
BIULETYN PAŃSTWOWEGO INSTYTUTU GEOLOGICZNEGO 409: 5–50, 2004 R.

Antoni WÓJCIK¹, Jerzy NAWROCKI², Małgorzata NITA³

**PLEJSTOCEN W PROFILU KOŃCZYCE (KOTLINA OŚWIĘCIMSKA)
— ANALIZA GENEZY I WIEKU NA TLE SCHEMATÓW
PODZIAŁU STRATYGRAFICZNEGO CZWARTORZĘDU**

(z 15 fig.)

**PLEISTOCENE IN THE KOŃCZYCE PROFILE (OŚWIĘCIM BASIN)
— SEDIMENT GENESIS AND AGE ANALYSIS AT THE BACKGROUND
OF STRATIGRAPHIC SCHEMES OF THE QUATERNARY**

(with 15 Figs.)

Abstract. In the southern part of the Oświęcim Basin, in the area of the Kończyce quarry, the Quaternary deposits of different genesis crop out. Thanks to the performed investigations, particular horizons of these deposits have been identified. The lower fluvial series is overtopped with the glacialic sediments. Above the latter, the lower series of organic mud with the interglacial flora occurs in places. This series is characterised by the reverse magnetic polarity. The discussed mud series represents a fragment of the warm interglacial succession and corresponds to the 1st interglacial of the Cromerian Complex. The upper fluvial series overlain by an upper organic mud series, in which Brunhes–Matuyama boundary is registered, rests on the cut-off glacialic deposits and organic muds. Directly above this boundary, in the organic muds, fragments of two interglacials separated by a cold stage have been identified by palynological methods. All the deposits are covered with the series of the loess-like sediments with the traces of the fossil soils. The glacialic deposits occurring below the B/M boundary and interglacial sediments are older than the Cromerian Complex, and thus cannot be correlated with the Elster and Mindel glaciations as it has been accepted until now. This ice-sheet advance, in its maximum extent in southern Poland, is older and should rather be correlated with the Günz and with the oldest, pre-Cromerian traces of glaciations in Western Eu-

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków

² Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-950 Warszawa

³ Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Kartografii Geologicznej, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec

rope. In Poland it might correspond to the Podlasie Glaciation. Thus, in the discussed profile there are fragments of three interglacials, and the lowermost one is older than the Brunhes–Matuyama boundary. The pollen succession differs from those known from interglacial sites in Poland. The obtained results suggest a new insight into the extent and age of the maximum ice-sheet advance than it has been accepted until now. The performed studies allow to infer that the oldest ice-sheet advance had also the largest extent in Poland.

The performed study has cognitive aspects and the obtained results are a new input to the state of knowledge, thus can serve as a reference for further studies on the range of the Scandinavian Glaciation in its maximum extent. The Kończyce profile should be treated as a benchmark for the Quaternary stratigraphy of Western and Middle Europe.

Key words: palaeomagnetic investigation, pollen analysis, glacial, interglacial, Pleistocene, Quaternary, Oświęcim Basin.

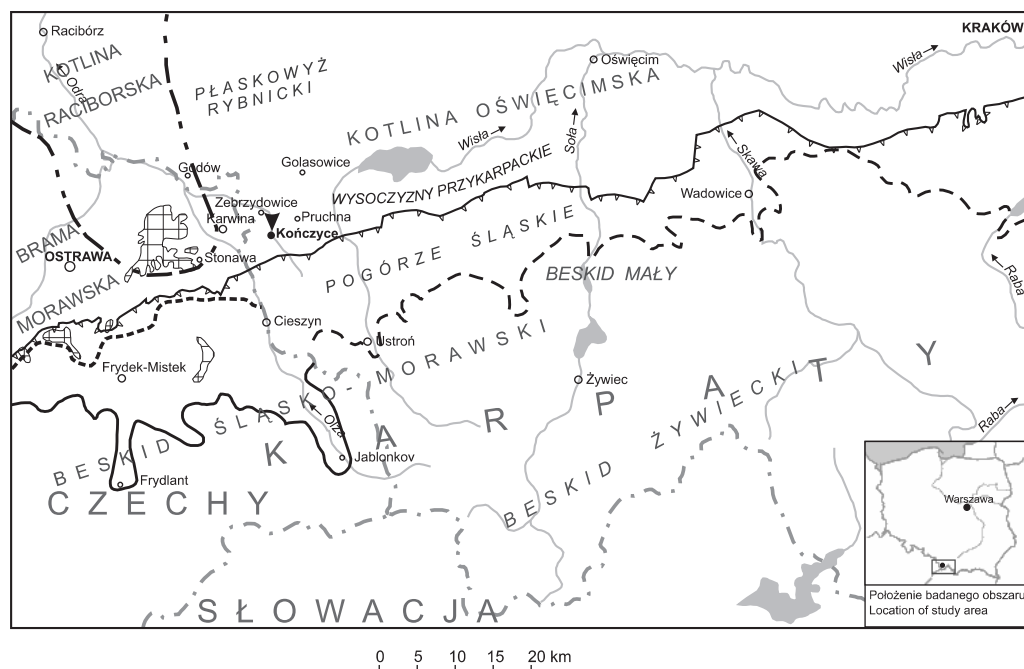
Abstrakt. W południowej części Kotliny Oświęcimskiej, na terenie zwirowni w Kończycach odsłaniają się utwory czwartorzędowe o różnej genezie. Wykonane badania pozwoliły na ich rozpozniowanie. Stwierdzono sześć serii osadowych leżących na osadach mioceńskich. Wyróżniono dolną serię rzeczną przykrytą przez serię osadów glacialicznych, powyżej których lokalnie stwierdzono serię dolnych mułków organicznych z florą interglacialną, charakteryzujących się odwrotną polarnością magnetyczną. Opisana seria mułków reprezentuje fragment sukcesji ciepłego interglacjalu, którą powiązano z I interglacjalem kompleksu kromerskiego. Na ściętych osadach glacialicznych i mułkach organicznych leży górna seria rzeczna przykryta górnymi mułkami organicznymi, w obrębie których zarejestrowano granicę Brunhes–Matuyama (B/M). Bezpośrednio powyżej tej granicy, w obrębie mułków, na podstawie badań palinologicznych stwierdzono występowanie fragmentów dwóch interglacjalów rozdzielonych piętrzem zimnym. Utwory reprezentujące te ciepłe odcinki plejstocenu leżą bezpośrednio powyżej granicy B/M, co pozwala je łączyć z II i III interglacjalem kromerskim. Całość przykryta jest kilkumetrową serią utworów lessopodobnych ze śladami gleb kopalnych.

Osady glacialiczne, leżące poniżej granicy B/M i utworów interglacialnych, są starsze od kompleksu kromerskiego i nie mogą być korelowane ze zlodowaczeniem Elstery lub Mindel, jak dotychczas uważano. Reprezentowane przez nie nasunięcie lądolodu należy raczej korelować z Günzem i z najstarszymi przedkromerskimi śladami zlodowaceń w Europie Zachodniej. W Polsce być może odpowiada ono zlodowaczeniu podlaskiemu. W omawianym profilu mamy zatem fragmenty sukcesji trzech interglacjalów, przy czym najniższy jest starszy od granicy Brunhes–Matuyama. Sukcesja pyłkowa jest inna niż w dotychczas znanych stanowiskach interglacialnych w Polsce. Otrzymane wyniki sugerują konieczność nieco innego niż dotychczas spojrzenia na zasięg i wiek maksymalnego nasunięcia lądolodu.

Słowa kluczowe: paleomagnetyzm, palinologia, glacial, interglacial, plejstocen, czwartorzęd, Kotlina Oświęcimska.

WSTĘP

Na przedpolu Karpat, w południowej części Kotliny Oświęcimskiej na terenie sztucznego wyrobiska w Kończycach zostały odsłonięte utwory czwartorzędowe, obejmujące osady: rzeczne, lodowcowe i organiczne, przykryte przez utwory lessopodobne, określane także jako lessowe lub lessowate (Jersak, 1983; Stupnicka, 1960). Profil odsłonięcia znajduje się na północ od granicy maksymalnego nasunięcia lądolodu skandynawskiego (fig. 1). Jest położony na Wysoczyźnie Kończyckiej będącej częścią Wysoczyzn Przykarpackich (Klimmek, Starkel, 1972). Rzeźbę tego obszaru charakteryzują szerokie, płaskie wierzchowiny, rozcięte dolinami o płaskich i akumulacyjnych dnach. Na zboczach występują osuwiska róż-



Granice zasięgu lądolodu wg wybranych autorów:
Ice-sheet extent according to the following authors:








- | | | | |
|---|--|---|---|
|  | piętro sanu (południowopolskie)
the San Stage (South Polish)
– Klimaszewski (1952), Dudziak (1961) |  | piętro odry
the Odra Stage
– Macoun i in. (1965) |
|  | piętro sanu
the San Stage
– Macoun i in. (1965) |  | piętro odry
the Odra Stage
– Lewandowski (1988, 2003) |
|  | gliny lodowcowe wg Macoun i in. (1965)
till according to Macoun et al. (1965) |  | profil Kończyce
Kończyce profile |
|  | nasunięcie Karpat
Carpathian overthrust | | |

Fig. 1. Położenie profilu Kończyce na tle zasięgów lądolodu skandynawskiego wyznaczone przez różnych autorów

Location of the Kończyce profile against the extents of the Scandinavian ice sheet as identified hitherto by different authors

nej wielkości (fig. 2), o wyraźnie wykształconych formach nisz osuwiskowych i złożonej rzeźbie wewnątrzsuwiskowej. Obszar ten należał w czasie całego czwartorzędu do dorzecza Odry (Mojski, Rühle, 1965). Żwirownia w Kończycach jest położona po prawej stronie lewobocznego dopływu Piotrówki, będącego dopływem Olzy (fig. 2, 3).

W dotychczasowych pracach nad stratyografią utworów czwartorzędowych w Polsce południowej opierano się głównie na badaniach poziomów glacygenicznych lub tarasów

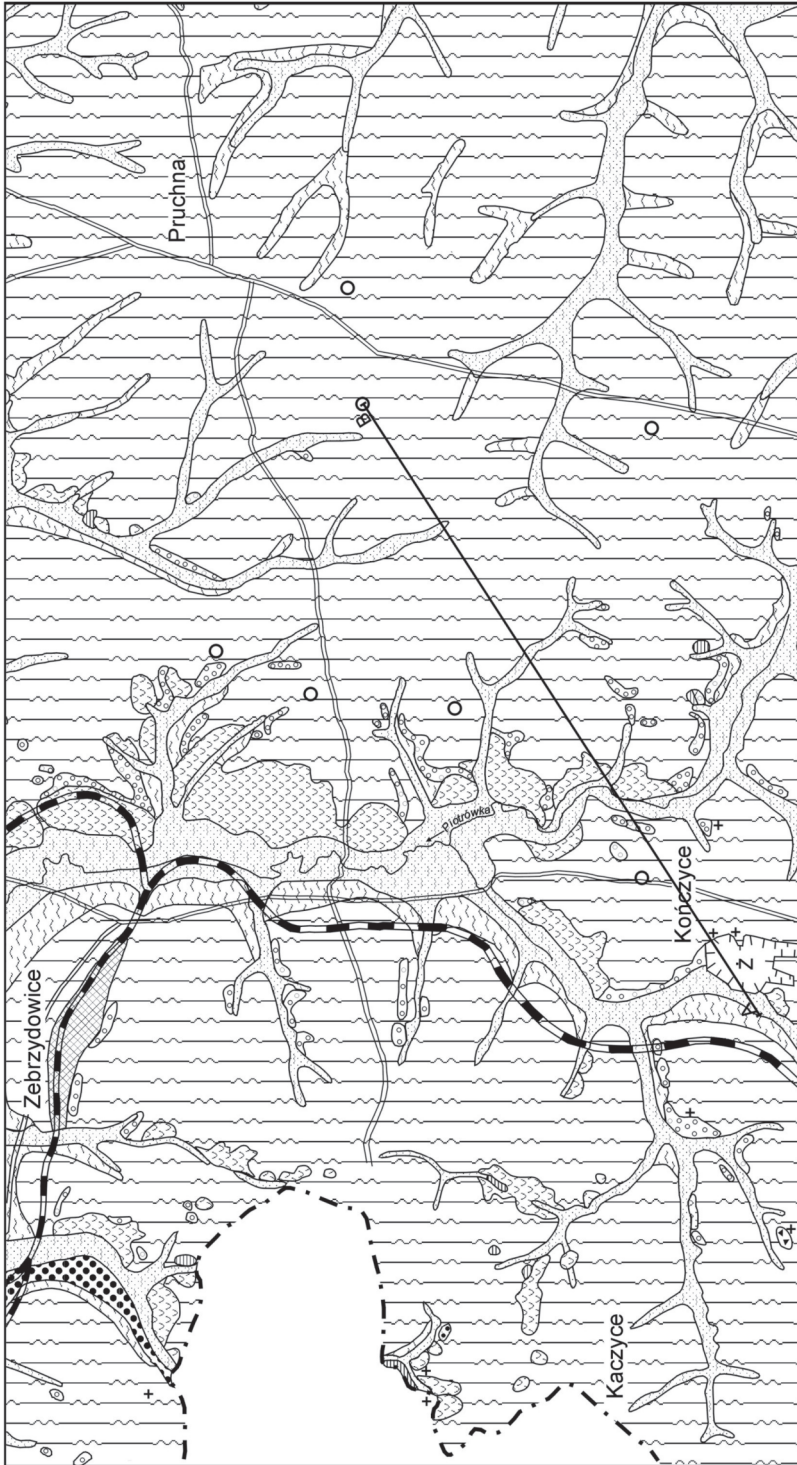




Fig. 2. Mapa geologiczna utworów powierzchniowych rejonu Kończyce i Zebrzydowice

Geological map of Quaternary deposits of Kończyce and Zebrzydowice region



rzecznych, a do wyjątków należy dokumentacja ich pozycji stratygraficznej metodami biostratygraficznymi lub paleomagnetycznymi. Dotychczas brak było wyników badań paleontologicznych, na których podstawie można by określić przynależność stratygraficzną utworów maksymalnego nasunięcia lądolodu na terenie Polski. Nasunięcie lądolodu, które wkroczyło w Karpaty, jest określane, według różnych autorów, jako zlodowacenie: południowopolskie (Sawicki, 1922; Rühle, 1973), krakowskie (Cracovien — Szafer, 1928; Halicki, 1950), sanu (Różycki, 1978), sanu II-wilgi (Lindner, 1992; Mojski, 1993) lub sanu I (Linder, 2001). Jest ono korelowane ze zlodowaceniem Elstery lub alpejskim zlodowaceniem Mindel.

Dla zachodniego odcinka Karpat oraz Bramy Morawskiej i Płaskowyżu Rybnickiego istnieje pogląd, że lądolód nasunął się na omawiany obszar dwukrotnie (fig. 1): w piętrach sanu oraz odry (Olbricht, 1921; Makowski, 1930; Stupnicka, 1963; Macoun i in., 1965; Lindner, 1992; Mojski, 1993). Macoun i in. (1965) przyjęli, m.in. na podstawie profili z rejonu Ostrawy, a zwłaszcza profilu w Stonawie (fig. 1), w którym udokumentowano interglacjał holztyński (Kneblva-Vodičkova, 1959; Opravil, 1964; Břizová, 1994), że lądolód Saale (odry) miał większy zasięg niż Elstery (sanu).

Występowanie na terenie żwirowni w Kończycach osadów organicznych ponad stropem utworów glacialenicznych i żwirów rzecznych, a poniżej utworów lessopodobnych było na tyle interesujące, że rozpoczęto badania odsłaniających się utworów. Miały one na celu wyjaśnienie wieku występujących niżej, jak i leżących wyżej, osadów czwartorzędowych,

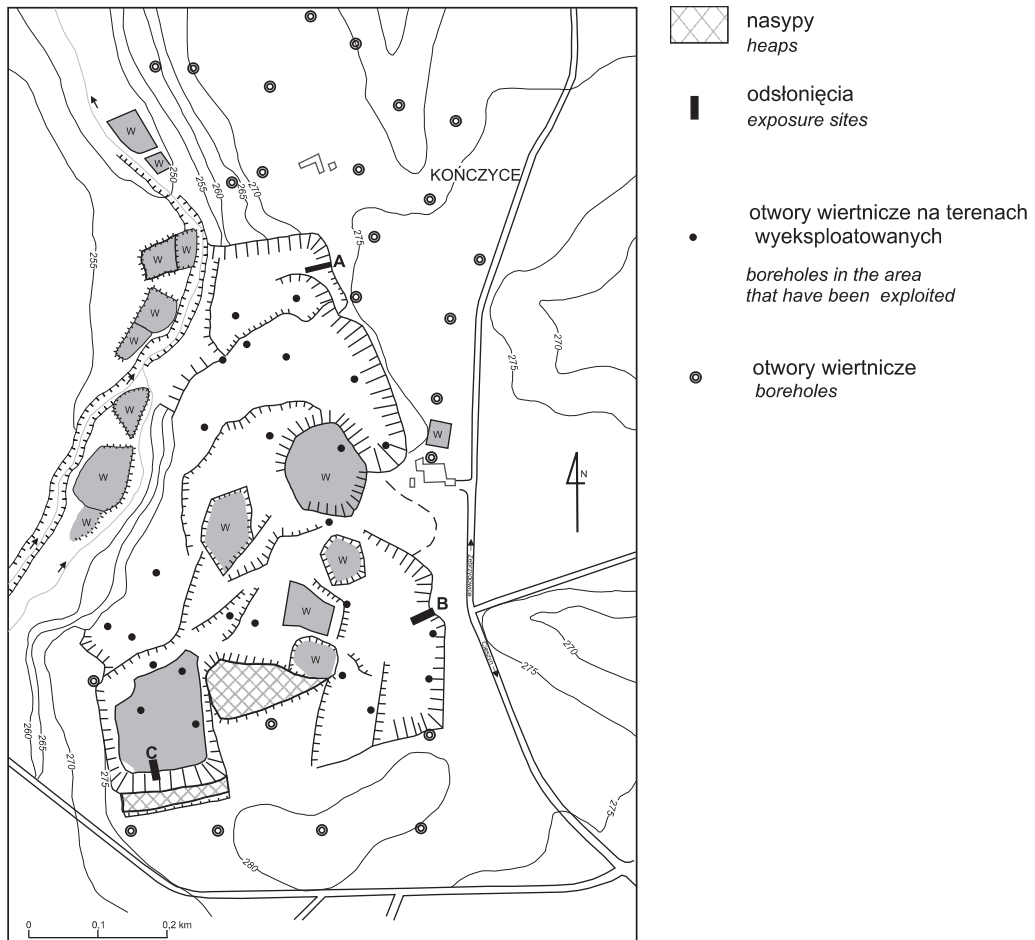


Fig. 3. Położenie odsłonięć i wykonanych otworów wiertniczych na terenie żwirowni w Kończycach

Location of the outcrops and boreholes in the Kończyce quarry area

a zwłaszcza serii utworów glacyogenicznych, co do których można było mieć wątpliwość, w czasie którego nasunięcia lądolodu zostały osadzone. Badania profilu w Stonawie nie rozstrzygnęły tego problemu, gdyż osady organiczne nie są przykryte osadami glacialnymi, a jedynie piaskami i lessami. Taka pozycja profilu w Stonawie nasuwa pytanie o wiek nasunięcia lobu Odry na Bramę Morawską. Również nowsze wyniki badań Wójcika i Nity (2000) sugerowały starszy wiek nasunięcia lądolodu na obszar południowej części Kotliny Oświęcimskiej, niż wcześniej przyjmowano (Klimek, Starkel, 1972; Lindner, 1992; Mojski, 1993).

