluwalne o miąższości 0,9 m korelowane są ze zlodowaczeniem Wisły (MIS 5d-2). W holocenie (MIS 1) na piaskach wytworzyła się gleba z poziomem próchnicznym o miąższości 0,4 m

Wiercenie Ferdynandów 2011 potwierdziło pozycję stratygraficzną interglacjału ferdynandowskiego umieszczanego pomiędzy zlodowaczeniem Sanu 1 i Sanu 2.



Ryc. 2. Profil litologiczno-stratygraficzny Ferdynandów 2011
Fig. 2. Lithologic-stratigraphic profile of the Ferdynandów 2011 core

BADANIA PALEOBOTANICZNE

Material i metody:

Analizie pyłkowej poddano próbki z głębokości od 34,15 do 47,10 m. Poniżej 47,10 m pobieżny przegląd próbek wykazał tylko sporadyczne ziarna pyłku, wobec tego nie ujęto ich na diagramie pyłkowym. Próbki o objętości 2 cm³ do analizy pyłkowej podlegały wstępnej obróbce laboratoryjnej polegającej na dekalcytacji za pomocą 10% HCl, a następnie gotowaniu w 3,5% KOH. Frakcję mineralną usuwano za pomocą 40% HF. Następnym etapem była maceracja próbek standardową metodą acetolizy Erdtmanna (Berglund, Ralska-Jasiewiczowa 1986). Acetolizowany pyłek zawieszony w glicerynie poddano analizie mikroskopowej. Spektra pyłkowe liczone zawsze na przynajmniej dwu preparatach. We wszystkich próbkach frekwencja sporomorf i stan ich zachowania, były na ogół dobre lub bardzo dobre. Wyjątkiem są próbki z osadów glacialnych, w których wiele sporomorf było zniszczonych, trudno oznaczalnych. Sumą podstawową do obliczeń procentowych jest suma pyłku drzew i krzewów /AP/ oraz roślin zielnych /NAP/ z wyłączeniem pyłku roślin wodnych i szuwarowych, zarodników *Pteridophyta* i *Bryophyta* oraz kolonii glonów *Pediastrum*.

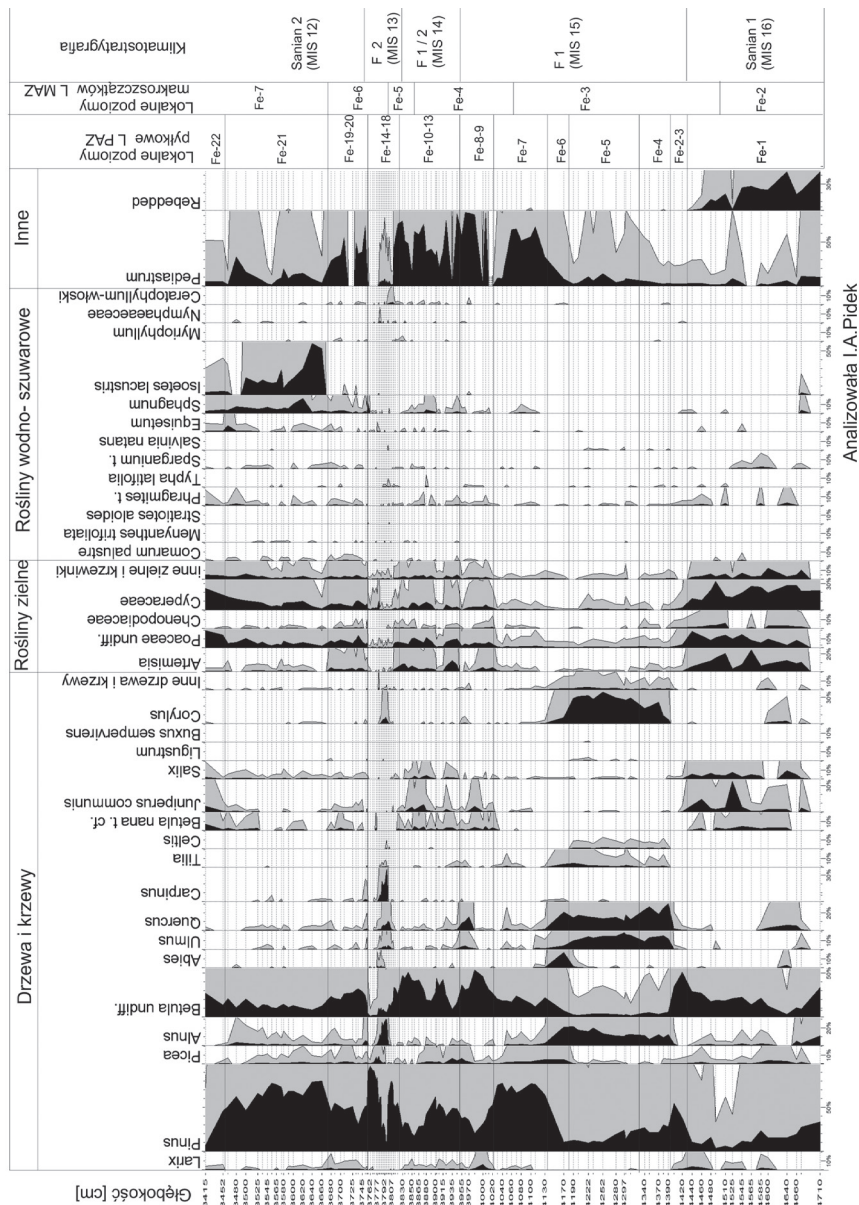
Dotychczas w profilu Ferdynandów 2011 przeanalizowano makroszczałki roślinne w 52 próbkach z przedziału głębokości 34,22–47,95 m, które pokrywają się na ogół z próbkami wykonanymi przez I. A. Pidek metodą analizy pyłkowej.

Wszystkie próbki po zmierzeniu objętości osadu (100–120 cm³) moczone w wodzie przez ok. 24 h, a następnie podane gotowaniu z dodatkiem KOH. Materiał przebiegany był pod mikroskopem stereoskopowym. Do konserwacji szczałków użyto standardowej mieszanki alkoholu, wody i gliceryny (w stosunku 1:1:1) z dodatkiem tymolu. Następnie fragmenty roślin suszono przy pomocy 50-procentowego alkoholu etylowego. Makrofosylia identyfikowano przy pomocy kluczy, atlasów, innych opracowań i publikacji oraz zbioru porównawczego współczesnych nasion i owoców, a także kolekcji kopalnych flor należących do Muzeum Paleobotanicznego Instytutu Botaniki im. Szafera PAN w Krakowie.

Wyniki oznaczeń paleobotanicznych są prezentowane na diagramach (Ryc. 3 i Ryc. 4) wykreślonych przy użyciu programu POLPAL (Nalepka, Walanus 2003). Poszczególne taksony w diagramie pyłkowym (Ryc. 3) uporządkowano według formy życiowej (drzewa, krzewy, rośliny zielne i krzewinki). Osobną wydzieloną grupę stanowiły rośliny wodno-szuwarowe, tak aby ułatwić porównanie z wynikami analizy makroszczałków roślinnych. Wyróżniono 22 lokalne poziomy pyłkowe (L PAZ).

W diagramie makroszczałków (Ryc. 4) przyporządkowano je do grup siedliskowych w kolejności pojawiania się. W diagramie wydzielono 7 poziomów makroszczałków roślin oznaczonych L MAZ od Fe-1 do Fe-7. W obydwu diagra-

Ferdynandów 2011



Ryc. 3. Uproszczony procentowy diagram pyłkowy z profilu Ferdynandów 2011. Klimatostratygrafia wg Lindner i in. (2004); Winter (2006)
 Fig. 3. Simplified percentage pollen diagram of the Ferdynandów 2011 profile. Climate stratigraphy acc. to Lindner et al. (2004); Winter (2006)

mach, przy wydzieleniu poziomów L PAZ bądź L MAZ, kierowano się obecnością najbardziej licznych lub charakterystycznych taksonów dla danego poziomu. Granice pomiędzy poziomami zostały wyznaczone na podstawie pojawienia się, zaniku, wzrostu lub spadku liczebności taksonów istotnych pod względem ilościowym lub wskaźnikowym.

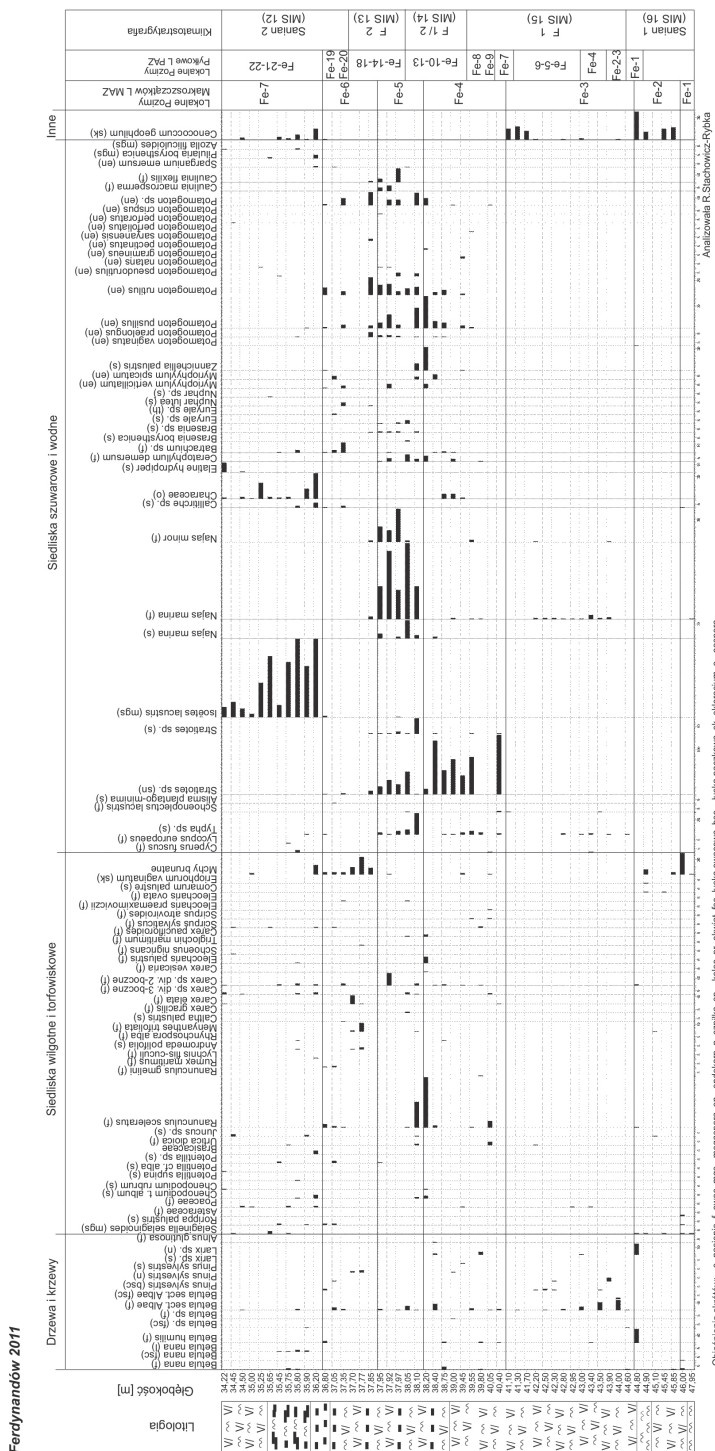
WYNIKI BADAŃ PALEOBOTANICZNYCH:

Analiza pyłkowa

Skład spektrów pyłkowych prób palinologicznych reprezentujących Fe – 1 L PAZ z dominacją *Artemisia*, Poaceae, Cyperaceae i znaczącym udziałem *Juniperus*, *Salix* i *Betula nana* t., jest typowy dla okresów glacialnych. Odsłonięte, niestabilne podłoże było źródłem również licznych sporomorf redeponowanych (Ryc. 3), wśród których odnotowano taksony neogeńskie oraz ciepłolubne taksony wspólne dla neogenu i czwartorzędu (np. *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*). Początek pierwszego okresu ciepłego (F 1) odzwierciedla się w spektrach pyłkowych poziomów Fe – 2–3 L PAZ, które wskazują na rozwój otwartych lasów borealnych brzożowych i sosnowo-brzożowych w protokratycznej fazie interglacjału. Dodatkowo makroszczątki *Betula* sect. *Albae* (Ryc. 4) potwierdzają obecność drzewiastych brzoż w sąsiedztwie zbiornika.

W kolejnych poziomach pyłkowych (Fe – 4–5 L PAZ) dominuje pyłek drzew o znacząco większych wymaganiach termicznych, wskazujący na rozwój wieloskładnikowych lasów liściastych optimum klimatycznego interglacjału F 1. Były to m.in. *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus*, *Tilia*, *Taxus* i *Acer*. Bardzo wysoki był również udział *Corylus*. Na uwagę zasługuje obecność w diagramie pyłkowym ciąglej krzywej procentowego udziału *Celtis*, drzewa termofilnego o wysokich wymaganiach dotyczących wilgotności siedliska, przywiązane do zbiorowisk łągowych, które jest egzotyczne dla współczesnej flory polskiej. Jego pojawienie się w zbiorowiskach leśnych jest, obok innych elementów termofilnych (*Ligustrum*, *Buxus*), wskaźnikiem ciepłego i wilgotnego klimatu. W młodszej części interglacialnego optimum do zbiorowisk leśnych wkroczyły świerk (*Picea*) i jodła (*Abies*) (Fe – 6 L PAZ) znacząc zmianę w kierunku ochłodzenia, przy wciąż wysokiej wilgotności klimatu.

W terminokratycznej fazie interglacjału, reprezentowanej przez poziomy Fe – 7–9 L PAZ, wzrost wartości *Pinus*, *Betula* i NAP, pojawienie *Larix* i obecność *Betula nana* t. w spektrach pyłkowych, świadczy o wycofaniu się ciepłolubnych drzew i procesach sukcesyjnych w zbiorowiskach leśnych, związanych z ochłodzeniem klimatycznym. Obecność tetrad pyłku *Typha latifolia* wskazuje, że przynajmniej temperatura najcieplejszego miesiąca wciąż nie spadała poniżej 14° C (Iversen 1954). Ten odcinek diagramu nosi również cechy ponownego



Ryc. 4. Procentowy diagram makrocząstek roślinnych z profilu Ferdynandów 2011. Klimatostratygrafia wg Lindner i in. (2004); Winter (2006)
Fig. 4. Percentage diagram of plant macrofossils from the Ferdynandów 2011 profile. Climatostratigraphy acc. to Lindner et al. (2004); Winter (2006)

krótkotrwałego ocieplenia zaznaczającego się wzrostem udziału *Quercus* i *Ulmus*, który może sugerować epizod rozprzestrzenienia się zbiorowisk z udziałem dębu i wiązu, które następnie ustąpiły pod wpływem postępującego ochłodzenia.