DOTYCHCZASOWY STAN BADAŃ

Osady odsłonięte w Kończycach dotychczas były badane przez Jersaka (1983), który zajmował się głównie górnym członem osadów określanych jako gliny lessowe. Utwory pylaste o barwie żółtej i popielatej (występujące na głębokości 5,0–7,4 m), zawierające osady organiczne w spągu, Jersak (*op. cit.*) łączył z ostatnim zlodowaceniem. Opis osadów ze żwirowni w Kończycach zamieszczony przez Jersaka (*op. cit.*) znacznie różni się od zamieszczonego w niniejszym opracowaniu. Dla omawianego profilu zostały wykonane oznaczenia radiometryczne (^{14}C , TL). Oznaczenia wieku metodą TL wykonane przez laboratoria w Lublinie i Gliwicach były tak rozbieżne, że stawiały pod znakiem zapytania poprawność stosowanej metody (Jersak, 1983). Osady organiczne badane metodą ^{14}C , okazały się starsze od zasięgu metody. Dla osadów organicznych wykonano także ekspertyzy palinologiczne. Na ich podstawie Jersak (1983) uznał, że w czasie sedymentacji badanych utworów na omawianym obszarze panowały warunki tundrowe. Przyjął także, że stwierdzony pyłek *Quercus* i innych drzew znajduje się na wtórnym złożu. Osady organiczne występujące w podobnej pozycji na terenie Czech zostały uznane przez Macoun i in. (1965) za utwory kopalnych torfowisk niskich (slotiny) i powiązane z interglacjałem wielkim, a przykrywające je lessy z ostatnim piętrzem zimnym. Osady organiczne w Kończycach były badane przez Wójcika i Nitę (2000), którzy otrzymany diagram pyłkowy uznali za najbardziej zbliżony do chłodniejszego optimum interglacjału ferdynadowskiego.

Osady rzeczne podścielające utwory lessopodobne i organiczne, których strop leży na wysokości około 265–270 m n.p.m., według Jersaka (1983), osadziły się w czasie jednego z zimnych pięter zlodowaceń środkowopolskich. W badanym profilu Jersak (1983) nie stwierdził występowania osadów glacygenicznych. Macoun i in. (1965; Macoun, 1980) osady rzeczne o miąższości 7–10 m, składające się wyłącznie ze żwirów pochodzenia karpackiego, a występujące na podobnej wysokości co w Kończycach, uznali za osady zlodowaceń południowopolskich (tzw. główna terasa „skrečenska”). Utwory czwartorzędowe okolic Pruchnej i Zebrzydowic badała Poprawa (1957).

Zasięg łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego (odry) na tym obszarze jest ciągle dyskusyjny (Klimek, Starkel, 1972; Macoun i in., 1965; Stupnicka, 1963; Lewandowski, 1988, 2003). Pogląd o dwukrotnym zlodowaceniu tego obszaru wysunął Olbricht (1921), który powiązał zalegające tu osady ze zlodowaceniami Mindel i Riss. Podobne stanowisko prezentował Makowski (1930), natomiast Nechay (1939) kwestionował pogląd o dwukrotnym zlodowaceniu Płaskowyżu Rybnickiego. Badania Macouna i in. (1965) w rejonie Ostrawy pozwoliły na wysunięcie koncepcji o dalekim wniknięciu łądolodu odry w Bramę Morawską i przekroczeniu linii maksymalnego zasięgu zlodowacenia południowopolskiego (fig. 1). Mają o tym świadczyć wały moren czołowych oraz stwierdzone osady organiczne z florą interglacjalną w Stonawie (Kneblova-Vodičkova, 1959). Koncepcja dalekiego zasięgu łądolodu środkowopolskiego ku południowi została wysunięta przez Stupnicką (1963), która na podstawie analizy utworów ze stanowiska w Wilamowicach przyjęła zasięg zlodowacenia odry aż po próg Pogórza Śląskiego. Lewandowski (1988, 2003) na podstawie przeprowadzonych badań uznał, że w czasie zlodowacenia środkowopolskiego łądolód nie objął obszaru Płaskowyżu Rybnickiego i Kotliny Oświęcimskiej (fig. 1).

Na północ do Kończyc, w Golasawicach, Waga (1992) i Granoszewski (1993) odkryli mułki ilaste szare i szarostalowe oraz mułki brunatnoczarne zawierające szczątki organiczne, które powiązali z interglacjałem eemskim. Według Wagi (1992), osady organiczne w Golasawicach wypełniają obniżenie w piaszczystych utworach rzecznych zlodowacenia warty.

Od leżących niżej warstw piasków oddziela je poziom skorupy orsztynowej, a w stropie przykryte są przez pyły lessowate.

W rejonie żwirowni w Kończycach wykonano szereg otworów wiertniczych dokumentujących złoża żwirów (Pawłowska, 1960; Flisowska, 1970, 1981; Nowak i in., 1996), z których część wykorzystano w niniejszej pracy, głównie do określenia miąższości utworów czwartorzędowych oraz zróżnicowania rzeźby ich podłoża (fig. 3, 4). Nie wszystkie dane z otworów wiertniczych można było wykorzystać, gdyż wystąpiły dosyć istotne różnice między opisami profili otworów a danymi uzyskanymi z odsłoneń w czasie prowadzenia badań w trakcie postępującej eksploatacji na terenie żwirowni.

METODY BADAŃ

Osady czwartorzędowe odsłaniające się na terenie żwirowni w Kończycach należą do różnych poziomów stratygraficznych. Były one badane przez autorów w latach 1997–2003. Zarówno w profilach wykonanych otworów wiertniczych, jak i w sztucznych odsłonięciach stwierdzono występowanie dwóch serii żwirów rzecznych, rozdzielonych osadami glacicogenicznymi i mułkami. W odsłaniających się utworach przeprowadzono obserwacje struktur sedimentacyjnych, pomiary imbrakacji żwirów i orientacji warstw oraz skorelowano profile odsłaniające się w różnych częściach żwirowni. Badane profile oddalone są o 0,5 km.

W poszczególnych częściach żwirowni odsłaniają się różne fragmenty profilu utworów czwartorzędowych, określane jako A, B i C (fig. 3). W części północno-wschodniej, gdzie zakończono eksploatację, określanej jako odsłonięcie A (fig. 3), widoczna była dolna seria utworów rzecznych, piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz górna seria rzeczna. Są one przykryte górną serią organiczną i utworami lessopodobnymi, o łącznej miąższości 9–12 m. W rejonie tego odsłonięcia badania prowadzono w pierwszej kolejności. Z osadów organicznych odsłaniających się w tej części żwirowni pobrano z występujących obok siebie trzech fragmentów profilu próbki do analiz palinologicznych.

W 2000 roku odsłonięty został nowy profil w południowo-wschodniej części żwirowni, określanej jako odsłonięcie B (fig. 3). Odsłania się w nim górny odcinek profilu powyżej górnej serii rzecznej, obejmujący górne mułki z utworami organicznymi oraz nadległe utwory lessowate z poziomami gleb kopalnych. Ze względu na dobry stan odsłonięcia, z omawianego odcinka profilu zostały pobrane próbki do badań paleomagnetycznych, paleopedologicznych oraz palinologicznych. Obecnie, na zachód od profilu B (fig. 3) ma miejsce intensywna eksploatacja żwirów i odsłaniania jest niższa część profilu, obejmująca górną serię rzeczną oraz utwory glacicogeniczne.

W południowo-zachodniej części żwirowni (odsłonięcie C), w której prowadzono eksploatację żwirów w latach 2000–2002, widoczne były osady glacicogeniczne, przykryte przez dolne mułki organiczne z fragmentami drewna oraz pojedynczymi orzeszkami leszczyny, górna seria rzeczna oraz nadległe utwory lessopodobne z górną serią organiczną w spągu. Szczególną uwagę w tej części żwirowni zwrócono na występowanie dolnych mułków organicznych, dla których wykonano badania palinologiczne i paleomagnetyczne. Celem badań było określenie pozycji stratygraficznej utworów czwartorzędowych odsłaniających się na terenie wyrobiska w Kończycach.

Próbki do badań palinologicznych z utworów zawierających szczątki organiczne odsłaniających się w profilach A, B i C zostały pobrane bezpośrednio ze ścian odsłoneń. Próbki do

badan metodą analizy pyłkowej zostały przygotowane przy użyciu 10% KOH, 10% HCl, 40% HF oraz acetolizy Erdtmanna. Jedynie w przypadku osadów z profilu Kończyce C zastosowano do maceracji ciecz ciężką $ZnCl_2$. Podstawą do obliczeń była suma pyłku drzew i krzewów (AP) oraz lądowych roślin zielnych i krzewinek (NAP), z wyłączeniem Cyperaceae. Wyniki analizy pyłkowej przedstawiono na diagramach pyłkowych, wykonanych przy pomocy programu komputerowego POLPAL.

W diagramach pyłkowych wydzielono lokalne poziomy zespołów pyłkowych (L PAZ), które są sygnowane literami i numeracją od spągu do stropu profilu. Próbkę pobierano w odstępach 2–3 cm (profile Kończyce A1, A3, B i C) oraz co 5 cm (Kończyce A2).

Badania paleomagnetyczne wykonano na 201 próbkach orientowanych względem północy magnetycznej, pobranych z dwóch uzupełniających się profili B i C, leżących w różnych miejscach wyrobiska w Kończycach (fig. 3). Ze względu na dobre zachowanie ścian w profilu B, z całego osłonięcia od powierzchni (z wyjątkiem gleby holocenijskiej, której nie opróbowano) do stropu żwirów pobrano 171 próbek. Dodatkową kolekcję próbek pobrano z odsłonięcia C, z odcinka między żwirami a osadami glacygenicznymi (fig. 5).

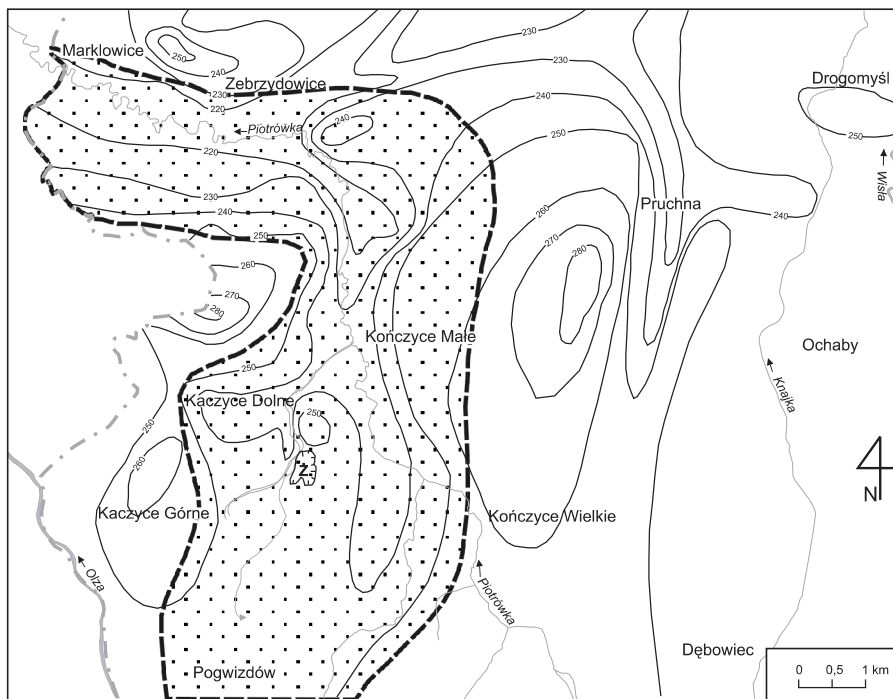
Prawie wszystkie próbki pobierano w odstępach średnio co 5 cm, jedynie w miejscach występowania osadów organicznych oraz przewarstwień piaszczystych (profil Kończyce B i C) — co 10–15 cm. Próbkę pobierano za pomocą stalowego cylindra z przystawką do pomiaru azymutu i wartości kąta upadu. Na pobrane próbki naklemano strzałki orientacji. Wszystkie próbki utwardzono za pomocą szkła wodnego.

Natężenie naturalnej pozostałości magnetycznej mierzono za pomocą magnetometru rotacyjnego JR-5. Stopniowe rozmagnesowanie zmiennym polem magnetycznym o amplitudzie do 10 mT prowadzono za pomocą urządzenia firmy Molspin. Część próbek ze spągowych partii profilu rozmagnesowywano również termicznie. Podatność magnetyczną mierzono za pomocą mostka KLY-2. Dla kilku próbek podatność magnetyczną zmierzono w 16 pozycjach, co pozwoliło obliczyć za pomocą programu ANISO wartość i położenie osi anizotropii podatności magnetycznej. Charakterystyczne kierunki paleomagnetyczne liczono metodą dopasowania linii, używając do tego celu programu opracowanego przez Lewandowski i in. (1997), opartego na algorytmie Kirschvinka (1980).

PODŁOŻE UTWORÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Utwory czwartorzędowe zalegają na stosunkowo mało zróżnicowanej powierzchni podczwartorzędowej, gdzie deniwelacje w rejonie wyrobiska wynoszą maksymalnie 6–7 m, a spąg czwartorzędu leży na wysokości 252–245 m n.p.m. W podłożu utworów czwartorzędowych zaznacza się obniżenie o szerokości do 2 km między Kaczycami a Pruchną, wypełnione utworami rzecznyymi. Dno obniżenia ma przebieg zbliżony do południkowego i rozciąga się od Pogwizdowa do Zebrzydowic i Markłowic (fig. 4), gdzie zmienia kierunek na równoleżnikowy. Kopalna paleodolina biegnie dalej ku zachodowi już na terenie Czech, gdzie prawdopodobnie łączy się z doliną Olzy (fig. 4). Samo wyrobisko w Kończycach jest położone w zachodniej części tego paleoobniżenia.

Powierzchnia podczwartorzędowa jest zbudowana z ilów mioceńskich, a lokalnie piasków i piaskowców, określanych jako warstwy skawińskie, o miąższości do 700–900 m. Wiek warstw skawińskich na tym obszarze dotychczas określano na dolny baden (Żytko i in., 1989; Kuciński, 1963; Buła, Jura, 1983; Alexandrowicz, 1963). Nowsze wyniki badań mikropaleo-





-  obszar występowania kopalnych serii rzecznych
fossil fluvial series
-  izohipsy stropu powierzchni podczwartorzędowych
contours of the top of sub-quaternary deposits

Fig. 4. Szkieł rzeźby podczwartorzędowej

Map of sub-Quaternary substratum

ontologicznych warstw skawińskich z rejonu Kończy i Kaczc pozwalają umieszczać je w górnym badenie–sarmacie (Wójcik, 1999). Iły są barwy popielatej i szarej. Lokalnie w rejonie Kaczc, w obrębie iłow występują wkładki piasków i piaskowców zlepieńcowatych. W materiale zlepieńcowatym występują żwirki szarego i mlecznego kwarcu, okruchy węgla oraz fragmenty małży i ślimaków w postaci detrytusu wapiennego. W spągu warstw skawińskich lokalnie występują zlepieńce dębowieckie oraz ilasta formacja z Zebrzydowice (Buła, Jura, 1983), której wiek określono na karpát–baden (Garecka i in., 1996). Osady miocenijskie spoczywają na utworach karbońskich o skomplikowanej tektonice (Buła, Kotas, 1994). W opisywanym odsłonięciu na mapie podłoża podmiocenijskiego zaznaczają się dyslokacje o przebiegu S–N i W–E. Niektóre z nich najprawdopodobniej przechodzą w twory miocenijskie. Być może obserwowane uskoki w utworach czwartorzędowych są związane z uaktywnieniem się starszych elementów w podłożu miocenu (Wójcik, 1998).

GRANICA MAKSYMALNEGO ZASIĘGU ŁĄDOŁODU SKANDYNAWSKIEGO W BRAMIE MORAWSKIEJ

Z dotychczas przeprowadzonych badań na terenie Polski wynika, że zarówno na obszar Pogórza Karpackiego, jak i Kotliny Oświęcimskiej, łądolód wkroczył tylko raz, w czasie zlodowacenia południowopolskiego (sanu, sanu II, sanu I, krakowskiego). Wyjątek stanowi pogląd Stupnickiej (1963), która, w nawiązaniu do badań prowadzonych przez Macouna (1963) po stronie czeskiej, przyjęła również nasunięcie łądolodu na obszar zachodniej części Karpat w czasie zlodowaceń środkowopolskich. W badanym rejonie łądolód w swym maksymalnym rozprzestrzenieniu oparł się o próg Beskidu Śląskiego i sięgnął do wysokości około 350–400 m n.p.m. (Książkiewicz, 1935; Klimaszewski, 1952; Sokołowski, 1952; Dudziak, 1961). Wyznaczona granica nasunięcia łądolodu przebiega od Bielska do Ustronia wzdłuż progu Beskidu Śląskiego, a jedynie w dolinie Wisły wkroczył on nieznacznie na południe od Ustronia (fig. 1). Na zachód od doliny Wisły łądolód oparł się o północne stoki Czantori i Wzgórz Golezowskich i sięgnął na południe od Cieszyna (fig. 1), gdzie występowanie pojedynczych głazów i żwirów eratycznych rejestrowano po okolice Puńcowa. Taki zasięg wyznaczyli na podstawie przeprowadzonych prac terenowych m.in.: Książkiewicz (1935), Klimaszewski (1952), Sokołowski (1952) oraz Dudziak (1961), a nasunięcie to wiązali ze zlodowaceniem południowopolskim. Granica zasięgu łądolodu południowopolskiego na obszarze Polski (fig. 1) łączy się na terenie Czech z maksymalnym zasięgiem łądolodu w czasie zlodowacenia środkowopolskiego (odry, Saale), wyznaczonym przez Macouna i in. (1965). Przyjęli oni, że łądolód w swym maksymalnym rozprzestrzenieniu objął obszar północnych Moraw, zajmując znaczną część dorzecza górnej Odry. Lob górnej Odry sięgnął daleko na południe w dolinę Olzy aż do Jablonkova. W kierunku południowo-zachodnim oparł się o próg Beskidu Śląsko-Morawskiego. Jego granica wyznaczana jest na południe od miejscowości Frydek-Mistek (fig. 1). Sięgnął on aż po Nowy Jičín, a dalej ku zachodowi wkroczył w Kotlinę Opawy (Macoun, 1980).