Wyraża się ono nagłym wzrostem *Artemisia*, Poaceae i innych taksonów roślin zielnych w poziomie Fe – 10 L PAZ (Ryc. 3). Dowodzi on wielkich zmian w zbiorowiskach roślinnych. Wskazuje na ekspansję roślinności terenów otwartych, w tym tundrowych i stepotundrowych, charakterystycznych dla okresów ochłodzeń glacialnych. Pojawia się ponadto ciągła krzywa udziału zarodników *Sphagnum*, sugerując rozwój torfowisk. Ponowna zmiana, obejmująca poziom Fe – 11 L PAZ, zdominowany przez *Pinus* i *Betula*, odzwierciedla wahnięcie interstadialne w obrębie tego glacialnego okresu (F 1 / 2), po którym ponownie oziębienie klimatyczne doprowadziło do rozwoju zbiorowisk otwartych, ponownie tundrowych i stepotundrowych, reprezentowanych w poziomie Fe – 13 L PAZ (Ryc. 3). Omawiany poziom, zamyka glacialną sekwencję pyłkową, rozdzielającą dwa ocieplenia (F1 i F2) w sukcesji ferdynandowskiej.

Początek kolejnego ocieplenia rangi interglacialnej (F2) wyznacza poziom pyłkowy Fe – 14, w którym widoczny jest gwałtowny wzrost *Pinus*, informujący o ponownym rozprzestrzenieniu borealnych lasów sosnowych, po których kolejno wkraczały termofilne drzewa i krzewy liściaste m. in. *Quercus*, *Ulmus* i *Corylus*, a także rozprzestrzeniały się olsy (wysoki udział *Alnus*) prawdopodobnie z udziałem *Picea*, a być może w późniejszym etapie również *Abies*. Optimum klimatyczne tego okresu ciepłego najlepiej wyrażone jest w poziomie Fe – 16 L PAZ przez zdecydowaną dominację *Carpinus*. Ponownie w okolicach Ferdynandowa rozprzestrzeniły się wieloskładnikowe lasy liściaste typu grądu grabowodębowego z liczną leszczyną oraz domieszką lipy.

Znaczący wzrost krzywej pyłku *Pinus* i częściej spotykany pyłek *Picea* w poziomach Fe – 17–18 L PAZ wskazuje na ponowne ochłodzenie. Poziomy te należą do terminokratycznej fazy drugiego interglacjalnego (F 2), w której wycofały się drzewa ciepłolubne, a na ich miejsce wkroczyły bory sosnowe. W miejscach wilgotniejszych rozprzestrzeniały się zbiorowiska ze świerkiem.

Poziom Fe 19 L PAZ rozpoczyna kolejną sekwencję o charakterze glacialnym, wiązaną tym razem z wczesnym glacją Sanu 2. W jej obrębie zarysowują się wahnięcia stadialno-interstadialne, reprezentowane przez cztery poziomy pyłkowe (Fe – 19–22 L PAZ, Ryc. 3). Wyrażają się one zmiennym udziałem procentowym taksonów związanych ze zbiorowiskami tundry i stepotundry (*Artemisia*, Poaceae, Cyperaceae, Chenopodiaceae, *Betula nana* t., *Juniperus*) w poziomach reprezentujących stadiały (Fe – 19–20 L PAZ oraz Fe – 22 L PAZ) oraz dominacją *Pinus* – w poziomie reprezentującym pierwszy interstadial zlodowacenia Sanu 2 (Fe – 21 L PAZ).

Analiza makroszczątków roślinnych

W badanym przedziale głębokości, w którym palinologicznie stwierdzono osady ferdynandowskie, wyniki analizy makroszczątków roślin również wykazały obecność wszystkich jednostek klimatostratygraficznych przypisywanych jednostce Ferdynandovian *s.l.*, a ponadto późnemu glaciałowi Sanu 1 i wczesnemu glaciałowi Sanu 2.

Późny glaciał Sanu 1, zapisany w poziomach Fe-1–2 L MAZ charakteryzuje niska frekwencja szczątków roślin, podobnie jak niski udział sporomorf w spektrach pyłkowych, ale obecność taksonów charakterystycznych dla klimatu borealnego, takich jak *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Potamogeton vaginatus* oraz światłożądnej *Rorippa palustris* wskazuje na chłodny klimat. U schyłku późnego glaciału Sanu 2 oznaczono liczne szczątki *Betula humilis* i *Larix* sp. Zaznaczający się w poziomie Fe-2 L MAZ brak zwartej pokrywy roślinnej spowodował uruchomienie procesów soliflukcyjnych, czego wyrazem jest obecność w osadzie *Cenococcum geophilum*.

W pierwszym, starszym okresie ciepłym interglaciału ferdynandowskiego (F1) obejmującym poziom Fe-3 L MAZ oraz spąg poziomu Fe-4 L MAZ, makroszczątki roślin są niezbyt liczne, ale swymi wymaganiami środowiskowymi wskazujące na ciepły klimat. Tak niska frekwencja makroszczątków roślin w optimum klimatycznym udokumentowanym badaniami palinologicznymi może wskazywać, że w tym okresie jezioro stanowiło rozległy i stosunkowo głęboki zbiornik, a trafiające do niego tylko nieliczne fragmenty roślin pochodziły z odległej płytkiej strefy szuwaru i brzegów. Wśród makroszczątków roślin oznaczono orzeszki i łuski nasienne *Betula* sect. *Albae*, owocki *B. humilis* oraz łuski pączkowe i nasiona *Pinus sylvestris*, a także szpilki *Larix* sp. Dalszy rozwój zbiornika w Ferdynandowie zaznacza się w spągu poziomu Fe-4 L MAZ spłyceniem jeziora i wzrostem znaczenia roślinności szuwarowej i wodnej. Znajduje to odzwierciedlenie również w diagramie palinologicznym, w którym wzrost udziału *Pediastrum* – glonu z gromady zielenic (głównie *P. boryanum* var. *boryanum*) wskazuje na płytki, eutroficzny zbiornik wodny. Wzrasta także znaczenie flory makrofitów. Pojawiają się liczne endokarpy z rodzaju *Potamogeton*, *Najas marina* i *N. minor*, które przemawiają za eutrofizacją wód. W strefie szuwaru występowała *Typha* sp., *Lycopus europaeus* i *Schoenoplectus lacustris*, a płytkie zatoczki o mulistym dnie porastał *Stratiotes* sp., oznaczony w postaci bardzo licznych, ale mało charakterystycznych kolców. W młodszej części tego poziomu, gdy we florze roślin lądowych dominowała brzoza i modrzew (Fe – 8–9 L PAZ, Ryc. 3), z roślin torfowiskowych oznaczono pojedyncze owocki *Carex gracilis*, *C. elata*, *C. paucifloroides*, *Carex* sp. trzyboczne oraz *Ranunculus sceleratus* i *Urtica* sp. Obecne były również owocki *Scirpus atroviroides*, który występuje w okresach interglacialnych we florach od późnego pliocenu. Znany jest również z ferdynandowskiej

flory z Łukowa (Stachowicz-Rybka 2015), z interglacjału augustowskiego ze stanowisk Czarnucha i Żarnowo (Stachowicz-Rybka 2011), z mazowieckiej flory z Konieczek (Nita 1999).

Chłodny okres pomiędzy dwoma okresami ciepłymi (F 1/2), reprezentowany przez strop poziomu Fe – 4 L MAZ, cechuje powrót taksonów występujących w chłodnym klimacie, takich jak: *Betula nana*, *B. humilis*, *Larix* sp. i *Ranunculus gmelini*. Postępuje dalsze spływanie i eutrofizacja zbiornika, obrazowane przez wzrost różnicowania taksonów w obrębie wszystkich grup ekologicznych. Na eutroficznych siedliskach okresowo wynurzanych brzegów coraz większe znaczenie miały zbiorowiska z *Ranunculus sceleratus*. Z gatunków roślin wodnych często oznaczanych w okresach późnoglacialnych, cechujących się chłodnym klimatem, oznaczono *Potamogeton praelongus*, *P. pusillus*, *P. rutilus* i *P. gramineus*.

Młodszy okres ciepły (F 2), zapisany w osadach poziomów Fe-5 L MAZ i spągu Fe – 6 L MAZ, w świetle analizy makroszczątków roślinnych, jest najcieplejszym okresem wydzielonym w sukcesji w Ferdynandowie. Wskazują na to oznaczone nasiona *Brasenia* sp. oraz fragmenty nasion i kolce niezwykle ważnego taksonu, jakim jest *Euryale* sp. Współcześnie żyjący *Euryale ferox* występuje w tropikalnej i subtropikalnej strefie południowo-wschodniej Azji przy średniej temperaturze lipca 21°C. W przypadku ferdynandowskiej flory opisanej z niedaleko położonego Łukowa (Stachowicz-Rybka 2015), z powodu braku kolców, obecność w tym czasie *Euryale* sp. nie była do końca pewna. Charakter roślinności drzewiastej w czasie F 2 różnił się od F 1 znaczącym udziałem *Carpinus*. Znaczne zmiany zaszły w składzie roślinności wodnej, która zdominowana została przez *Najas marina* wskazujący na obecność w jeziorze miejsc silnie nasłonecznionych i osłoniętych przed działaniem wiatru (Matuszkiewicz 2008; Tomaszewicz 1979). Towarzyszył mu niemal tak samo licznie *Najas minor*, który preferuje wody eutroficzne o odczynie zasadowym i głębokości około 0,5–2 m. Zbiorowiska makrohydrofitów, z reguły zakorzenionych, z przewagą form o liściach pływających, na powierzchni zdominowane były przez *Nuphar lutea*, *Brasenia borysthena*, *Ceratophyllum demersum* oraz *Myriophyllum spicatum* i *M. verticillatum*. Wśród makrofitów, w różnych zbiorowiskach występowały także *Potamogeton rutilus*, *P. pusillus* i *P. natans*. Pod koniec optimum F 2 pojawia się charakterystyczna dla środkowego plejstocenu *Caulinia macrosperma* (Velichkevich, Zastawniak 2008), generalnie jednak spada liczba diaspory, zwłaszcza w grupie roślin wodnych i szuwarowych, wzrasta natomiast udział taksonów charakterystycznych dla torfowisk. Jednak nawet w okresie schyłku F 2, w którym roślinność lądowa wykazywała już cechy nadchodzącego ochłodzenia (wysoki udział pyłku *Pinus sylvestris* i *Betula undiff.* w Fe – 18–19 L PAZ, Ryc. 3), roślinność wodna wciąż zawierała taksony ciepłolubne takie jak *Nuphar* sp. Jest to cecha typowa dla schyłkowych odcinków interglacjałów, w których

wody zbiornika jeziornego wolniej się wychładzają i dłużej stwarzają ciepłe siedlisko dla rozwoju roślinności niż otaczające obszary lądowe.