Łądolód starszy, wiązany ze zlodowaceniem południowopolskim (Elstery), według Macouna i in. (1965), miał mniejszy zasięg i wkroczył tylko w brzezną część Karpat. Wyznaczona granica jego zasięgu przebiega prawie równolegle do brzegu nasunięcia karpackiego (fig. 1) i na północ od miejscowości Frydek-Mistek (Macoun i in., 1965). Taki zasięg na terenie Polski jest trudny do przyjęcia, gdyż w odsłonięciach stwierdzono tylko jeden poziom osadów lodowcowych. Osady lodowcowe na terenie Pogórza Śląskiego występują do wysokości 300–325 m n.p.m. w rejonie Cieszyna i Puńcowa, co wyznacza obecność głazów eratycznych na płaskich powierzchniach garbów i spłaszczeń. Takie pojedyncze głazy oraz płaty zredukowanej gliny zwałowej, leżące bezpośrednio na łupkach cieszyńskich, zostały odkryte między Skoczowem a Ogrodzoną w czasie budowy drogi z Bielska do Cieszyna. Z przeprowadzonych w tym terenie prac wynika, że łądolód w czasie tego piętra sięgnął znacznie wyżej niż przyjęli to Macoun i in. (1965). Zarówno odsłonięcia w okolicach Kończyce, jak i położone na wschód na terenie Pogórza Śląskiego, pozwalają na przyjęcie tylko jednokrotnego nasunięcia się łądolodu. Stwierdzoną w okolicach Kaczyc większą miąższość utworów lodowcowych (Wójcik, 1999) można tłumaczyć lokalnym postojem łądolodu oraz udziałem glin spływowych w profilu tych osadów.

UTWORY CZWARTORZĘDOWE — PROFIL ODSŁONIĘCIA

W budowie powierzchniowej okolic Kończyc i Pruchnej dominują gliny lessowate o miąższości do 12 m (fig. 2, 5, 6). Tylko w obrębie stromych zboczy oraz rozcięciach erozyjnych ukazują się żwiry rzeczne, piaski i żwiry fluwioglacjalne z materiałem eratycznym, gliny zwałowe oraz osady organiczne (fig. 2). Odsłaniające się na terenie żwirowni utwory czwartorzędowe podzielono na sześć serii osadowych, wyróżniając: dolną serię rzeczną, serię glacicogeniczną, dolną serię mułków z utworami organicznymi, górną serię rzeczną, górną serię mułków i mułków organicznych oraz serię utworów lessopodobnych ze śladami gleb kopalnych.

DOLNA SERIA RZECZNA

Bezpośrednio na osadach mioceńskich leży żwirowo-piaszczysta dolna seria rzeczna, która, według profili wykonanych otworów wiertniczych, osiąga największe miąższości w rejonie odsłonięcia Kończyce A — do 15 m (fig. 5, 6). Seria ta na terenie żwirowni jest dwu- lub trójdzielna. Na ten najniższy człon profilu utworów czwartorzędowych w rejonie Kończyc składają się głównie żwiry piaszczyste pochodzące z Karpat. W dolnej części przeważają żwiry masywne (Gm), przechodzące ku górze w piaski przekątnie warstwowane (Sx), na których leżą piaski drobnoziarniste i mady o miąższości ponad 3 m.

W najniższej części odsłonięcia Kończyce A (o miąższości 5–6 m) przeważają litofacje żwirów masywnych (Gm) o zwartym szkielecie ziarnowym w materiale piaszczystym i piaszczysto-mułowym. Występują też litofacje żwirów o ułożeniu gradacyjnym (Gmg) oraz żwirów piaszczystych (GSg i GSm) i piasków ze żwirami (SGh) (fig. 5). Żwiry są dobrze i średnio obtoczone, złożone prawie wyłącznie z piaszczystych karpaccyckich oraz pojedynczych otoczek kwarcu. W obrębie dolnej części żwirów występują przewarstwienia mułków piaszczystych (FSm), które zarejestrowano na głębokości około 21,5–22 m od powierzchni (fig. 5). Tworzą one stały poziom na terenie całego odsłonięcia. Powyżej występują litofacje żwirów masywnych (Gm) z przewarstwieniami piasków (Sx, Sh i Sw), wypełniających kopalne rynny o różnym typie warstwowań i z licznymi granicami erozyjnymi. Wyżej w profilu występują przewarstwienia piasków (Sm) i piasków ze żwirami (SGm i SGx) w postaci mniejszych lub większych soczewek (fig. 5).

Opisywane serie powstały w środowisku rzeki żwirowej o dużej energii. W serii dominują litofacje żwirów masywnych (Gm) i żwirów piaszczystych (GSm), które były osadzone w postaci śródkorytowych odsypów podłużnych. Skład petrograficzny żwirów oraz pomierzona imbrakacja wskazują na transport z południa, prawdopodobnie z Karpat przez Praolzę. Od spągu ku stropowi omawianej serii zmniejsza się frakcja żwirów, a równocześnie wzrasta udział frakcji piaszczystej. W tej części profilu udział frakcji pylastej i ilastej jest mały. Miąższość dolnej serii rzecznej jest największa w północnej części na terenie żwirowni, co stwierdzono wykonanymi otworami wiertniczymi (fig. 3, 6).

W górnej części dolnej serii rzecznej, w rejonie odsłonięcia Kończyce A, występują litofacje przekątnie warstwowanych piasków (Sx i Sr) i mułków piaszczystych (FSr), czasami o laminacji riplemarkowej, o miąższości do 3,0 m (fig. 5). Ten odcinek profilu charakteryzuje się wyraźną cyklicznością, związaną z naprzemiennym występowaniem lamin piaszczystych i mułkowych o miąższości 0,5–3 cm. W profilach otworów wiertniczych są opisywane jako mułki piaszczyste, piaski pylaste lub piaski gliniaste. W stropie opisywa-

nej serii występują litofacje mułków masywnych (Fm) oraz mułków o poziomej lub przekątnej laminacji (Fh i Fx). Powyższą serię zinterpretowano jako fragment profilu zawierający kopalne mady rzeczne. Sedymentacja mułków występujących w stropie dolnej serii rzecznej miała miejsce przed nasunięciem się lądolodu na omawiany obszar. Nie można wykluczyć, że mułki mogły osadzić się także w czasie transgresji lądolodu. Lądolód nasunął się już na zamrożoną powierzchnię, o czym świadczy występowanie bezpośrednio na mułkach pojedynczych głazów eratycznych (fig. 5). W południowej części żwirowni piaski i mułki są ścięte (fig. 5), a w strefie odsłoneń Kończyce B i C odsłaniały się jedynie litofacje żwirów masywnych (Gm). W rejonie profilu Kończyce A budują najniższy człon omawianej serii rzecznej (fig. 5). Strop omawianej serii rzecznej na terenie żwirowni jest nierówny i leży na wysokości 255–260,5 m n.p.m (fig. 5, 6).

Na terenie żwirowni w obrębie dolnej serii rzecznej stwierdzono występowanie szczelin, w większości wypełnionych materiałem piaszczystym w postaci dajek (fig. 5). Założone są one na uskokach normalnych o rzucie do 15 cm i upadzie 70–85°. Powyżej, w obrębie serii piasków i mułków (kopalna mada), występuje szereg uskoków normalnych o wielkości rzutu od milimetra do 5 cm, wyraźnie związanych z występującymi niżej dajkami. Kierunki mierzone w obrębie dolnej serii żwirowej i w madach odpowiadają kierunkom występującym w podłożu miocenu, w utworach masywu górnośląskiego. Wyniki te sugerują czwartorzędową mobilność tektoniczną omawianego obszaru.

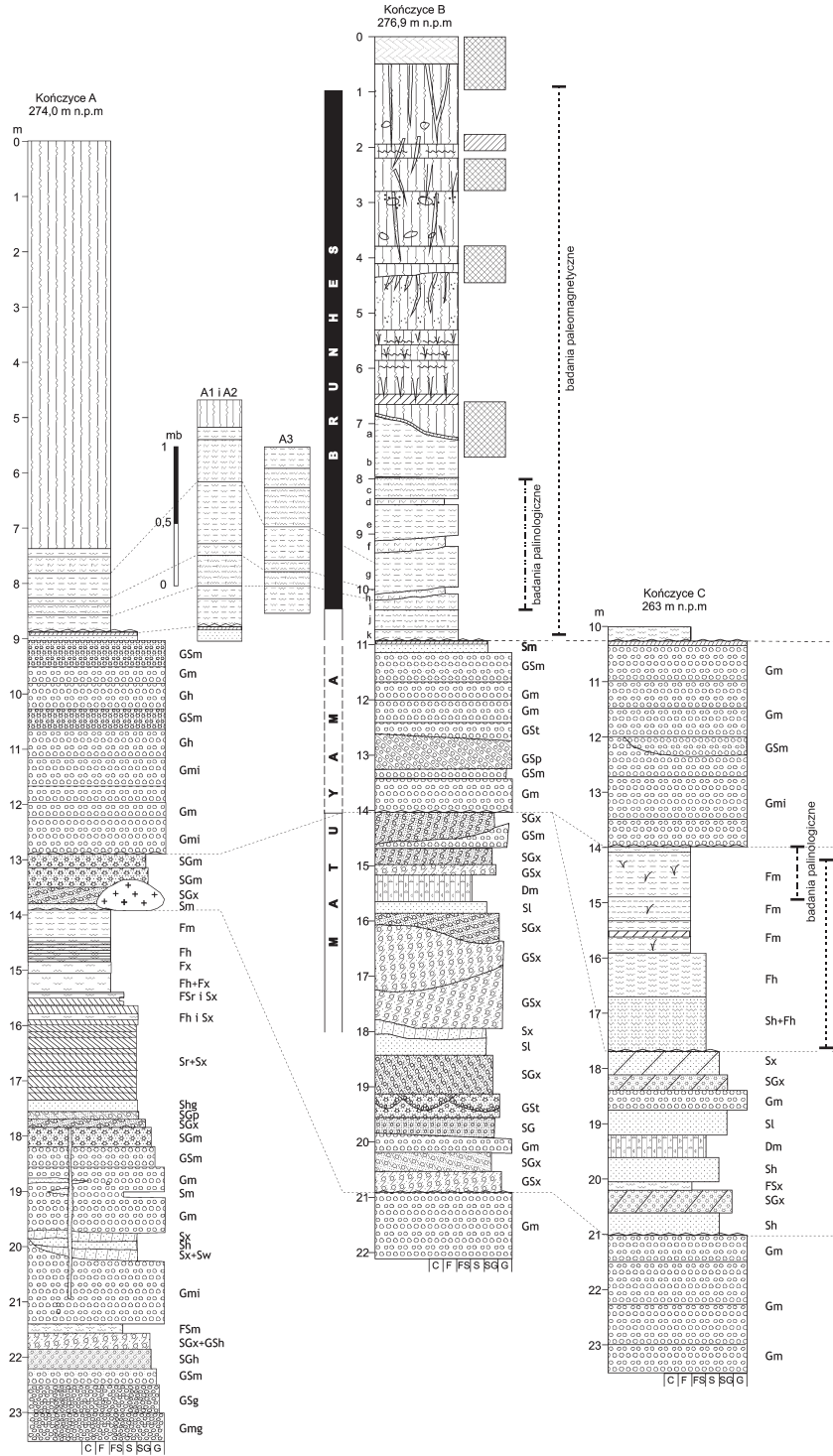
Omawiana seria rzeczna mogła powstać w szeroko pojętym preglacjale, obejmującym dolny plejstocen i preplejstocen w ujęciu Lindnera (1992). Pobrane ze stropu opisywanej serii rzecznej pojedyncze próbki do badań paleomagnetycznych dały odwróconą polarność magnetyczną.

SERIA GLACIGENICZNA

Na ściętych osadach dolnej serii rzecznej, występuje seria osadów glacialnych, o zróżnicowanej miąższości i wykształceniu w poszczególnych odsłonięciach na terenie żwirowni. W obrębie omawianej serii glacialnej można wyróżnić piaski i żwiry fluwioglacjalne, związane z transgresją i regresją lądolodu, które miejscami rozdziela poziom glin zwałowych (fig. 5, 6).

W południowej części żwirowni (odsłonięcia B i C, fig. 3, 5), piaski i żwiry fluwioglacjalne mają większe miąższości, wynoszące od 3 do 7 m, podczas gdy w rejonie odsłonięcia A ich miąższość nie przekracza 1,5 m. W obrębie utworów fluwioglacjalnych można wyróżnić kilka zespołów litofacji. Występują tu piaski oraz piaski i żwiry o przekątnym warstwowaniu nachylonym o dużej skali (Sx i SGx), a także żwiry masywne (Gm). Miąższość piasków fluwioglacjalnych jest zmienna i wynosi od kilkunastu cm do 3,5 m. W odsłonięciach B i C (fig. 3), w których brak jest piasków i mułków rzecznych, utwory fluwioglacjalne mają przeważnie ostry kontakt z leżącymi niżej żwirami rzeczными i ma on zwykle charakter erozyjny (fig. 5).

Żwirowo-piaszczyste utwory fluwioglacjalne w profilu Kończyce B rozdzielają gliny morenowe, które są zbudowane z masywnego szarego diamiktonu (Dm) o miąższości 0,3–0,8 m i o płaskiej powierzchni spągowej. W części południowo-zachodniej występuje warstwa diamiktonu o miąższości blisko 1 m, z dużą ilością żwiru kwarcowego. W spągu omawianego diamiktonu występuje ciągła warstwa o miąższości do 0,05 m o zabarwieniu rdzawym, o poziomej laminacji i większym udziale frakcji ilastej. W materiale żwirowym



D O L N A S E R I A R Z E C Z N A	D O L N A S E R I A M U Ł K O W Y C H O R G A N I C Z N Y C H	G O R N A S E R I A R Z E C Z N A	G O R N A S E R I A M U Ł K O W Y C H O R G A N I C Z N Y C H	U T W O R Y E O L I C Z N E I G L E B Y K O P A L N E (gliny lessowate)	H O L O C E N	S R O D K O W Y I G O R N Y P L E I S T O C E N (MINDEL-WÜRM) (SAN-WISLA)		
						I N T E R. I I ?	I N T E R. I I I ?	I N T E R. I V ?
						I N T E R G L A C J A L I	G L A C I A L C	G L A C I A L A
						Z L O D W A C E N I E P O L D N I O W O P O L S K I E (GÜNZ ?) (ZŁOD. KARPACKE ?)	Z L O D W A C E N I E P O L D N I O W O P O L S K I E (GÜNZ ?) (ZŁOD. KARPACKE ?)	Z L O D W A C E N I E P O L D N I O W O P O L S K I E (GÜNZ ?) (ZŁOD. KARPACKE ?)














	żwiry <i>gravels</i>		struktury typu "glossic" <i>"glossic" structures</i>
	żwiry i piaski <i>gravels and sands</i>		inwolucje i kliny <i>involutions and frost wedges</i>
	piaski <i>sands</i>		plamy oglejenia <i>gley spots</i>
	piaski i mułki <i>sandy silts</i>		pieprze manganowo-żelaziste <i>iron-manganese concretions</i>
	mułki <i>silts</i>		poziom humusowy gleby holocenińskiej <i>humus horizon of holocene soil</i>
	mułki ilaste <i>clayey silts</i>		poziom orsztyniczacji <i>ortstein horizon</i>
	gliny zwałowe <i>tills</i>		ślady smugowania i warstwowania <i>traces of bands and laminations</i>
	torfy <i>peats</i>		poziomy erozyjne <i>erosional levels</i>
	mułki ze żwirem <i>silts with gravel</i>		
	mułki i torfy <i>silts and peats</i>		kopalne gleby interglacialne <i>interglacial fossil soil</i>
	mułki organiczne <i>organic silts</i>		kopalne gleby interstadialne <i>interstadial fossil soil</i>
	fragmenty drewna <i>wood pieces</i>		badania paleomagnetyczne <i>paleomagnetic data</i>
	głazy i bloki eratyczne skał krystalicznych <i>boulders and crystalline rock erratics</i>		badania palinologiczne <i>pollen data</i>
	pyły lessowate <i>loes-like silts</i>		

Fig. 5. Profile litologiczne odsłoneń Kończyce A, B i C

Oznaczenia literowe wg Zielińskiego (1998): **symbole uziarnienia:** G — żwir; GS — żwir piaszczysty; SG — piasek żwirowy; S — piaski; SF — piasek mułowy (ilasty); FS — muł (ił) piaszczysty; F — mułek, il; C — torf, mułek organiczny; **symbole struktur depozycyjnych:** m — struktura masywna; h — laminacja pozioma, warstwowanie poziome; w — laminacja falista; r — przekątna laminacja riplemarkowa; x — przekątna laminacja (warstwowanie) wszelkich typów; l — przekątne warstwowanie małokątowe; p — płaskie warstwowanie przekątne (klinowe i tabularne); t — przekątne warstwowanie rynnowe; g — uwarstwienie gradacyjne; i — imbrakacja żwirów

Lithologic profiles of Kończyce outcrops (exposures) A, B and C

Letter symbols according to Zieliński (1998): G — gravels; GS — sandy gravels; SG — gravelly sands; S — sands; SF — silty sands; FS — sandy silts; F — silts (clays); C — peats and organic muds; **symbols of depositional structures:** m — massive structure; h — horizontal lamination; stratification; w — wavy lamination; r — ripple cross-lamination; x — cross lamination, stratification; p — planar cross-stratification; t — trough cross-stratification; g — graded; i — imbrication



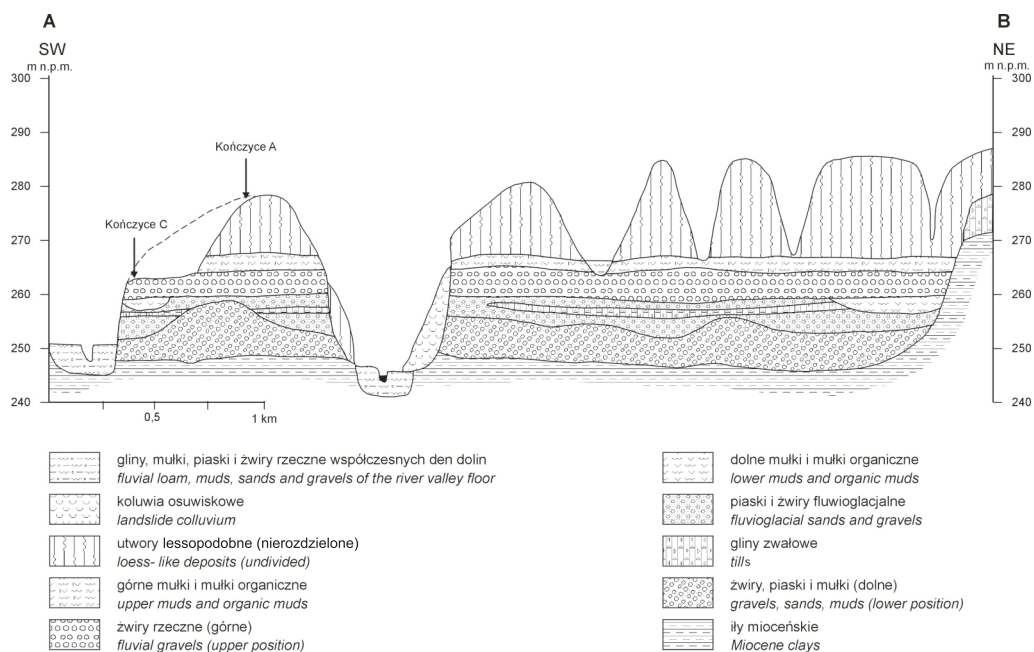


Fig. 6. Przekrój geologiczny A–B przez Kończyce

Geological cross-section A–B across Kończyce

dominują kwarcy (50–70%). Ponadto stwierdzono występowanie granitów, kwarcytów oraz pojedynczych wapieni i litytów. W części zachodniej, w odsłonięciu C, występują lito-facje bardziej zróżnicowanego diamiktonu z wyraźnymi śladami laminacji i warstewkami piasku. Nie tworzy on jednolitej warstwy.