We wczesnym glacie Sanu 2 (strop poziomu Fe – 6 L MAZ i Fe – 7 L MAZ) wraz z pogorszeniem się warunków klimatycznych ponownie pojawiają się *Betula nana*, *Selaginella selaginoides* oraz *Rorippa palustris*. Na uwagę zasługuje obecność wyjątkowo licznych megaspor *Isoëtes lacustris*, którego płyty współcześnie rozwijają się w głębszych partiach dość chłodnych, oligotroficznych jezior w otoczeniu borów sosnowych i acidofilnych lasów liściastych, o głębokości wody do około 2 m. Zarówno obecność *Isoëtes lacustris*, jak i obecność licznych oospor Characeae, wskazuje na wzrost poziomu wody w zbiorniku. Wyniki te znajdują potwierdzenie w analizie spektrów sporowo-pyłkowych, w których w osadach poziomu Fe – 21 L PAZ (Ryc. 3) również występują liczne zarodniki *Isoëtes*.

INTERPRETACJA PALEOGEOGRAFICZNA GENEZY I EWOLUCJI PALEOZBIORNIKA JEZIORNEGO W FERDYNANDOWIE

Wyniki badań geologicznych i paleobotanicznych pozwalają na wnioskowanie na temat przemian paleogeograficznych i paleośrodowiskowych w okresie tworzenia się zbiornika ferdynandowskiego, jego wypłykania i zarastania oraz akumulacji osadów w późniejszych okresach. Po wycofaniu się z rejonu badań lądolodu zlodowacenia Sanu 1, w zagłębieniu terenu wytworzył się zbiornik wodny, w którym w warunkach peryglacialnych akumulowane były laminowane mułki. Ocieplenie klimatu w czasie pierwszego ocieplenia w obrębie interglacjału ferdynandowskiego (F 1), spowodowało rozwój roślinności i zmianę charakteru osadu. W niedużym jeziorze deponowane były mułki, bezwapienne gytie, miejscami torfy. Ochłodzenie glacialne klimatu (F 1 / 2) nie spowodowało zasadniczej zmiany charakteru osadu w stosunku do schyłkowej części F 1. Deponowane były mułki, gytie i torfy. Prawdopodobnie późniejsze procesy kompakcyjne doprowadziły do komprymacji osadów i powstania łupkowatych gytii, mułków i torfów. Wspomniana duża kompakcja osadów doprowadziła do, zwracającej uwagę, bardzo małej miąższości warstw, w których zapisane jest ocieplenie F 2. Jest to zjawisko powszechne w profilach ferdynandowskich, w których zarejestrowano dwa ocieplenia – m.in. Podgórze (Mamakowa, 1996), Zdany (Pidek 2003) i Łuków (Pidek 2013).

Początek ochłodzenia klimatu związany ze zlodowaceniem Sanu 2 zapisany jest w osadach gytii grubodetrytusowych, powstałych w warunkach chłodnego oligotroficznego jeziora, w którym rozwijał się poryblin (*Isoëtes lacustris*), gatunek charakterystyczny współczesnych oligotroficznych jezior lobeliowych. W jeziorze akumulowane były mułki organiczne i mułki laminowane. Dalsze ochłodzenie klimatu spowodowało przekształcenie zbiornika jeziornego w zastoiśko, w którym akumulowane były piaski i mułki. Przed czołem nasuwającego

ładolodu tworzyły się stożki fluwioglacjalne. Piaski i żwiry wodnolodowcowe całkowicie zasypały zbiornik ferdynandowski. Nasunięcie łądolodu Sanu 2 wyraziło się pokładem gliny zwałowej i żwirów gliniastych. Kolejne ocieplenie klimatu, związane z interglacjałem mazowieckim korelowanym z MIS 11, spowodowało wycofanie się łądolodu, w czasie, którego badany teren pokryły piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski i mułki zastoiskowe. Jednak w profilu Ferdynandów 2011 nie zarejestrowano osadów z okresu interglacjału mazowieckiego. Kolejne ogniwo litostratygraficzne w analizowanym profilu (Ryc. 2) pochodzi z okresu ochłodzenia klimatu związanego ze zlodowaczeniem Odry. Zlodowaczenie to spowodowało rozwój łądolodu i depozycję osadów zastoiskowych, wodnolodowcowych i glacialnych – gliny zwałowej. W fazie recesji łądolodu Odry akumulowane były piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz piaski zastoiskowe. W tym okresie prawdopodobnie doszło także do akumulacji gliny spływowej. Nie można jednak wykluczyć, że proces ten miał miejsce w czasie nasunięcia łądolodu Warty, którego czoło znajdowało się w niedalekiej odległości od badanego terenu. W czasie kolejnego zlodowacenia (Wisły) w obecnym zagłębieniu jezioro nie funkcjonowało. Akumulowane były piaski deluwialne. Dopiero pod koniec zlodowacenia Wisły i w Holocenie w miejscu występowania jeziora z okresu interglacjału ferdynandowskiego powstało nieduże zagłębienie terenu i wodne oczko. Jego zarys widoczny jest w krajobrazie do dziś. Spowodowane to było kompaktacją osadów leżących poniżej, głównie utworów jeziornych.

Nowe dane paleobotaniczne i litostratygraficzne pozwalają więc nie tylko na odtworzenie zmian szaty roślinnej i klimatu w okresie trwania dwudzielnego interglacjału ferdynandowskiego *s.l.*, lecz również na szersze interpretacje paleogeograficzne dotyczące regionu Południowego Podlasia, który jest kluczowy dla rozpoznania rozmieszczenia i funkcjonowania różnowiekowych pojezierzy kopalnych pochodzących z interglacjału ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego (Żarski 2008; Żarski, Nita, Winter 2005; Żarski, Małek, Albrycht 2009 a,b; Hrynowiecka, Żarski, Winter 2014).

WNIOSKI

1) Wysokorozdzielcze analizy palinologiczne i makrofosyliów roślinnych przeprowadzono w nowym profilu odwierconym w 2011 roku na stanowisku stratotypowym w Ferdynandowie.

2) W zestawieniu ze szczegółowymi danymi litostratygraficznymi, wyniki analiz paleobotanicznych pozwoliły na korelację poziomów pyłkowych i poziomów makroszczątków roślinnych z danymi z sąsiednich profili Zdany i Łuków na Południowym Podlasiu.

3) Diagramy paleobotaniczne z profilu Ferdynandów 2011 uszczegóławiają wyniki archiwalnych badań palinologicznych dr Z. Janczyk- Kopikowej w profilu

stratotypowym odwierconym w 1963 roku. Uszczegółowienie dotyczy zwłaszcza okresu dzielącego dwa ocieplenia, co powala na zastosowanie nowego podziału sukcesji ferdynandowskiej (wg Mamakowej 1996, 2003).

4) Trzy omawiane profile o pełnej sukcesji ferdynandowskiej z Południowego Podlasia (Ferdynandów 2011, Zdany i Łuków) zawierają palinologiczny zapis dwu okresów ciepłych rangi interglacjalnej (F 1 i F 2) i dzielącego je ochłodzenia rangi glacialnej (F 1 / 2).

5) Nowe, wysokorozdzielcze dane z 2011 roku ze stratotypowego stanowiska dla sukcesji ferdynandowskiej w Ferdynandowie, korelowanej z zachodnioeuropejskim kompleksem kromerskim (MIS 13–15), pozwalają na szersze interpretacje paleogeograficzne dotyczące regionu Południowego Podlasia – kluczowego regionu dla rozpoznania rozmieszczenia i funkcjonowania różnowiekowych pojezierzy kopalnych pochodzących z trzech różnych interglacjalów (ferdynandowskiego, mazowieckiego i eemskiego).

PODZIĘKOWANIE

Badania finansowane częściowo w ramach projektu NN 307 039 940 (lata 2011–2015) Ministerstwa Nauki i Szkolnictwa Wyższego oraz badań statutowych Wydziału Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej UMCS.

LITERATURA

- Berglund B.E., Ralska-Jasiewiczowa, M., 1986. *Pollen analysis and pollen diagrams*, [in:] Berglund, B.E., Ralska-Jasiewiczowa, M. (eds.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons Ltd., Chichester–Toronto, 455–484.
- Hrynowiecka A., Źarski M., Winter H., 2014. *Vegetation and stratigraphy of the Mazovian (Holsteinian) Interglacial Section from Dobropol and other new sites in Western Polesie Region, South-Easter Poland*. *Studia Quaternaria*, 31 (1), 17–30.
- Iversen J. 1954. *The Late-glacial flora of Denmark and its relation to climate and soil*. *Danm. Geolog. Unders.*, 2 (80), 87–119.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1975. *Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie*. *Biul. Inst. Geol.* 290, 5–94.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1991. *Interglacjal Ferdynandowski w Polsce*. *Kwart. Geol.* 35 (1), 71–80.
- Janczyk-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.
- Lindner L., Marks L., 2012. *O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski*. *Prz. Geol.*, 60 (1), 36–45.
- Lindner L., Marciniak B., Sanko A.F., Khursevich G.K., 2001. *The age of the oldest Scandinavian glaciations in mid-eastern Poland and south-western Belarus*. *Geol. Quarterly*, 45 (4), 373–386.
- Lindner L., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Yelovicheva Y., 2004. *Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine*. *Geol. Quarterly* 48 (2), 97–114.