Gliny lodowcowe w okolicach Kończyce zachowane są w postaci płatów i leżą na zróżnicowanej erozyjnie powierzchni, przeważnie na wychodniach osadów miocenijskich. Ich występowanie stwierdzono w rejonie Pruchnej, Kończyce oraz Kaczyc. W rejonie Pruchnej, w otworze wiertniczym, pod utworami lessowatymi oraz torfami na głębokości 7,3–12 m stwierdzono obecność glin lodowcowych słabo wapienistych, popielatych i żółtoszarych z drobnymi żwirami, głównie białego kwarcu, oraz pojedynczymi żwirikami szarych i czerwonych granitów (około 5%). Diamikton jest warstwowany piaskami, a podścielają go piaski i gliny o szarej barwie. W Kaczycach, położonych na zachód od Kończyce, według archiwalnych opisów otworów wiertniczych, diamikton lodowcowy występuje na głębokości 21–24 m od powierzchni. Jest on szarobrunatny i zawiera żwiry oraz otoczaki kwarcu i wapieni. W Kaczycach, w okolicach szkoły, w wykonanym wkopie pod kolektor, pod lessem na głębokości 2–2,5 m występowała glina szara o miąższości 0,5–0,8 m, zawierająca drobne żwirki granitów, wapieni i piaskowców oraz blok czerwonego granitu o średnicy blisko

0,8 m. Wychodnie tego diamiktonu leżą na wysokości 285 m n.p.m., a więc wyżej niż w Kończycach.

Powyżej poziomu z diamiktonem, na zachód od profilu B oraz w rejonie odsłonięcia C, występują żwiry i piaski fluwioglacjalne o miąższości 1–2 m. Występują tu piaski i żwiry o przekątnym warstwowaniu nachylonym o dużej skali (SGx), a także żwiry masywne (Gm).

W północnej części żwirowni, w rejonie odsłonięcia A (fig. 3, 5), bezpośrednio na erozyjnej powierzchni wyciętej w mułkach dolnej serii rzecznej występują pojedyncze bloki i głazy eratyczne czerwonych i różowych granitów oraz kwarcytów. Głazy i bloki są prawdopodobnie pozostałością osadów lodowcowych (bruk morenowy), które są przykryte przez utwory fluwioglacjalne, wykształcone jako piaski masywne (Sm), a wyżej występują utwory bardziej gruboziarniste: piaski i żwiry z materiałem krystalicznym o miąższości 0,9–2 m, o warstwowaniu przekątnym.

Akumulację omówionych powyżej osadów można wiązać czasowo z maksymalnym zasięgiem w południowej Polsce łądolodu, który wkroczył w Karpaty. W swym maksymalnym rozprzestrzenieniu łądolód przykrył cały omawiany obszar. Pozostawił osady lodowcowe z moreną denną oraz wodnolodowcowe. Pozycja stratygraficzna osadów lodowcowych, w świetle przeprowadzonych badań osadów leżących wyżej, wydaje się być starsza niż dotychczas uważano. Być może opisywane utwory glacialne odpowiadają holenderskiemu menapianowi (Zagwijn, 1996) lub pastonianowi.

DOLNA SERIA MUŁKÓW ORGANICZNYCH

W południowo-zachodniej części żwirowni, w rejonie odsłonięcia Kończyce C (fig. 3, 5), na utworach serii glacialnej na głębokości poniżej 14 m od powierzchni terenu występują mułki zawierające szczątki organiczne. Leżą one na poziomo warstwowanych mułkach (Fh) i drobnoziarnistych piaskach (Sh) o miąższości do 3 m. W dolnej części omawiana seria jest zbudowana z piaszczystych i mułkowych osadów o dużej zmienności uziarnienia oraz o wyraźnym poziomym uwarstwieniu. W obrębie tej części serii obserwowano wyraźne powierzchnie erozyjne i młodsze wkładki horyzontalnie warstwowanych mułków i piasków. Utwory te wypełniają kopalne obniżenie, prawdopodobnie o pochodzeniu erozyjnym, choć nie można wykluczyć również genezy wytopiskowej. Od leżących niżej piasków fluwioglacjalnych przekątnie warstwowanych (Sx) oddziela je wyraźna i ostra granica o charakterze erozyjnym. Podobną sytuację stwierdzono w profilu w Godowie (Salamon, 2003), gdzie w rozcięte osady glacialne włożona jest seria rzeczna składająca się z poziomo laminowanych piasków i mułków piaszczystych.

Na górną część omawianej serii osadowej składają się mułki (Fm) ze szczątkami organicznymi. Zawartość szczątków organicznych jest zmienna. Najwięcej stwierdzono w środkowej części profilu. Mułki te w stropie są ścięte i przykryte warstwą mułków brunatnordzawych o miąższości 0,1 m, powyżej których leży górna seria rzeczna. Poniżej granicy z górną serią rzeczna leżą mułki szaroczarne ze szczątkami drewna, przechodzące w mułki ilaste o barwie popielatej. Od leżących niżej warstwowanych piasków i mułków oddziela je poziom glin popielatordzawych (fig. 5). Wśród makroszczątków górnej części profilu stwierdzono prawie wyłącznie słabo zsylikowane fragmenty drewna *Quercus* (oznaczenie — Z. Tomczyńska). Znalaziono również pojedyncze orzeszki leszczyny (*Corylus*). Fragmenty drewna obserwowano do głębokości 1,5–1,8 m od stropu opisywanych mułków.

Z górnej części profilu, z odcinka o miąższości 1,5 m, w którym stwierdzono występowanie makroszczątków roślinnych, pobrano próbki do badań palinologicznych. Okazało się, że jedynie osady górnego odcinka, o miąższości 0,8 m (14,05–14,85 m), zawierały pyłek. Dla tej części profilu wykonano diagram pyłkowy (fig. 7), w którym wydzielono trzy lokalne poziomy pyłkowe.

Poziom C-1 *Corylus–Quercus* charakteryzują bardzo wysokie wartości pyłku drzew i krzewów (AP), osiągające maksymalnie 99%. Dominuje pyłek *Corylus* (maks. 39%), *Alnus glutinosa* typ (32%) i *Quercus* (25%); *Tilia cordata* typ, *Carpinus* oraz *Picea abies* mają niższy udział (odpowiednio 9,4 i 8%). Poziom ten nie ma dolnej granicy florystycznej.

Poziom C-2 *Quercus* charakteryzuje się wyraźną kulminacją pyłku *Quercus* (maks. 47%). Wartości *Corylus* (17%) oraz *Tilia cordata* typ (5%) są niższe niż w poprzednim poziomie, natomiast udział *Alnus glutinosa* typ (34%) utrzymuje się w podobnych granicach.

Poziom C-3 *Alnus–Carpinus–Abies* cechują maksymalne wartości *Alnus glutinosa* typ (55%). Udział pyłku *Abies* i *Carpinus* dochodzi odpowiednio do 7 i 8%. Wartości *Quercus* maleją do 8–12%, a *Corylus* do 7–15%. Strop poziomu jest ścięty erozyjnie.

Historia roślinności zapisana w osadach stanowiska rozpoczęła się w okresie panowania zwartych, wielogatunkowych lasów liściastych z dębem (*Quercus*), lipą (*Tilia cordata* typ, *T. platyphyllos* typ), grabem (*Carpinus*), klonem (*Acer*) oraz z bardzo dużym udziałem leszczyny (*Corylus*) (poziom C-1 *Corylus–Quercus*). Występowanie w podszyciu zbiorowisk leśnych ligustru (*Ligustrum*), bluszczu pospolitego (*Hedera helix*), ostrokrzewu kolczastego (*Ilex aquifolium* typ) i trzmieliny (*Euonymus*) wskazuje na ciepły klimat. Obecność pyłku *Ilex aquifolium* typ świadczy także o łagodnych zimach, ze średnimi temperaturami najzimniejszego miesiąca niespadającymi poniżej $-0,5^{\circ}\text{C}$ (Iversen, 1944). Na siedliskach podmokłych występowały zbiorowiska olszowe, w których oprócz olszy (*Alnus glutinosa* typ) rosły także wiaź (*Ulmus*), jesion (*Fraxinus*) i świerk (*Picea abies*), a w podszyciu mogła występować kalina (*Viburnum*) i kruszyna pospolita (*Frangula alnus*).

Mimo niskich zawartości pyłku *Taxus* można przypuszczać, że cis, chociaż nielicznie, także rósł w okolicy stanowiska. Wchodził zapewne w skład mieszanych lasów liściastych lub też mógł towarzyszyć olszy na siedliskach podmokłych.

W poziomie C-2 *Quercus* głównym składnikiem zbiorowisk leśnych stał się dąb. Efektem jego ekspansji było ograniczenie występowania leszczyny. Wzrost wartości pyłku *Alnus glutinosa* typ w poziomie C-3 *Alnus–Carpinus–Abies* wskazuje na znacznie większe niż w poprzednich poziomach rozprzestrzenienie lasów olszowych. Wzrost ten był prawdopodobnie związany ze znacznym rozszerzeniem się powierzchni siedlisk podmokłych w rejonie stanowiska. Zbiorowiska wielogatunkowych lasów liściastych straciły na znaczeniu w porównaniu z poziomem C-2. Nowym elementem tych zbiorowisk stała się jodła (*Abies*), ale na podstawie niezbyt wysokich wartości pyłku można przypuszczać, że jej udział nie był duży.

Wysoki udział pyłku *Quercus*, *Alnus glutinosa* typ oraz *Corylus*, a także obecność licznych krzewów o wyższych wymaganiach termicznych (*Buxus*, *Ilex aquifolium* typ, *Ligustrum*, *Euonymus* i *Hedera helix*) wskazuje, że prezentowany diagram reprezentuje fragment sukcesji o charakterze interglacjalnym. Najważniejsze cechy tej sukcesji to:

- bardzo wysokie wartości AP (95–99%);
- wysoki udział pyłku leszczyny (*Corylus*) w spągu profilu (maks. 39%), następnie kulminacja dębu (*Quercus*) do 47%, a w młodszej części wysokie zawartości pyłku olszy (powyżej 50%);
- ciągłe krzywe dla pyłku świerka (*Picea abies*) i grabu (*Carpinus*);
- kilkuprocentowy udział pyłku jodły (*Abies*) w młodszej części profilu (maks. 7%);

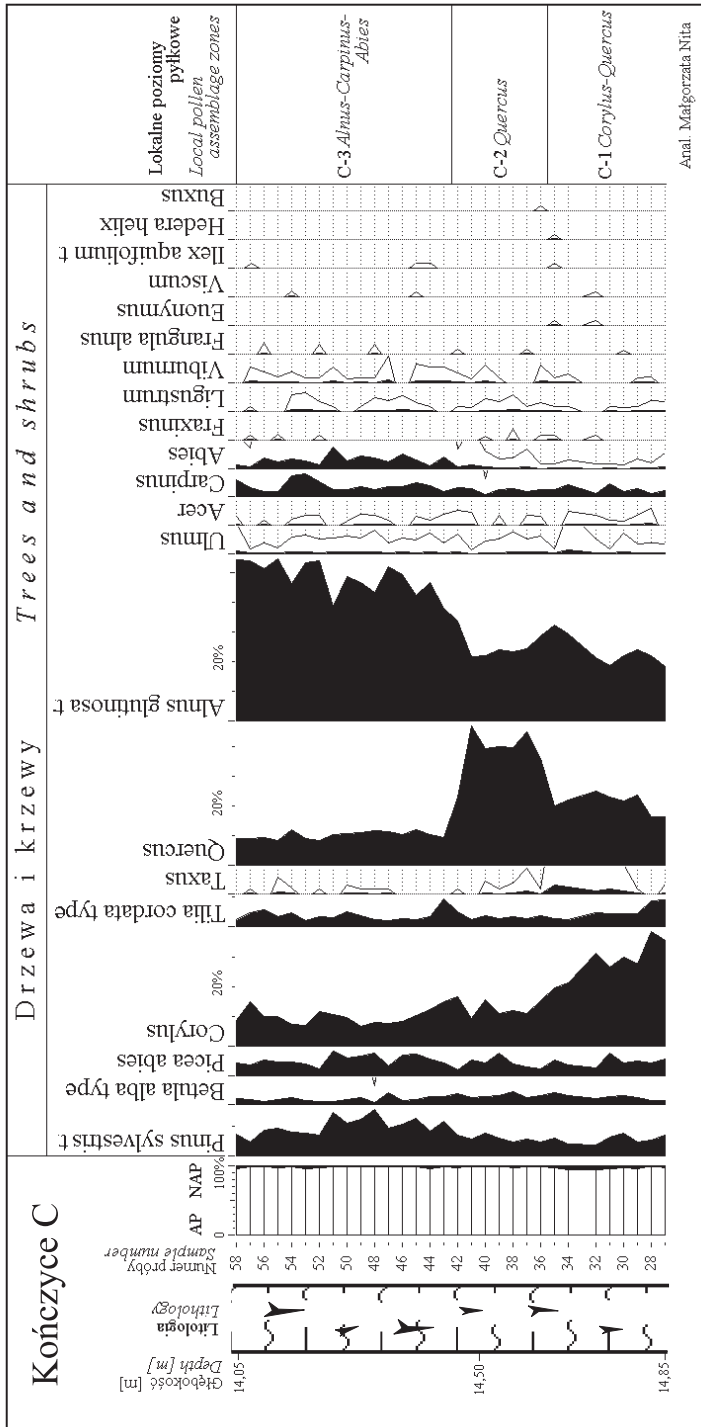


Fig. 7. Uproszczony diagram pyłkowy profilu Kończyce C

Simplified pollen diagram of the Kończyce C profile

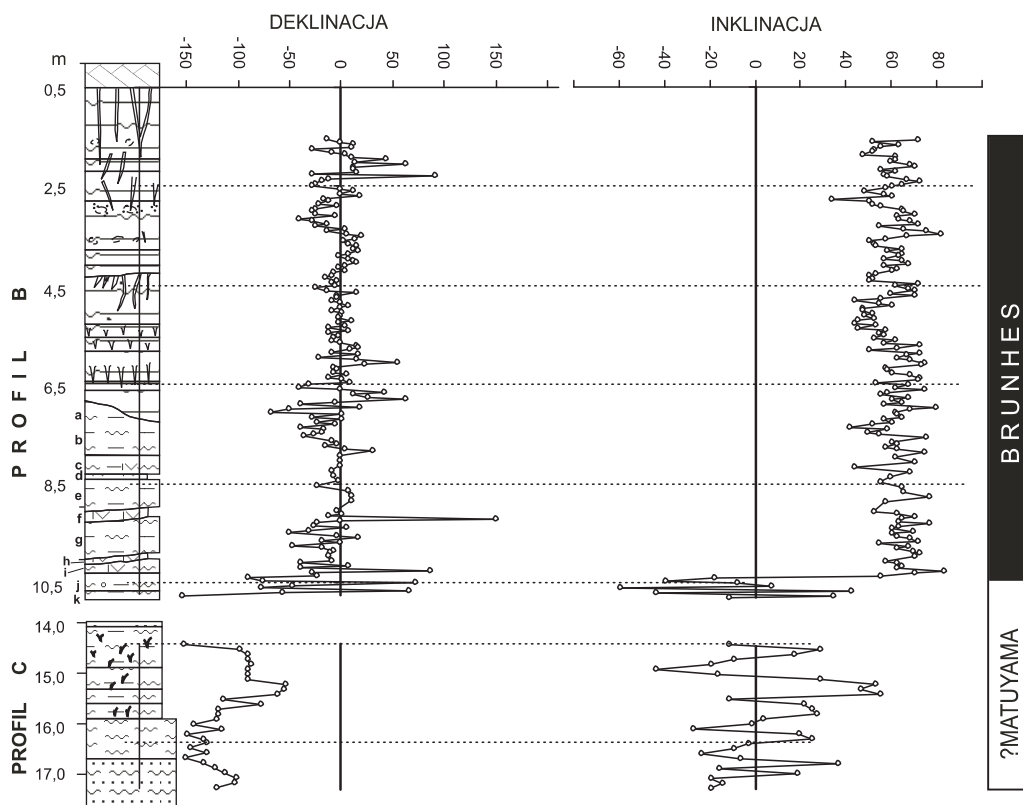


Fig. 8. Profil Kończyce — wykresy zmian deklinacji i inklinacji charakterystycznej

Objaśnienia litologii jak na figurze 5

The Kończyce profile — declination and inclination change characteristic

For litological explanations see Figure 5

— sporadyczny udział pyłku taksonów trzeciorzędowych — pojedyncze ziarna pyłku *Nyssa*, *Pinus haploxylon* typ, *Tsuga* i *Taxodiaceae/Cupressaceae*.

Wyniki analizy pyłkowej osadów z fragmentu odsłonięcia Kończyce C nie pozwalają na korelację badanych osadów ze znanymi obecnie interglacjami. Najbardziej istotne cechy, które odróżniają prezentowany fragment sukcesji pyłkowej od sukcesji poszczególnych interglacjalów to:

— współwystępowanie pyłku *Carpinus* i *Abies* w diagramie z profilu Kończyce C nie pozwala na korelację osadów z interglacjalem augustowskim i ferdynandowskim, zarówno z pierwszym, jak też z drugim optimum klimatycznym;

— w interglacjale mazowieckim nie są notowane tak wysokie zawartości pyłku *Corylus* i *Quercus*; przebieg krzywych pyłkowych w diagramach pobliskich stanowisk — Gościecin (Środoń 1957), Stanowice (Sobolewska, 1977) i Stonava (Břizová, 1994) jest zupełnie inny;

— wysoki udział pyłku *Corylus* i *Quercus* oraz maksymalnie 10%-owa zawartość pyłku *Tilia cordata* typ wykluczają korelację z interglacjałem zbójna;

— odwrotna, niż w interglacjale eemskim, kolejność kulminowania pyłku *Corylus* i *Quercus*, nie pozwala na korelację badanych osadów także z tym interglacjałem.

Różnice w przebiegu krzywych pyłkowych między prezentowaną sekwencją pyłkową a znanymi sukcesjami interglacjalnymi nie mieszczą się w granicach zmian o charakterze lokalnym. Sukcesja pyłkowa w profilu Kończyce C może reprezentować fragment nowej, dotychczas nieznannej, sukcesji interglacjalnej. Z drugiej jednak strony, zgodnie z obowiązującymi zasadami (Janczyk-Kopikowa, 1987; Goździk i in., 1988), fragment sukcesji nie powinien być podstawą do samodzielnego wydzielenia nowych jednostek stratygraficznych. Uwzględniając wyniki badań paleomagnetycznych oraz położenie osadów organicznych nasuwa się sugestia, że profil w Kończycach reprezentuje nową jednostkę stratygraficzną czwartorzędu, dotychczas nierozpoznaną na obszarze Polski.

Położenie w profilu omawianych mułków organicznych w superpozycji na utworach glacialnych sugeruje starszy wiek nasunięcia lądolodu niż dotychczas przyjmowano. Z przeprowadzonych badań paleomagnetycznych wynika, że utwory te charakteryzują się odwróconą polarnością magnetyczną i prawdopodobnie zostały osadzone w epoce paleomagnetycznej Matuyama (fig. 8). Na przedgórzu Karpat jest to, jak na warunki występowania osadów czwartorzędowych w tym regionie, jeden z najdłuższych i najbardziej mięjszych profili z sukcesją interglacjalną. Mimo że te utwory nie zawierają pełnej sukcesji interglacjalnej, mogą stanowić podstawę do wyróżnienia oddzielnego piętra interglacjalnego. Pozycja stratygraficzna dolnych mułków organicznych w Kończycach jest bardzo podobna do pozycji interglacjału augustowskiego (Ber, 2000). Oznaczona sukcesja roślinna może odpowiadać interglacjałowi I w obrębie kompleksu kromerskiego (Zagwijn, 1996) lub, według innych podziałów, pastonianowi (Haq, Van Eysinga, 1988). Nie można też wykluczyć, że odpowiada jeszcze innemu starszemu ciepłemu piętru plejstocenu. Strop omawianej serii dolnych mułków organicznych jest ścięty i przykryty młodszą serią aluwialną, prawdopodobnie złożoną przez Olę.

GÓRNA SERIA RZECZNA

Na utworach serii glacialnej w profilu Kończyce A i B oraz dolnej serii mułków organicznych w profilu Kończyce C występuje górna seria rzeczna o miąższości 3,5–5,9 m. Od leżących niżej serii oddziela ją wyraźna powierzchnia erozyjna ścinająca horyzontalnie osady fluwioglacjalne. Utwory tej serii różnią się od dolnej serii żwirowej wykształceniem. Żwiry są słabiej obtoczone i zawierają znaczną domieszkę frakcji pylastej i ilastej. Są to głównie masywne żwiry piaskowców karpaccich (Gm), o słabo zaznaczającej się imbrykacji. Lokalnie, w obrębie omawianej serii żwirowej zaznacza się niskokątowe warstwowanie skośne. W dolnej części można spotkać pojedyncze żwiry krystalicznych skał skandynawskich. Ich obecność jest związana z erozją utworów lodowcowych.

W całości omawianego odcinka profilu w rejonie odsłonięcia C przeważają litofacje żwirów masywnych (Gm) o średniej skali i o zwartym szkielecie ziarnowym. Lokalnie, w górnej

części, mają rozproszony szkielet ziarnowy i występują w słabo wysortowanym materiale piaszczysto-mułowym. Występują w nich również masywne żwiry piaszczyste (GSm) oraz miejscami kilkunastocentymetrowej miąższości litofacje piasków masywnych (Sm) oraz piasków o warstwowaniu poziomym (Sh). W rejonie odsłonięcia Kończyce B akcesorycznie występują żwiry piaszczyste o płaskim warstwowaniu przekątnym (GSp) oraz, w postaci soczewek, litofacje piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Wielkość żwirów jest mała, przeważnie mieszczą się one w przedziale 1–5 cm, maksymalnie 8–9 cm. W profilu odsłonięcia Kończyce A występują głównie litofacje żwirów masywnych (Gm) oraz litofacje żwirów masywnych o słabo zaznaczającej się imbrykacji (Gmi) i pokroju taflowym.

Generalnie, na górną serię rzeczną składają się litosomy aluwiiów koryt roztokowej rzeki żwirowej o gwałtownym przebiegu procesów i złożonych, przy dużym przeciążeniu materiałem, na przedpolu Karpat. Słabe wysortowanie i przeważnie masywna struktura osadów wskazuje na szybką depozycję przez rzekę o wysokiej energii. Dominujące w serii litofacje żwirów masywnych (Gm) były deponowane w postaci śródkorytowych odsypów podłużnych, w warunkach klimatu chłodnego lub zimnego. W stropie omawianej serii rzecznej występuje warstwa różnoziarnistych piasków masywnych (Sm) o miąższości 2–40 cm z poziomem orsztyniczacji, zachowanym w wielu miejscach jako rdzawoczerwony poziom „skorupy żelazistej”.

Podobnie wykształcona seria rzeczna złożona ze żwirów i piasków zaglinionych o miąższości 2–3,5 m została stwierdzona w okolicach Godowa (Salamon, 2003). Warstwa żwirów rzecznych występuje na ściętych erozyjnie osadach fluwioglacjalnych i seriach rzecznych. Seria żwirów z Godowa koreluje się ze żwirami z okolic Kończyce.

Osady górnej serii rzecznej można korelować z tzw. terasą główną, wyróżnianą po czeskiej stronie doliny Olzy (Macoun i in., 1965). Po stronie polskiej z osadów tych zbudowany jest poziom akumulacyjny (kopalnej terasy erozyjno-akumulacyjnej), który można prześledzić od Pogwizdowa i Kończyce, wzdłuż doliny Piotrówki do Zebrzydowic oraz poniżej jej ujścia, wzdłuż doliny Olzy w okolicach Sakrbeńska i Godowa. Akumulacja górnej serii rzecznej mogła mieć miejsce w tzw. glacialu A kompleksu kromerskiego w podziale stratygraficznym Zagwijną (1996) i Lindnera (1992).

Genezę szerokiego rozprzestrzenienia się rzeczne poziomu akumulacyjnego zbudowanego w całości ze żwirów prawdopodobnie można wiązać z nasuwającym się lądolodem w kolejnym, młodszym piętrze plejstocenu, ale jeszcze w czasie trwania odwróconej polarności magnetycznej (fig. 7).

GÓRNA SERIA MUŁKÓW I MUŁKÓW ORGANICZNYCH

W Kończycach, powyżej górnej serii rzecznej występuje seria mułków i mułków organicznych, lokalnie z warstwami torfu (fig. 5, 9, 10). Na terenie żwirowni mułki organiczne oraz torfy odsłaniają się w wielu miejscach. Jersak (1983) włączył opisywane osady do lessów i określił je jako subakwalny less barwy stalowoniebieskiej, z licznymi smugami i pakietami materiału próchnicznego i torfiastego. Z odsłoneń na terenie żwirowni wynika, że ten odcinek profilu utworów czwartorzędowych jest oddzielną serią akumulacyjną, w dolnej części raczej związaną z leżącą niżej serią rzeczną, niż z przykrywającymi ją utworami lesso-

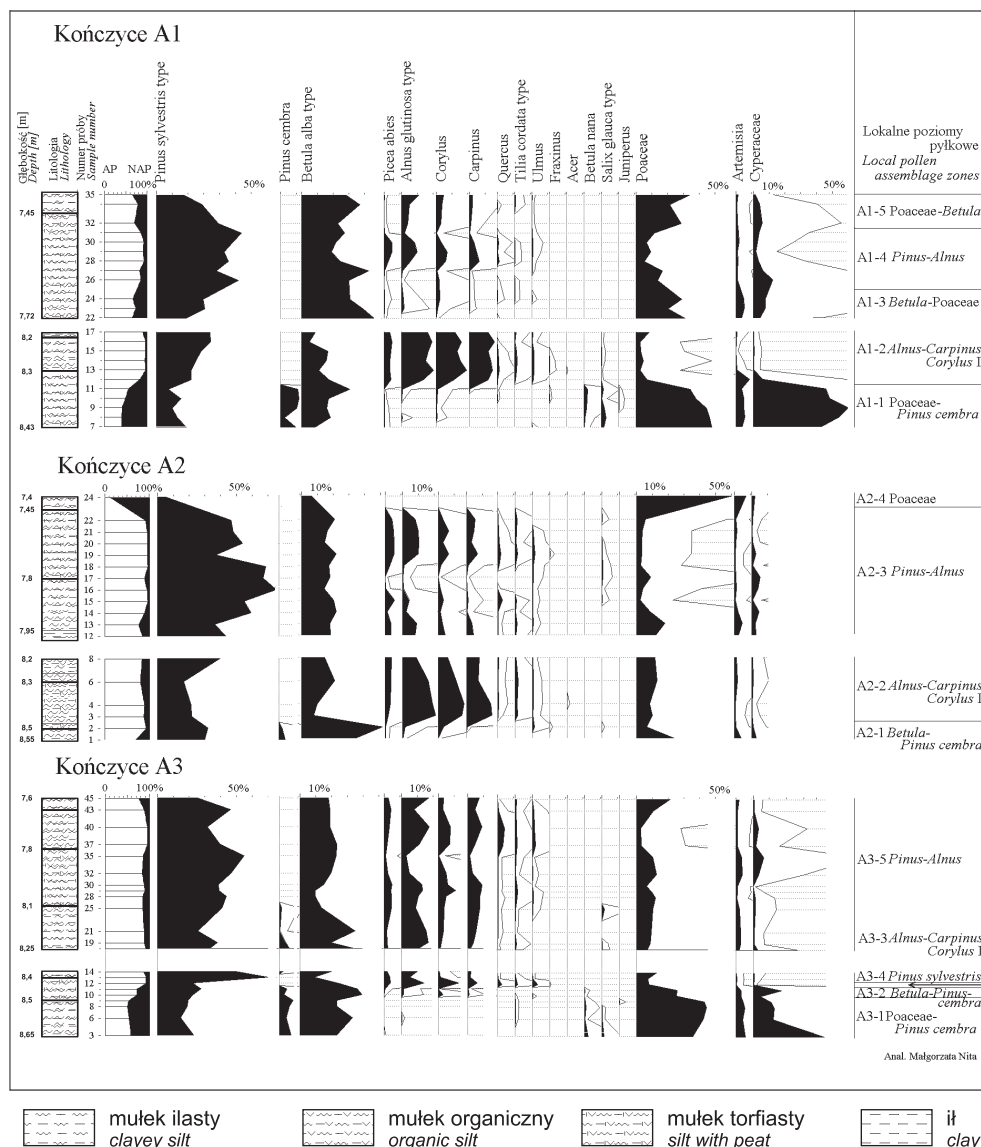
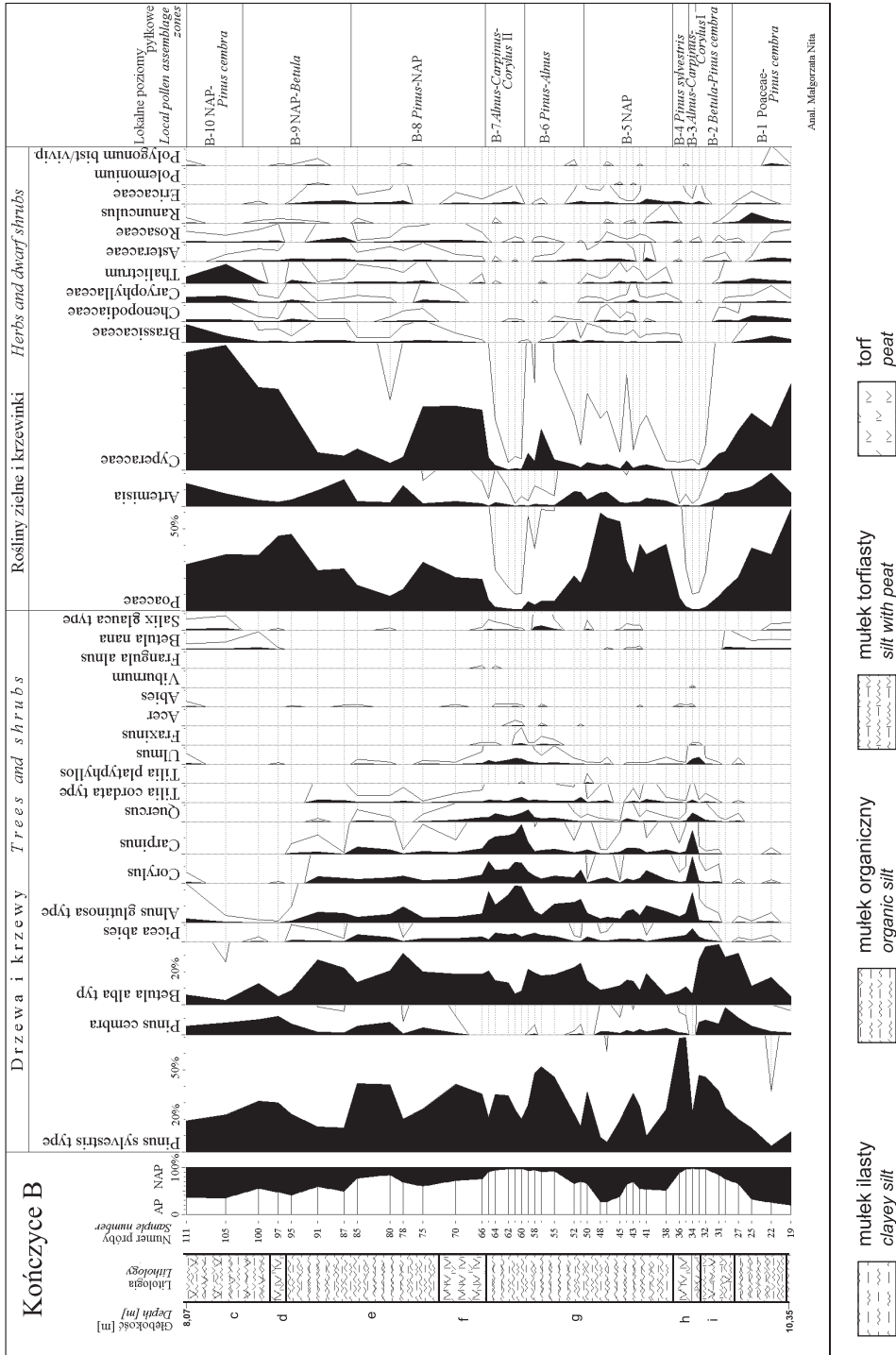


Fig. 9. Uprozczone diagramy pyłkowe profili Kończyce A1, A2 i A3

Simplified pollen diagrams of the Kończyce A1, A2 and A3 profiles



Aut. Małgorzata Nita

podobnymi. Między górną serią rzeczną a nadległymi mułkami występuje ostra granica erozyjna. W odsłonięciach omawiana seria ma od 2 do 4 m miąższości. Tylko w jednym z profili z dotychczas wykonanych otworów wiertniczych dla celów złożowych (fig. 3) opisano szczytki organiczne. Są one przykryte przez serię glin lessopodobnych o miąższości od 5 do blisko 9 m (fig. 5, 6). Z odcinków profilu zawierającego osady organiczne, z dwóch odsłoneń A i B (fig. 3, 5), pobrano próbki do badań. Pierwsze odsłonięcie, określone jako Kończyce A, znajduje się w północno-wschodniej części żwirowni (fig. 3). Pobrano z niego 3 serie próbek do badań palinologicznych określone jako Kończyce A1, A2 i A3 (fig. 9). Są one oddalone od siebie o 3–12 m. Profile Kończyce A1 i A2 znajdują się obok siebie w odległości około 3 m i mają identyczny profil osadów, który przedstawia się następująco (głębokość w m od powierzchni terenu; fig. 5, 9):

do 7,35	pyły lessopodobne barwy żółtej z rdzawymi plamami;
7,35–7,45	mułki ilaste barwy brunatnopopielatej;
7,45–7,80	mułki barwy brunatnoczarnej, przewarstwione popielatymi; strop nierówny;
7,80–8,20	mułki ilaste barwy jasnopopielatej;
8,20–8,30	mułki ilaste barwy jasnopopielatej o zabarwieniu brunatnym;
8,30–8,50	mułki ilaste organiczne barwy brunatnoczarnej, z poziomymi warstewkami lub smugami torfu;
8,50–8,63	mułki ilaste barwy ciemnopopielatej; strop nierówny;
8,63–8,80	mułki ilaste barwy popielatej.

Trzeci profil — Kończyce A3, z którego pobrano próbki do badań palinologicznych jest położony około 12 m na północ od profili Kończyce A1 i A2. Poszczególne warstwy mają tu nieco inną miąższość, jednak dają się łatwo korelować z pozostałymi profilami. Wykształcenie profilu Kończyce A3 przedstawia się następująco (głębokość w m od powierzchni terenu; fig. 5, 9):

7,50–7,70	mułki barwy jasnopopielatej;
7,70–7,80	iły barwy popielatej i brunatnej;
7,80–8,10	mułki ilaste barwy popielatej z brunatnymi smugami i laminami torfu;
8,10–8,40	mułki ilaste barwy popielatej z czarnymi cętkami;
8,40–8,50	mułki ilaste i organiczne, zatorfione, barwy czarnej;
8,50–8,70	mułki piaszczyste barwy popielatej.

W rejonie odsłonięcia Kończyce B miąższość serii z utworami organicznymi wynosi od 4 m (fig. 5, 10). Seria jest rozdzielona trzema poziomami silnie sprasowanego torfu. W omawianej części profilu Kończyce B można wyróżnić 11 poziomów litologicznych (a–k), róż-



Fig. 10. Uproszczony diagram pyłkowy profilu Kończyce B

Pozostałe objaśnienia na figurze 9

The simplified pollen diagram of the Kończyce B profile

For other explanations see Figure 9

niących się barwą oraz udziałem części organicznych. Profil tej serii przedstawia się następująco (głębokość w m od powierzchni terenu):

- (a) 6,85–7,15 mułki ilaste barwy szarobrunatnej (poziom glebowy), lokalnie mułki barwy szarej; w stropie poziom orsztyniczacji;
- (b) 7,15–7,95 mułki ilaste barwy popielatoniebieskiej i brunatnej; warstwa ta ma zmienną miąższość od 0,6 do 0,9 m;
- (c) 7,95–8,35 mułki organiczne barwy brunatnej z popielatymi plamami;
- (d) 8,35–8,45 silnie sprasowane torfy o nierównej powierzchni stropowej i wyraźnym spągu (III warstwa torfu od spągu); poszczególne warstewki torfu są nieciągłe; przejście w spągu i stropie jest stopniowe;
- (e) 8,45–9,05 mułki barwy ciemnobrunatnej ze smugami barwy szarej;
- (f) 9,05–9,25 torfy barwy ciemnobrunatnej, mocno sprasowane, o poziomej laminacji pyłami mineralnymi i nierównej powierzchni stropowej i spągowej (II warstwa torfu);
- (g) 9,25–10,05 mułki organiczne barwy jasnobrunatnej z plamami ciemnoszarymi;
- (h) 10,05–10,15 torfy barwy brunatnej i czarnej, o nierównym stropie i spągu, mocno sprasowane i o słabo zaznaczającej się poziomej laminacji w postaci mineralnych lamin w torfach (I warstwa torfu);
- (i) 10,15–10,40 mułki barwy brunatnej;
- (j) 10,40–10,65 mułki ilaste barwy szarej z pojedynczymi żwirami;
- (k) 10,65–10,97 mułki ilaste barwy ciemnopopielatej, poniżej spągu poziom orsztyniczacji.