- Mamakowa K., 1996. *Nowe dane palinologiczne z profilu Podgórze. Szczegółowa mapa geologiczna Polski ark. Bałobrzegi*. CAG PIG. Warszawa, ss.16. 2327/97
- Mamakowa K., 2003. Plejstocen, [w:] S. Dybova-Jachowicz, A. Sadowska (red.) *Palinologia*, Wyd. IB PAN, Kraków, 235–266.
- Mojski J.E., 1985. *Quaternary. Geology of Poland I 3b* ss. 244. Wyd. Geol. Warszawa
- Matuszkiewicz W., 2008. *Przewodnik do oznaczania zbiorowisk roślinnych Polski*. Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Nalepka, D., Walanus, A., 2003. *Data processing in pollen analysis*. Acta Palaeobot. 43 (1), 125–134.
- Nita M., 1999. *Mazovian Interglacial at Konieczki near Kłobuck (Silesian-Cracovian Upland)*. Acta Palaeobot., 39 (1), 89–135.
- Pidek A., 2000. *Interpretacja palinostratygraficzna zimnej jednostki pomiędzy dwiema ciepłymi w ferdynandowskiej sukcesji ze Zdan (Polska E)*. Prz. Geol. 48 (11), 1035–1038.
- Pidek I.A., 2003. *Mesopleistocene vegetation history in the Northern Foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of the profiles from Zdany and Brus sites*. Wyd. UMCS Lublin, ss. 96
- Pidek I.A., 2013. *Pollen-based vegetation and climate reconstruction of the Ferdynandovian sequence from Łuków (E Poland)*. Acta Palaeobot. 53, 1, 115–138.
- Pidek I.A., 2015. *Palynostratigraphy and vegetation changes during the early Middle Pleistocene, based on new studies of deposits from Ferdynandów (central eastern Poland)*. Acta Palaeobot. 55 (1), 53–66.
- Pidek A., Małek M., 2010. *A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland, a new palynostratigraphic approach*. Geol. Quarterly 54 (1), 69–84.
- Pidek I.A., Poska A., 2013. *Pollen based quantitative climate reconstructions from the Middle Pleistocene sequences at Łuków and Zdany (E Poland): species and modern analogues based approach*. Rev. of Palaeobotany and Palynology 192, 65–78.
- Rzechowski J., 1996. *The Ferdynandovian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe*, [in:] Ch. Turned (ed.) *The early middle Pleistocene in Europe*. Balkena, Rotterdam, 279–293.
- Stachowicz-Rybka R., 2011. *Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland*. Acta Palaeobot.. 51 (1), 39–104.
- Stachowicz-Rybka R., 2015. *Record of environmental and climatic changes in middle Pleistocene sediments from Łuków (eastern Poland) on the basis of plant macroremains analysis*. Acta Palaeobot. 55 (1), 67–91.
- Tomaszewicz H., 1979. *Roślinność wodna i szuwarowa Polski*. Rozprawy Uniwersytetu Warszawskiego. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Velichkevich F. Yu., Zastawniak E., 2008. *Atlas of vascular plant macroremains from the Pleistocene of central and eastern Europe, Part II – Herbaceous dicotyledons*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow, ss. 379.
- Winter H., 2006. *Problems of Pleistocene interglacials and glaciations – general remarks*. Prz. Geol. 54 (2), 142–144.
- Żarski M., 2007. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000 ark. Okrzeja wraz z objaśnieniami*. PIG-PIB Warszawa.
- Żarski M., 2008. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1: 50 000 ark. Adamów wraz z objaśnieniami*. PIG-PIB Warszawa.
- Żarski M., Małek M, Albrycht A., 2009a. *Plejstocen południowego Podlasia*, [w:] XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstoceńskie na południowym Podlasiu. Zimna Woda k. Łukowa, 31.08-4.09. 2009. PIG-PIB Warszawa.

- Żarski M., Małek M., Albrycht A., 2009b. *Tektonika i podłoże osadów czwartorzędowych południowego Podlasia*, [w:] XVI Konferencja Stratygrafia plejstocenu Polski. Strefa marginalna łądolu zlodowacenia warty i pojezierza plejstoceńskie na południowym Podlasiu. Zimna Woda k. Łukowa, 31.08-4.09. 2009. PIG-PIB Warszawa.
- Żarski M., Nita M., Winter H., 2005. *Nowe stanowiska interglacjalne w rejonie dolin Wilgi i Okrzejki na Wysoczyźnie Żelechowskiej (Polska Południowo-Wschodnia)*. Prz. Geol., 52, 137–144.

SUMMARY

The new drilling, made in 2011 in the Ferdynandovian interglacial stratotype site in Ferdynandów near Kock (E Poland) allows to carry out high resolution palaeobotanical analyses (including palynological and plant macrofossils ones). The results of the analyses are presented and interpreted against the background of the earlier partition of the ferdynandovian succession (acc. to Janczyk-Kopikowa 1975). A particular attention was paid to the similarity of succession derived from the profile Ferdynandów 2011 with those from neighboring sites in Łuków and Zdany. Very clearly it outlines the division of the three analyzed profiles of the ferdynandovian succession into two distinct interglacials separated by a sediment section bearing the record of the succession typically glacial with its stadial-interstadial oscillations. In the light of the new data from the Ferdynandów 2011 profile, it is clear that the division which was first used by Mamakowa (1996), applies to all ferdynandovian successions in Poland, if only two warm periods were registered in them (formerly known as two climate optima). The warm units in the Ferdynandów 2011 succession correspond to climatostratigraphic units Ferdynandovian 1 and 2, and the cold unit – to Ferdynandovian 1/2 (Lindner et al. 2004). The whole ferdynandovian succession s.l. correlates with the Cromerian complex in the early Middle Pleistocene of Western Europe stratigraphy (Cromerian II Westerhoven and Cromerian III Rosmalen) and marine oxygen isotope stages (MIS) 13–15. The new geological and palaeobotanical data allowed to reconstruct the functioning of interglacial lake and its palaeogeographic context on the stratotype site and its evolution.