Z całej serii zostały pobrane próbki do badań paleomagnetycznych i palinologicznych. Jest to seria o złożonej genezie. Została osadzona w szerokim, płaskim dnie doliny. W pierwszej kolejności osadziły się mułki w obrębie wilgotnego dna doliny oraz torfy. W górnej części tej serii zaznacza się wyraźny udział akumulacji eolicznej, na co wskazuje bimodalny rozkład uziarnienia. Omawiana seria mułków jest ograniczona od leżącej niżej górnej serii żwirowej poziomem orsztyniczacji.

W utworach leżących bezpośrednio na górnej serii osadów rzecznych, na odcinku 0,45 m (9 próbek, warstwa **k i j**) stwierdzono odwróconą polarność magnetyczną, co można interpretować jako granicę epok paleomagnetycznych Brunhes–Matuyama (fig. 8). Mułki występujące powyżej są przeławiczone warstwami torfów. W tej części profilu występuje szereg słabo zaznaczających się lub prawie niewidocznych powierzchni nieciągłości. Są one podkreślone poziomą laminacją mineralną w obrębie warstw torfów, które wskazują na wyraźne zalewy powodziowe w dnach dolin w czasie akumulacji organicznej i być może erozji. Lokalnie, w nowo wykonanych wkopach obserwowano zaburzenia opisanych osadów przez kliny mrozowe o głębokości do 1–1,5 m.

W górnej części omawianej serii występują mułki brunatne, często ścięte. W stropie zaznacza się poziom o barwie szarobrunatnej, który jest prawdopodobnie fragmentem gleby kopalnej utworzonej w warunkach wilgotnego i podmokłego dna doliny. W wielu miejscach utwory te są ścięte i oddzielone od górnej części profilu poziomami orsztyniczacji lub zażelezienia o barwie czerwopomarańczowej. Poziom orsztyniczacji zaznacza się na terenie całego odsłonięcia, lecz ma zmienną miąższość. Poziom gleby kopalnej poniżej poziomu orsztyniczacji (fig. 5) wyraźnie zaznacza się na wykresach podatności magnetycznej (fig. 13),

co w wielu profilach jest interpretowane jako wskaźnik zmian klimatycznych, zwłaszcza dużej rangi, typu glacjał–interglacjał (Nawrocki, 2003; Nawrocki, Wójcik, 1995; Nawrocki i in., 2002), lub można je wiązać z udziałem materii organicznej. W przypadku omawianego profilu udział materii organicznej jest w wielu miejscach znacznie większy, niż w opisywanym górnym odcinku serii, co jednak nie zaznacza się na wykresie podatności magnetycznej.

Wyniki analizy pyłkowej górnej serii mułków organicznych w profilach Kończyce A i Kończyce B

Najpełniej wykształcony profil osadów organicznych pochodzi z odsłonięcia Kończyce B i ma 2,5–2,8 m miąższości. Osady te leżą na głębokości 8–10,4 m poniżej powierzchni terenu. W próbkach leżących powyżej, jak i poniżej tej głębokości, nie stwierdzono występowania pyłku. Duża zmienność w przebiegu krzywych pyłkowych w profilu Kończyce B pozwoliła na wydzielenie 10 lokalnych poziomów pyłkowych (fig. 10).

Osady organiczne z północno-wschodniej części żwirowni (fig. 3; Kończyce A1, A2 i A3) zalegają na podobnej głębokości co osady w profilu Kończyce B, ale mają mniejsze miąższości (fig. 9, 10). W diagramach pyłkowych dla profilu Kończyce A wydzielono 4–5 lokalnych poziomów pyłkowych. Mimo że badane profile są usytuowane w niewielkiej odległości od siebie (do 12 m), nie wszystkie poziomy pyłkowe mają swoje odpowiedniki w każdym profilu (fig. 9). Korelację lokalnych poziomów pyłkowych w obrębie profili ze stanowiska Kończyce A i B przedstawiono w tabeli 1.

Poziom Poaceae–*Pinus cembra* (Kończyce A1 i A3, oraz Kończyce B), występujący w dolnych częściach profili, charakteryzuje się bardzo wysokim udziałem pyłku roślin zielnych (NAP), przekraczającym maksymalnie 80% (po wyłączeniu Cyperaceae z sumy podstawowej AP+NAP). Dominuje pyłek Poaceae (maks. 60%) i *Artemisia* (maks. 21%), mniej licznie występują Chenopodiaceae (4%), Brassicaceae (4%), *Thalictrum* (3%), *Ranunculus* (*R. acris* typ i *R. flammula* typ, 6%), Asteraceae (2%) i inne. Pyłek drzew jest reprezentowany przez sosnę (*Pinus cembra*, maks. 12% i *P. sylvestris* typ) oraz brzozy drzewiaste (*Betula alba* typ). Maksymalny udział *Betula nana* przekracza 2%. Poziom nie ma dolnej granicy florystycznej.

Poziom *Betula–Pinus cembra* (Kończyce A2 i A3 oraz Kończyce B) jest reprezentowany przez 2–4 próbki. Występuje w nim pyłek *Betula alba* typ (maks. 51%), *Pinus sylvestris* typ (47%) i *P. cembra* (17%). Wśród roślin zielnych najwyższy udział mają Poaceae (26%). W profilu Kończyce A2 brak dolnej granicy florystycznej.

Poziom *Alnus–Carpinus–Corylus* I (Kończyce A1, A2 i A3 oraz Kończyce B) ma bardzo wysokie wartości AP, maksymalnie do 98%. Dominuje pyłek *Alnus glutinosa* typ (maks. 21%), *Carpinus* (16%) oraz *Corylus* (19%). Niższy udział ma *Quercus* (5%), *Ulmus* (4%) i *Tilia cordata* typ (2%) oraz *Picea abies* (8%). W młodszej części poziomu, w profilach Kończyce A1 i A2, wzrastają wartości *Pinus sylvestris* typ do 34–40%. W obu tych profilach poziom nie ma górnej granicy florystycznej.

Poziom *Pinus sylvestris* (Kończyce A3 i Kończyce B) charakteryzuje się bardzo wysokimi wartościami pyłku *Pinus sylvestris* typ (70%). W profilu Kończyce A3 poziom nie ma górnej granicy florystycznej.

Powyżej poziomu *Alnus–Carpinus–Corylus* I w profilu Kończyce A1 i A2 oraz poziomu *Pinus sylvestris* w profilu Kończyce A3 występuje warstwa mułków ilastych, w której nie odnotowano ziarn pyłku. Korelacja młodszych poziomów pyłkowych z profilu Kończyce A

Tabela 1

Korelacja lokalnych poziomów pyłkowych w stanowiskach Kończyce A i B

Correlation of the local pollen assemblage zones in Kończyce A and B sites

Kończyce A1	Kończyce A2	Kończyce A3	Kończyce B
A1-5 Poaceae– <i>Betula</i> ?	A2-4 Poaceae?		B-10 NAP– <i>Pinus cembra</i>
			B-9 NAP– <i>Betula</i>
			B-8 <i>Pinus</i> –NAP
A1-4 <i>Pinus</i> – <i>Alnus</i>	A2-3 <i>Pinus</i> – <i>Alnus</i>	A3-5 <i>Pinus</i> – <i>Alnus</i> ?	B-7 <i>Alnus</i> – <i>Carpinus</i> – <i>Corylus</i> II
A1-3 <i>Betula</i> –Poaceae			B-6 <i>Pinus</i> – <i>Alnus</i>
	i ł y p y ł a s t e b e z p y ł k u		B-5 NAP
A1-2 <i>Alnus</i> – <i>Carpinus</i> – <i>Corylus</i> I		A3-4 <i>Pinus sylvestris</i>	B-4 <i>Pinus sylvestris</i>
	A2-2 <i>Alnus</i> – <i>Carpinus</i> – <i>Corylus</i> I	A3-3 <i>Alnus</i> – <i>Carpinus</i> – <i>Corylus</i> I	B-3 <i>Alnus</i> – <i>Carpinus</i> – <i>Corylus</i> I
A1-1 Poaceae– <i>Pinus cembra</i>	A2-1 <i>Betula</i> – <i>Pinus cembra</i>	A3-2 <i>Betula</i> – <i>Pinus cembra</i>	B-2 <i>Betula</i> – <i>Pinus cembra</i>
		A3-1 Poaceae– <i>Pinus cembra</i>	B-1 Poaceae– <i>Pinus cembra</i>

(A1, A2 i A3) i Kończyce B napotyka na trudności, dlatego opis tych poziomów został przedstawiony osobno.

Poziom NAP (Kończyce B) ma bardzo wysokie wartości pyłku Poaceae (maks. 60%). Udział innych roślin zielnych jest niski: *Artemisia* 9%, Asteraceae 2%, Brassicaceae, Chenopodiaceae, Rosaceae i *Thalictrum* po około 1% oraz Ericaceae 3%. Notowany jest pyłek *Pinus cembra* (4%) oraz pojedyncze ziarna pyłku *Betula nana*.

Poziom *Pinus*–*Alnus* (Kończyce B) charakteryzuje się wysokim udziałem AP, maks. 91%. Dominuje *Pinus sylvestris* typ (maks. 52%). Notowany jest pyłek *Alnus glutinosa* typ (maks. 14%), *Corylus* (8%), *Carpinus* (3%) oraz *Picea abies* (5%).

Poziom *Alnus*–*Carpinus*–*Corylus* II (Kończyce B) ma bardzo wysokie wartości AP (maks. 94%). Dominuje pyłek *Pinus sylvestris* typ (35%), *Alnus glutinosa* typ (22%), *Carpinus* (18%) i *Corylus* (13%). Niższe wartości ma *Quercus* (7%), *Ulmus* (4%) i *Tilia cordata* typ (3%) oraz *Picea abies* (6%).

Poziom *Pinus*–NAP (Kończyce B) charakteryzuje się ponownym wzrostem wartości NAP (16–40%), głównie Poaceae (maks. 26%) i *Artemisia* (16%). Wśród drzew przeważa *Pinus sylvestris* typ (maks. 42%).

W poziomie NAP–*Betula* (Kończyce B) udział NAP rośnie do 59%. Dominuje pyłek Poaceae (47%) i *Artemisia* (16%).

Poziom NAP–*Pinus cembra* (Kończyce B) ma bardzo wysoki udział NAP (maks. 66%). Dominuje pyłek Poaceae (47%), *Artemisia* (14%), Brassicaceae (11%), *Thalictrum* (12%), Caryophyllaceae (3%), Chenopodiaceae (1%) i inne. Wartości pyłku *Pinus cembra* przekraczają 11%. Poziom nie ma górnej granicy florystycznej.

W obrębie profilu Kończyce A1, A2 i A3 wyróżniono ponadto cztery poziomy:

Poziom *Betula*–Poaceae (Kończyce A1) charakteryzuje się udziałem NAP powyżej 34%. Występują w nim głównie Poaceae (31%) oraz *Artemisia* (5%). Wśród drzew przeważa *Betula alba* typ (46%) oraz *Pinus sylvestris* typ (31%). Poziom nie ma dolnej granicy florystycznej.

Poziom *Pinus*–*Alnus* (Kończyce A1, A2 i A3) ma bardzo wysoki udział AP, maks. 94%. Dominuje *Pinus sylvestris* typ, ale jego udział jest bardzo zmienny (maks. 76%). Notowana jest obecność pyłku *Alnus glutinosa* typ (maks. 18%), *Corylus* (11%), *Carpinus* (9%) oraz *Picea abies* (6%).

W poziomie Poaceae–*Betula* (Kończyce A1) NAP wzrasta do 35% (głównie Poaceae). Udział *Pinus sylvestris* typ maleje do 18% w stropie poziomym, a *Betula alba* typ wzrasta do 37%. Poziom nie ma górnej granicy florystycznej.

Poziom Poaceae (Kończyce A2) charakteryzuje się bardzo wysokimi wartościami NAP (maks. 85%). Dominuje pyłek Poaceae (60%), *Artemisia* (7%), Brassicaceae (4%), *Thalictrum* (3%) i inne. Poziom nie ma górnej granicy florystycznej.

Poziomy pyłkowe w obrębie profilu Kończyce A1, A2 i A3, które leżą poniżej warstwy mułków pylastych bez pyłku, rozdzielających serie organiczne, dobrze się ze sobą korelują, chociaż ich liczba jest różna w poszczególnych profilach (tab. 1). Tylko jeden poziom *Alnus*–*Carpinus*–*Corylus* I powtarza się we wszystkich diagramach (fig. 9, tab. 1). Poziom ten w profilu Kończyce A3 jest reprezentowany tylko przez jedną próbkę, gdyż ma bardzo małą miąższość. Podobnie wykształcony jest poziom B-3 *Alnus*–*Carpinus*–*Corylus* I w profilu Kończyce B (fig. 10). Prawdopodobnie został on zerodowany w czasie akumulacji nadległych mułków barwy popielatej. Podobieństwo wykształcenia oraz bardzo wysokie wartości pyłku *Pinus sylvestris* typ (70%) w młodszym poziomie (A3-4, B-4 *Pinus sylvestris*) są podstawą korelacji starszej części profilu ze stanowiska Kończyce A z najstarszą częścią profilu Kończyce B (tab. 1).

Bardziej problematyczna jest korelacja poziomów pyłkowych, które leżą powyżej warstwy płonnej w odsłonięciu A (A1, A2 i A3), złożonej z mułków rozdzielających mułki organiczne (fig. 9). W tej części diagramów zaznacza się duża zmienność w przebiegu krzywych pyłkowych, a miąższość osadów jest znacznie zredukowana w stosunku do profilu Kończyce B. Wzrost udziału pyłku *Pinus sylvestris* typ (maks. 75%) oraz równoczesny spadek ciepłolubnych drzew liściastych i leszczyny w środkowej części poziomu *Pinus*–*Alnus* (Kończyce A1, A2 i A3), jest cechą charakterystyczną, która pozwala na wzajemną korelację. Poziom ten najbardziej odpowiada poziomowi o tej samej nazwie w profilu Kończyce B (fig. 10; B-6 *Pinus*–*Alnus*). Znaczna odległość, która dzieli stanowiska Kończyce A i B (około 500 m) nie pozwala na prześledzenie ciągłości osadów bezpośrednio w obrębie żwirowni.

Korelacja młodszych poziomów może być jeszcze bardziej dyskusyjna. W profilu Kończyce A2 bardzo ostry wzrost wartości pyłku Poaceae oraz zanik wszystkich ciepłolubnych drzew liściastych i leszczyny (A2-4 Poaceae L PAZ), sugeruje przerwę w sedimentacji lub lukę erozyjną w profilu. Poziom ten być może odpowiada poziomowi B-9 NAP–*Betula* (Kończyce B).

Początek historii roślinności, która zapisała się w osadach organicznych z Kończyc A i B, przypada na okres panowania zbiorowisk trawiastych z udziałem bylic (A1-1, A3-1, B-1 Poaceae–*Pinus cembra* L PAZ). W bezpośrednim sąsiedztwie zbiornika rozprzestrzeniły się zbiorowiska turzycowe. Krajobraz nie był jednak zupełnie bezleśny, gdyż w okolicy stanowiąca rosła limba (*Pinus cembra*) oraz występowały zbiorowiska krzewiaste z brzozą karłowatą (*Betula nana*) i wierzbami krzewiastymi (*Salix glauca* typ).

Rozprzestrzenienie brzoź drzewiastych, a nieco później sosny (A2-1, A3-2, B-2 *Betula–Pinus cembra*, fig. 9, 10) na siedliskach po wycofujących się zbiorowiskach trawiastych, wskazuje na poprawę warunków klimatycznych. Wyraźne ocieplenie klimatu, które przypada na poziom *Alnus–Carpinus–Corylus* I (A1-2, A2-2, A3-3 i B-3; fig. 9, 10), zaznaczyło się wkroczeniem drzew liściastych, a w profilu litologicznym wzrosła zawartość części organicznych w obrębie mułków. Rozprzestrzeniły się zwarte zbiorowiska leśne z udziałem graba (*Carpinus*), dębu (*Quercus*) i lipy (*Tilia cordata* typ) oraz leszczyny (*Corylus*). Na siedliskach podmokłych rosły zbiorowiska olszowe z wiązem (*Ulmus*), sporadycznie z jesionem (*Fraxinus*), a także ze świerkiem (*Picea abies*). Pogorszenie warunków klimatycznych, które miało miejsce w poziomie A3-4, B-4 *Pinus sylvestris*, przejawiało się ekspansją sosny. Jednak dopiero w poziomie B-5 NAP rozwój zbiorowisk roślin zielnych na siedliskach otwartych jest wyrazem radykalnego ochłodzenia klimatu. Początkowo zapewne krajobraz nie był zupełnie bezleśny, mogły jeszcze występować niewielkie płyty zbiorowisk sosnowo-brzozowych oraz sporadycznie limba. W profilu zaznacza się to wyraźną zmianą w litologii — wzrostem udziału części mineralnych. Prawdopodobnie między poziomem B-4 i B-5, których granica przebiega w spągu warstwy g (fig. 5) istnieje luka erozyjna, podkreślona zmianą litologii i zabarwienia osadu.

Interpretacja zmian roślinności w poziomie pyłkowym B-6 *Pinus–Alnus* i B-7 *Alnus–Carpinus–Corylus* II jest dyskusyjna ze względu na możliwość zaburzeń w osadzie. Podobny przebieg krzywych pyłkowych w poziomie B-7 w stosunku do poziomu B-3, może jednak wskazywać na rozwój podobnych zbiorowisk leśnych.

Poziomy pyłkowe B-9 NAP–*Betula* i B-10 NAP–*Pinus cembra* reprezentują ochłodzenie, które zaznaczyło się rozprzestrzenieniem zbiorowisk trawiastych z udziałem bylic. W poziomie B-9 występowały jeszcze płyty zbiorowisk brzozowych i sosnowo-brzozowych. Rosła też limba. Na siedliskach wilgotnych występowały zbiorowiska krzewiaste z udziałem brzozy karłowatej i wierzb krzewiastych.

Chociaż w obrębie górnych mułków organicznych na terenie żwirowni w Kończycach nie widać wyraźnych powierzchni erozyjnych, to z badań palinologicznych wynika, że pochodzą one z naprzemianległych, chłodnych i ciepłych okresów klimatycznych. Liczne ślady akumulacji mineralnej, w postaci lamin o miąższości do 1 mm w obrębie torfów, prawdopodobnie wskazują na liczne luki sedymentacyjne. Granice między osadami z większą ilością szczątków organicznych są nierówne, co może wskazywać na erozyjny charakter tych powierzchni. Również niewielka miąższość osadów, duża zmienność w przebiegu krzywych pyłkowych, ostre skoki wartości pyłku w obrębie niektórych taksonów oraz powtarzanie się tych samych sekwencji pyłkowych (poziomy B-3 *Alnus–Carpinus–Corylus* I i B-7 *Alnus–Carpinus–Corylus* II) sugeruje, że zapis zmian roślinności i klimatu, zarejestrowany w osadach, jest jedynie fragmentaryczny. Dlatego interpretacja diagramów pyłkowych jest trudna i wymaga dużej ostrożności.

Najstarsza część diagramów pyłkowych reprezentuje schyłek okresu chłodnego (fig. 9, 10; A1-1, A3-1, B-1 Poaceae–*Pinus cembra*) leżący bezpośrednio powyżej granicy Brunhes–Matuyama oraz okres ciepły obejmujący m.in. pierwszą warstwę torfu (A2-1, A3-2, B-2 *Betula–Pinus cembra*; A1-2, A2-2, A3-3, B-3 *Alnus–Carpinus–Corylus* I i A3-4, B-4 *Pinus sylvestris*). Wysokie zawartości pyłku drzew i krzewów, w tym *Alnus glutinosa* typ, *Carpinus* i *Corylus* w poziomie *Alnus–Carpinus–Corylus* I, wskazują raczej na interglacjalny charakter tego odcinka profilu (fig. 9, 10). Poziom ten jest najlepiej zachowany w profilach Kończyce A1 i A2, chociaż również tam ma bardzo małą miąższość. Interglacialny charakter tego odcinka profilu plejstocenu nie jest jednak tak oczywisty jak w przypadku profilu Kończyce C. Równoczesne pojawienie się wszystkich ciepłolubnych drzew liściastych i leszczyny w poziomie *Alnus–Carpinus–Corylus* I jest cechą charakterystyczną dla interstadiału, podobnie jak trójdzielność sukcesji pyłkowej (Środoń, 1983; Janczyk-Kopikowa, 1987).

Wzrost udziału pyłku roślin zielnych w poziomie B-5 NAP (fig. 10), wskazujący na radykalne pogorszenie warunków klimatycznych, zaznaczył się jedynie w profilu Kończyce B. Wysokim wartościom NAP towarzyszą ciągle kilkuprocentowe krzywe pyłku *Alnus glutinosa* typ, *Carpinus* oraz *Corylus*. Ich obecność w tym poziomie jest zapewne wynikiem redepozycji, np. na drodze dalekiego transportu.

Przebieg krzywych pyłkowych wskazuje, że trzy młodsze poziomy mogą reprezentować kolejne ocieplenie (B-6 *Pinus–Alnus*, B-7 *Alnus–Carpinus–Corylus* II i B-8 *Pinus–NAP*), prawdopodobnie także o randze interglacialnej (fig. 10). Obraz pyłkowy poziomu B-7 *Alnus–Carpinus–Corylus* II jest jednak bardzo podobny do obrazu z poziomu B-3 *Alnus–Carpinus–Corylus* I. Gdyby nie wysoki udział Poaceae w poziomie B-5 NAP (fig. 10), to poziom pyłkowy B-7 można by uznać za kontynuację poziomu B-3. Wysokie wartości Poaceae, wzrost *Artemisia* (9%), Brassicaceae, Chenopodiaceae, Asteraceae, *Thalictrum* i innych roślin zielnych, a także pojedyncze ziarna pyłku w typie *Betula nana*, nie pozwalają jednak na uznanie tego ochłodzenia za niewielką oscylację klimatyczną w obrębie interglacjalną.

Na podstawie wyników analizy pyłkowej trudno jednoznacznie rozstrzygnąć, czy powtarzalność poziomów *Alnus–Carpinus–Corylus* I i II jest efektem zaburzeń, czy naturalnym następstwem podobnych warunków i zmian klimatycznych. Mimo że w spektrach pyłkowych, poza podobieństwem sekwencji pyłkowych, brak innych dowodów wskazujących na zaburzenia (nie stwierdzono obecności pyłku taksonów trzeciorzędowych, ani cyst *Dinoflagellata*, frekwencja pyłku jest bardzo dobra, a jego ziarna dobrze zachowane), taka właśnie interpretacja też wydaje się możliwa.

Wyniki analizy pyłkowej osadów organicznych z odsłonięcia Kończyce A (A1, A2 i A3) oraz Kończyce B nie pozwalają na jednoznaczne ustalenie pozycji stratygraficznej badanych osadów. Można jedynie stwierdzić, że jeśli podobieństwo spektrów pyłkowych poziomów *Alnus–Carpinus–Corylus* I i II jest odzwierciedleniem rzeczywistych zmian roślinności i klimatu, to wśród znanych do tej pory sukcesji brak jest właściwego odpowiednika prezentowanej sukcesji. Jeśli poziom B-7 *Alnus–Carpinus–Corylus* II jest wynikiem zaburzeń i w rezultacie jedynie powtórzeniem starszego poziomu B-3 *Alnus–Carpinus–Corylus* I, to spektra pyłkowe tego poziomu (A1-2, A2-2, A3-3 i B-3), najpełniej wykształcone w diagramach Kończyce A1 i A2, są najbardziej zbliżone do sekwencji pyłkowych, wiązanych z drugim optimum klimatycznym interglacjalną ferdynandowskiego. Wprawdzie w badanych osadach

udział dębu (*Quercus*) jest nieco niższy oraz bardzo wcześnie pojawia się świerk (*Picea abies*), ale może to być związane z geograficznym położeniem stanowiska, na przedpolu gór.

Wyniki analizy pyłkowej górnej części serii mułków organogenicznych i torfów (warstwy **h–e**, fig. 10) wskazują, że w omawianym profilu zaznaczają się dwa odcinki ciepłe, o charakterze interglacjalnym. Najprawdopodobniej istnieją w tej części profilu duże łuki stratygraficzne, związane z brakiem osadów, a otrzymane spektra pyłkowe w Kończycach reprezentują fragmenty dwóch odrębnych interglacjalów. Mogą one odpowiadać interglacjalom II i III kompleksu kromerskiego, które rozdziela glacjał B (Zagwijn, 1996). Zatem w obrębie serii górnych mułków organicznych można wyróżnić piętro zimne, obejmujące warstwy **k–i**. Piętro to można powiązać z glacjałem A kompleksu kromerskiego, w którego obrębie występuje granica B/M. Zachowany powyżej fragment sukcesji interglacjalnej, obejmujący pierwszą warstwę torfu, można powiązać z II interglacjałem kompleksu kromerskiego. Ze względu na duże podobieństwo diagramu pyłkowego do drugiego optimum klimatycznego interglacjalu ferdynadowskiego nie można wykluczyć także takiej interpretacji (Wójcik, Nita, 2000). Występujące powyżej mułki (warstwa **g**) zostały osadzone w warunkach chłodnego klimatu, który można korelować z glacjałem C, natomiast górna część tej warstwy osadziła się już w warunkach klimatu interglacjalnego, który być może można wiązać z III interglacjałem kromerskim.

Powyżej drugiej warstwy torfu, w próbkach obejmujących mułki organiczne wraz z nadległą trzecią warstwą torfu (warstwy **c–e**, fig. 10), w spektrach pyłkowych obserwuje się ponowne zmniejszanie się udziału drzew i krzewów (AP). Wzrasta udział NAP, co wskazuje na ponowne ochłodzenie klimatu, które można korelować z glacjałem C kompleksu kromerskiego (Zagwijn, 1996). Występująca w stropie gleba być może utworzyła się w najmłodszym interglacjale kompleksu kromerskiego.

Wyniki badań paleomagnetycznych

Metoda paleomagnetyczna dostarcza szeregu reperów chronostratygraficznych dla utworów starszego czwartorzędu, w tym dobrze datowaną (na 778 tys. lat) granicę chronów paleomagnetycznych — odwrotnego Matuyama i panującego do dzisiaj chronu normalnej polarności Brunhes (Heller, Evans, 1995; Nawrocki i in., 2002). Celem podjętych badań było stwierdzenie, czy w profilu Kończyce występują utwory starsze od tej granicy.

Wykresy zmian deklinacji i inklinacji charakterystycznej pokazują, że badany profil jest dwudzielny (fig. 8). Od powierzchni do głębokości 10,4 m deklinacja oscyluje wokół azymutu 0°, a inklinacja waha się w pobliżu wartości 60°. Na głębokości poniżej 10,4 m, obejmującej w profilu serię górnych mułków organicznych oraz serię dolnych mułków organicznych, obraz paleomagnetyczny jest zupełnie inny. Deklinacje charakterystyczne przyjmują kierunek zachodni lub południowo-zachodni, natomiast inklinacje oscylują wokół zera, przyjmując w 21 próbkach wartości ujemne (fig. 8). Kierunki z tej strefy przedstawiono również na projekcji sferycznej (fig. 11). Rozmagnesowanie termiczne próbek ze strefy anomalnej (fig. 12) wskazuje, że nośnikiem kierunku charakterystycznego jest tutaj minerał o temperaturze blokującej około 500°C, czyli najprawdopodobniej magnetyt. Z przebiegu rozmagnesowania zmiennym polem magnetycznym można wnioskować, że jest to magnetyt niskokoercyjny (gruboziarnisty), gdyż rozmagnesowuje się całkowicie w polach o amplitudzie 35–40 mT. Na wykresach natężenia namagnesowania

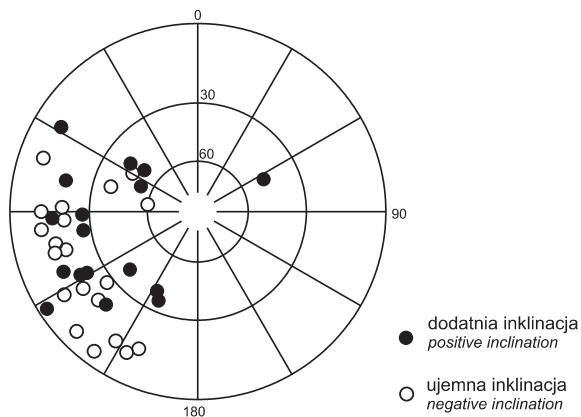
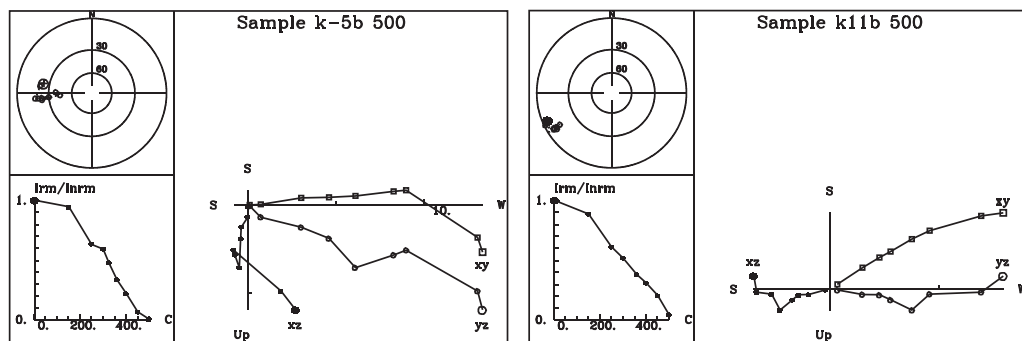


Fig. 11. Projekcja stereograficzna kierunków charakterystycznych dla dolnej części profilu Kończyce B (od głębokości 10,4 m) i Kończyce C (14–17 m)

Stereographic projection of demagnetisation directional tracks of the lower part of Kończyce B profile (depth to 10.4 m) and Kończyce C (14–17 m)



Geographical position.
Fitted lines of sample: k-5b 500*

RANGE	D	I	INT (mA/m)	A.S.D
250 TO 500	264.7	-20.8	.009	8.1
150 TO 300	300.7	-22.6	.006	5.6

Geographical position.
Fitted lines of sample: k11b 500*

RANGE	D	I	INT (mA/m)	A.S.D
150 TO 500	241.3	-4.3	.008	7.5

Fig. 12. Wyniki rozmagnesowania termicznego (ścieżki rozmagnesowania, wykresy spadku natężenia, diagramy ortogonalne i tabele kierunków charakterystycznych) wybranych próbek ze spągu odsłonięcia Kończyce

I_{rm} — pozostałość magnetyczna po zadanym polu rozmagnesowującym; I_{nrm} — natężenie początkowe naturalnej pozostałości magnetycznej; RANGE — przedział pól rozmagnesowania, w którym wyznaczono kierunek charakterystyczny; D — deklinacja, I — inklinacja; INT — natężenie namagnesowania; ASD — kątowna odchyłka standartowa

Thermal demagnetisation of orthogonal-axis IRM curves (demagnetisation tracks, intensity decay curves, orthogonal demagnetograms) and table of characteristic directions of selected samples taken from the bottom of Kończyce outcrop

I_{rm} — intensity of remnant magnetisation; I_{nrm} — intensity of natural remnant magnetisation; RANGE — interval of magnetisation fields with characteristic direction; D — declination; I — inclination; INT — magnetisation power; ASD — angular standard deviation

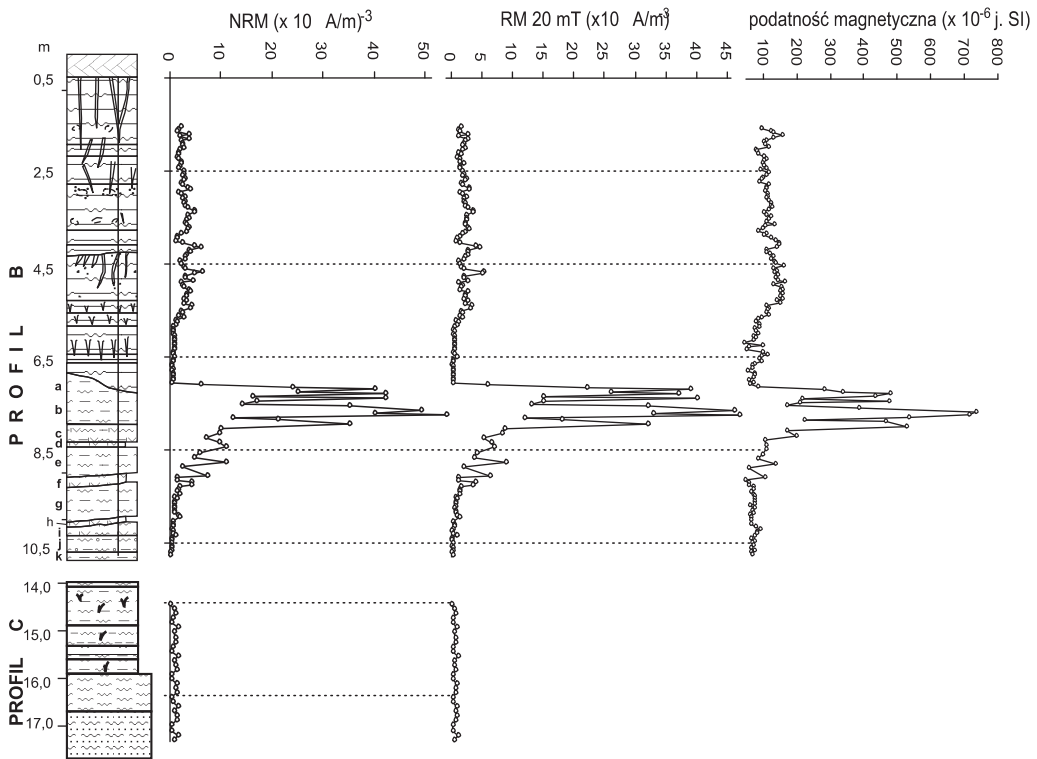


Fig. 13. Profil Kończyce — wykresy natężenia NRM przed i po rozmagnesowaniu w polu 20 mT oraz podatności magnetycznej

Wysokie wartości tych parametrów występują w strefie osadu organicznego; objaśnienia litologii jak na figurze 5

Kończyce profile — NRM plots before and after magnetisation in 20 mT field and magnetic susceptibility

High values of these parameters are in the zone of organic deposits; for litological explanations see Figure 5

i podatności magnetycznej (fig. 13) analizowany osad z anomalnymi kierunkami paleomagnetycznymi nie wyróżnia się niczym szczególnym. Wysokie wartości tych parametrów obserwuje się w środkowej części profilu. Wzbogacenie w minerały magnetyczne najprawdopodobniej może być związane z obecnością materii organicznej w obrębie gleby kopalnej.

Wykresy zmian deklinacji i inklinacji charakterystycznej wskazują, że w pierwszych 10,4 m profilu zostało zapisane pole magnetyczne z epoki normalnego namagnesowania Brunhes. Badania paleomagnetyczne nie dają jednoznacznej odpowiedzi co do mechanizmu i wieku namagnesowania skał z pozostałych fragmentów profilu. W rozkładzie osi anizotropii podatności magnetycznej nie ma śladów zapisu sedymentacyjnego, który charakteryzuje

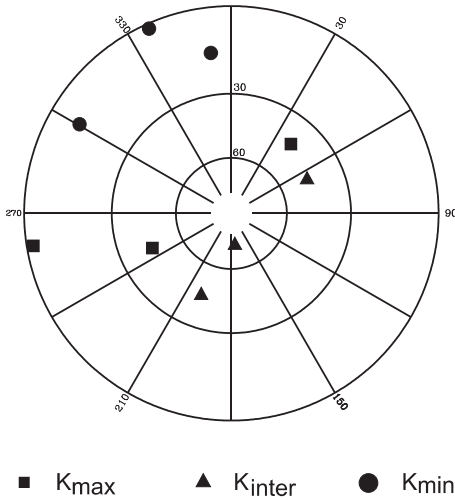


Fig. 14. Rozkład osi anizotropii podatności magnetycznej obliczonych dla próbek z profilu Kończyce B i C

Anisotropy axes of magnetic susceptibility calculated for the samples of Kończyce B and C profiles

się pionowymi osiami minimalnymi. Wszystkie osie są rozproszone (fig. 14). Stąd należy wnioskować, że osady ze spągowej części profilu Kończyce B i górnej części serii mułków organicznych w profilu Kończyce C podlegały silnym wtórnym procesom geochemicznym, zacierającym pierwotną strukturę minerałów magnetycznych. Wśród nośników dominują tutaj minerały o względnie niskiej koercji, co widać również na wykresie spadku natężenia pozostałości magnetycznej w polu rozmagnesowującym 20 mT (fig. 15). Spadek ten jest największy głównie w obrębie profilu Kończyce C.

Kierunki o deklinacji zachodniej i południowo-zachodniej oraz o niskiej ujemnej lub dodatniej inklinacji prawdopodobnie są związane z polem magnetycznym o polarności odwrotnej panującej w epoce Matuyama. Przy złożonej mineralogii z dużym udziałem nośników wtórnych jest prawdopodobne, że kierunki te są kierunkami wypadkowymi. Jednym z ich elementów byłby pierwotny kierunek o polarności odwrotnej oparty na detrytycznym gruboziarnistym magnetycie. Kierunek ten byłby w różnym stopniu zanieczyszczony kierunkiem późniejszym o polarności normalnej i o nośniku diagenetycznym, który zatarł pierwotną anizotropię podatności magnetycznej, dlatego położenie obliczonych kierunków charakterystycznych może być wypadkowe (anomalne).

Nie można wykluczyć także innej interpretacji. Gruboziarnisty magnetyt jest nośnikiem o niskiej stabilności. Domeny mogą być w nim porządkowane przez różne czynniki zewnętrzne. Ze względu na znaczącą miąższość (ponad 3 m) trudno jest wiązać anomalny zapis paleomagnetyczny z krótkotrwałą wycieczką pola geomagnetycznego. W epoce Brunhes zanotowano kilka takich wycieczek (Nowaczyk i in., 1994). Przebieg zmian deklinacji i inklinacji jest bardzo podobny do udokumentowanej granicy w lessach ukraińskich (Nawrocki i in., 2002). Granica między epokami magnetycznymi przyjmowana jest na 783 ka i lokowana jest w tzw. glacialu A, w profilach kromeru holenderskiego (Lindner, 1992). Analiza palinologiczna osadów organicznych, które zalegają bezpośrednio powyżej, wskazuje, że zostały złożone w warunkach klimatu chłodnego, gdyż spektra pyłkowe cechuje wysoki udział roślin zielnych.

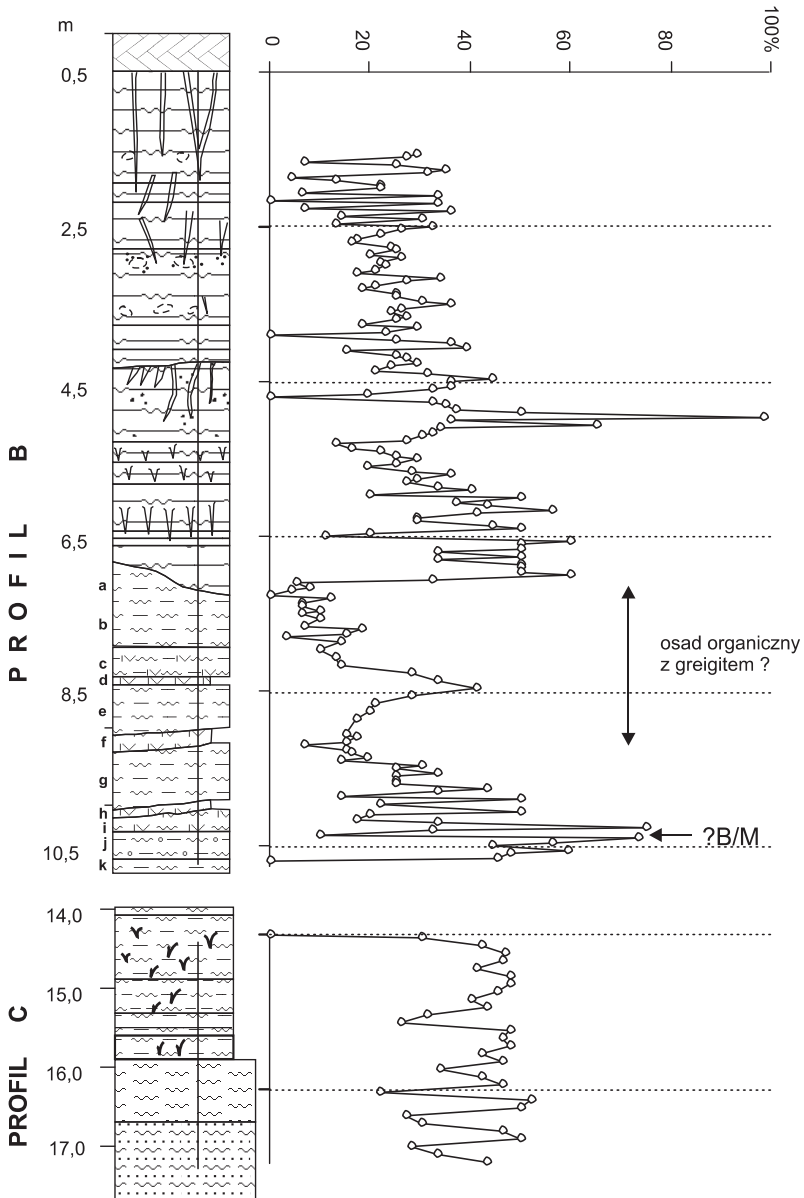


Fig. 15. Profil Kończyce — wykres procentowego spadku natężenia pozostałości magnetycznej po rozmagnesowaniu w polu 20 mT (w %)

Objaśnienia litologii jak na figurze 5

Kończyce profile — plot of intensity decay of remnant magnetisation after demagnetisation in 20 mT field (in %)

For litological explanations see Figure 5

SERIA NAJWYŻSZA — GLINY LESSOPODOBNE

Na mulkach organicznych występuje seria najwyższa, obejmująca górną część profilu utworów czwartorzędowych w Kończycach (fig. 5). Seria jest wykształcona jako gliny i pyły lessopodobne barwy żółtej i brunatnożółtej, o dużym rozprzestrzenieniu na omawianym obszarze (fig. 2). Okrywają one zwartą powierzchnią zarówno utwory lodowcowe, rzeczne, jak i mioceńskie i osiągają miąższości 6–12 m (fig. 2, 5, 6). W profilu występują duże luki sedymentacyjne związane z erozją wcześniej złożonych pyłów oraz wielokrotnym nakładaniem się na te same osady procesów glebowych. Sedymentację w tej części profilu można określić jako bardzo wolną w stosunku do wschodniego segmentu przedgórza Karpat. Ta seria osadowa charakteryzuje się złożoną genezą. Na omawiane utwory składają się przeważnie osady pochodzenia eolicznego przekształcone przez procesy glebotwórcze. Dotychczas powszechnie przyjmowano, że utwory te osadziły się w okresie ostatniego piętra zimnego (Jersak, 1983).

W profilu pionowym zaznacza się stratyfikacja. W dolnej części tej najwyższej serii osadowej występują zaglinione pyły barwy popielatoniebieskiej z licznymi pseudowarstwowaniami. Są to naprzemianległe warstewki rdzawe lub brunatnoczerwone (smugi orsztynowe) i popielate oraz stalowoniebieskie, z domieszką ziaren piaszczystych. Według Jersaka (1983) jest to gliniasty, silnie oglejony utwór lessowy z pseudowarstwowaniem. Powyżej, w przedziale głębokościowym 5,3–6,5 m, występują warstwy pyłów o barwie popielatej i żółtej, z pseudowarstwowaniem poziomym. W obrębie tego fragmentu profilu zaznaczają się zaburzenia inwolucyjne oraz drobne kliny mrozowe. Ślady tych klinów stwierdzono w trzech poziomach (fig. 5). Są one oddzielone pyłami niewykazującymi takich zaburzeń. Powyżej występują warstwy pyłów barwy żółtobrunatnej z plamami popielatymi oraz słabo zaznaczającymi się strukturami typu *glossic*, wypełnionymi glinami o barwie jasnopopielatej. W wyższej części profilu struktury typu *glossic* występują jeszcze dwukrotnie (fig. 5). W przypowierzchniowej części profilu, do głębokości 1,9 m od powierzchni, występują najbardziej wyraźne struktury typu *glossic*, wykształcone jako nieregularne, pionowe szczeliny, wypełnione popielatym pyłem gliniastym. Są one śladem działania procesów mrozowych w strefie peryglacjalnej w czasie ostatniego piętra zimnego.

Górna część to utwory lessopodobne barwy żółtej i brunatnożółtej. Na głębokości około 4 m lokalnie w obrębie odsłonięcia, zaznacza się poziom pyłów szaropopielatych o strukturze marmurkowej, będący fragmentem zniszczonej gleby kopalnej. Niewielkie miąższości zachowanych osadów oraz brak jednoznacznych cech diagnostycznych nie pozwalają na precyzyjne określenie ich wieku. Dodatkowo na starsze gleby nakładają się tutaj kolejne, młodsze procesy glebotwórcze. W przedziale głębokości 2–5 m poniżej powierzchni terenu, zachowały się fragmenty trzech poziomów iluwalnych. Prawdopodobnie dwa z nich mają cechy gleb interglacjalnych. Ich utworzenie można wiązać z co najmniej dwoma piętrami interglacjalnymi górnego i, być może, środkowego plejstocenu (fig. 5). W stropie występuje poziom próchniczny gleby holocenińskiej.

PODSUMOWANIE

Wykonane badania pozwoliły na rozpozniowanie różnych genetycznie utworów czwartorzędowych odsłaniających się na terenie żwirowni w Kończycach. Stwierdzono występowanie sześciu serii osadowych leżących na osadach mioceńskich.

Profil w Kończycach, pomimo dobrej dokumentacji stratygraficznej poziomów organicznych oraz dokumentacji paleomagnetycznej, jest bardzo trudny do interpretacji oraz korelacji stratygraficznej. Problem korelacji poszczególnych pięter czwartorzędu z wyróżnianymi w poszczególnych częściach Europy, jak i Polski, nie jest zagadnieniem prostym ze względu na różne podstawy ich wydzielenia. W profilu Kończyce najpewniejsze są granice i poziomy wyznaczone na podstawie badań paleomagnetycznych oraz wyniki badań palinostratygraficznych. Z badań paleomagnetycznych wynika, że pierwsze 10,4 m profilu, obejmujące utwory lessopodobne i górne mułki organiczne, powstało w epoce normalnego namagnesowania Brunhes (fig. 8). Dolna seria mułków organicznych (profil Kończyce C) i dolna część górnych mułków organicznych w profilu Kończyce B ujawniły anomalny obraz paleomagnetyczny, który można interpretować jako zapis epoki odwrotnego namagnesowania Matuyama (fig. 8).

Przyjęta interpretacja wyników badań paleomagnetycznych i palinologicznych pozwala przyjąć, że osady organiczne odsłaniające się na terenie żwirowni w Kończycach można łączyć z tzw. kompleksem kromerskim. W omawianym profilu zachowały się fragmenty sukcesji trzech interglacjałów (fig. 5), przy czym najniższy jest prawdopodobnie starszy od granicy Brunhes–Matuyama. Seria dolnych mułków organicznych o odwrotnej polarności magnetycznej, występująca powyżej serii osadów glacialnych, zawiera fragment sukcesji ciepłego interglacjału, które powiązano z I interglacjałem kromerskim w ujęciu holenderskim (Zagwijn, 1996). Sukcesja pyłkowa jest inna niż w dotychczas znanych stanowiskach interglacialnych w Polsce.

Na ściętych osadach glacialnych i mułkach organicznych leży górna seria rzeczna przykryta górnymi mułkami organicznymi, w obrębie których prawdopodobnie znajduje się granica Brunhes–Matuyama. Bezpośrednio powyżej tej granicy, w obrębie mułków, na podstawie badań palinologicznych wydzielono fragmenty dwóch interglacjałów rozdzielonych piętrzem zimnym. Utwory z tymi ciepłymi odcinkami plejstocenu leżą bezpośrednio powyżej granicy B/M, co pozwala je łączyć z II i III interglacjałem kromerskim. Część profilu leżąca powyżej osadów glacialnych, a obejmująca górną serię rzeczną, dolne i górne mułki organiczne oraz serię glin lessopodobnych wskazuje, że lądolód nie wkroczył ponownie na omawiany obszar. Obszar ten był więc tylko raz zlodowacony. Położenie w profilu Kończyce osadów interglacialnych powyżej osadów lodowcowych sugeruje inną pozycję stratygraficzną utworów lodowcowych, niż dotychczas przyjmowano (Lindner, 1992; Mojski, 1993).

Wyznaczona w omawianym profilu zmiana polarności magnetycznej pozwala na postawienie wniosku, że osady lodowcowe są starsze od granicy B/M, czyli starsze od 783 tys. lat i nie mogą być korelowane z piętrzem Elstery czy Mindel, co już wcześniej postulował Zagwijn

(1996). Wyniki badań sugerują starsze nasunięcie lądolodu — przedkromerskie. Występujące tu osady glacialne związane z maksymalnym rozprzestrzenieniem lądolodu w południowej Polsce mogą zatem odpowiadać najstarszym, przedkromerskim śladom nasunięcia lądolodu w Europie Zachodniej. Z dużym prawdopodobieństwem można je wiązać z alpejskim pięciem Günz lub pięciem menapien (Zagwijn, 1996). Problem korelacji z innymi seriami glacialnymi na terenie Polski jest trudniejszy, gdyż nasunięcie to bywało nazywane zlodowaczeniem krakowskim, południowopolskim, sanu, sanu II czy sanu I. Na obecnym etapie badań występujące w profilu Kończycze osady glacialne można korelować z pięciem określanym jako zlodowaczenie narwi (Lindner, 1992, 2001; Mojski, 1993).

Osady lodowcowe z Kończycze nie mogą być łączone z wyróznianym na terenie Polski przez Lindnera (1992) zlodowaczeniem nidy, które jest korelowane z glacją A w nawiązaniu do badań holenderskich. Granica epok paleomagnetycznych w profilach holenderskich występuje powyżej I interglacjału kromerskiego, w glacji A (Zagwijn, 1996; Lindner, 1992; Mojski, 1993). Być może, profil z Kończycze można korelować z utworami jaskiniowymi z profilu Kozi Grzbiet koło Kielc. Występujące tam osady są łączone z interglacją kromerskim. W profilu Koziego Grzbietu stwierdzono występowanie osadów o dodatniej polarności magnetycznej (Głazek i in., 1976). Obecność w tym profilu śladów utworów glacialnych poniżej granicy B/M Lindner (1992) wiąże ze zlodowaczeniem nidy. Obecność amfiboli i innych minerałów ciężkich w profilu Koziego Grzbietu może wskazywać na ślady starszego, przedkromerskiego nasunięcia lądolodu, podobnie jak to mogło mieć miejsce w rejonie Kończycze.

Datowania najstarszych zlodowaceń kontynentalnych są nieliczne. Osady najstarszego zlodowaczenia narwi znane są z obszaru północno-wschodniej Polski, Białorusi i Litwy, gdzie są związane z występowaniem ruchów obniżających (Ber, 2000). Miało to być zlodowaczenie dwudzielne (Lindner, 1992; Lisicki, 2003), z osadami są starszymi od 780–800 ka i sięgnęło, według dotychczasowych danych z dorzecza Wisły, nie dalej niż do przedpola Wyżyny Lubelskiej. Jedynie Lisicki (2003) przesuwą granicę omawianego nasunięcia dalej na południe.

Pozycja profilu z utworami interglacialnymi w Kończycach jest najbardziej zbliżona do pozycji interglacjału augustowskiego w północno-wschodniej Polsce (Ber, 2000), zatem nasunięcie lądolodu, który pozostawił osady w rejonie Kończycze, może odpowiadać pięciu narwi.

Aby uniknąć nieporozumień, sugerujemy by piętro plejstocenu, w którym miało miejsce nasunięcie lądolodu na omawiany obszar, określane dotychczas jako zlodowaczenie południowopolskie nazwać „zlodowaczeniem olzy” lub „zlodowaczeniem karpackim” (lądolód wkroczył w Karpaty). Według starszych podziałów do zlodowaceń południowopolskich Mojski (1985) włączał także zlodowaczenie narwi. Pozycja glin lodowcowych w Kończycach odpowiadałaby zlodowaczeniu Jaroslaven, wyróżnionemu przez Szafera (1928).

Wyniki badań odsłonięć z terenu Kończycze mają znaczenie dla poznania profilu utworów czwartorzędowych dla obszaru południowej części Kotliny Oświęcimskiej. Wyniki badań nie potwierdzają dwukrotnego nasunięcia lądolodu, jak to przyjęto dla terenu Czech (Macoun i in., 1965; Macoun, 1980), ani tak młodego nasunięcia lądolodu. Kończycze są jednym z nielicznych miejsc w Polsce, gdzie osady z tego pietra plejstocenu występują na powierzchni. Odrębnym i nowym zagadnieniem dla tego terenu jest występowanie kilkumetrowej serii utworów lessopodobnych ze śladami gleb kopalnych, które dotychczas nie były opracowane i wymagają dalszych badań.

LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., 1963 — Stratygrafia osadów mioceńskich w Zagłębiu Górnośląskim. *Pr. Inst. Geol.*, **39**: 5–147.
- BER A., 2000 — Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębokiego podłoża i obszarów sąsiednich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **170**: 3–89.
- BŘIZOVÁ E., 1994 — Vegetation of the Holsteinian Interglacial in Stonava–Horní Suchá (Ostrava region). *Sbor. geol. Ved. Antropozoikum*, **21**: 29–56.
- BUŁA Z., JURA D., 1983 — Litostratygrafia osadów rowu przedgórskiego Karpat w rejonie Śląska Cieszyńskiego. *Zesz. Nauk. AGH*, **9**, 1: 5–27.
- BUŁA Z., KOTAS A., 1994 — Atlas geologiczny Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Cz. III. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DUDZIAK J., 1961 — Głazy narzutowe na granicy zlodowacenia w Karpatach Zachodnich. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, **5**: 7–46.
- FLISOWSKA E., 1970 — Dokumentacja geologiczna złoża kruszywa naturalnego Kończyce Wielkie w kat. B+C₁+C₂. Arch. Przeds. Geol., Kraków.
- FLISOWSKA E., 1981 — Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża kruszywa naturalnego Kończyce Wielkie w kat. B, C₁+C₂. Arch. Przeds. Geol., Kraków.
- GARECKA M., MARCINIEC P., OLSZEWSKA B., WÓJCIK A., 1996 — Nowe dane biostratygraficzne oraz próba korelacji utworów mioceńskich w podłożu Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, **44**, 5: 495–501.
- GLĄZEK J., KOWALSKI K., LINDNER L., MŁYNARSKI M., STWORZEWICZ E., TUCHOŁKA P., WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T., 1976 — Cave deposits at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) with vertebrate and snail faunas of the Mindelian I/Mindelian II interglacial and their stratigraphic correlations. Proc. 7 Intern. Speleol. Congr., Sheffield.
- GO DZIK J., JANCZYK-KOPIKOWA Z., KONECKA-BETLEY K., LINDNER L., MADEYSKA T., MAKOWSKA A., MOJSKI J.E., RZECHOWSKI J., 1988 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej czwartorzędu. *Instr. Met. Bad. Geol.*, **47**.
- GRANOSZEWSKI W., 1993 — Results of paleobotanical studies of interglacial sediments from Golasowice (Rybnik Plateau, S. Poland) *Acta Paleob.*, **32**, 2: 295–303.
- HALICKI B., 1950 — Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Nizinie Europejskiej. *Acta Geol. Pol.*, **1**, 2: 106–127.
- HAQ B.U., VAN EYSINGA F.W.B., 1998 — Geological Time Table. Elsevier Science B.U., Amsterdam.
- HELLER F., EVANS T., 1995 — Loess magnetism. *Reviews of Geophysics*, **33**: 211–240.
- IVERSEN J., 1944 — *Viscum, Hedera* and *Ilex* as climate indicators. A contribution to the study of the Post-Glacial temperature climate. *Geol. Fören. Förhändl.*, **66**, 3: 463–483.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., 1987 — Uwagi na temat palinostratygrafii czwartorzędu. *Kwart. Geol.*, **31**, 1: 155–162.
- JERSAK J., 1983 — Osady w Kończycach Małych — formacja glin lessowych. W: Przewodnik konferencji na temat: „Późnowistuliańskie i holocenyńskie zmiany środowiska geograficznego na obszarach lessowych Wyżyny Miechowskiej i Opatowsko-Sandomierskiej”: 35–38. Komitet Badań Czwartorzędu PAN, UŚ, Katowice.
- KIRSCHVINK I., 1980 — The least square line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **62**: 699–718.
- KLIMASZEWSKI M., 1952 — Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**: 137–268.

- KLIMEK K., STARKEL L., 1972 — Kotliny Podkarpackie. W: Gemorfologia Polski. T. 1. Wyd. Geol., Warszawa.
- KNEBLOVA-VODIČKOVA V., 1959 — Entwicklung der Vegetation im Elster (Saale Interglazial im Sucha–Stonava Gebiet). *Antropozoicum*, **9**: 129–167.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1935 — Utwory czwartorzędowe Pogórza Cieszyńskiego. *Pr. Geol. Śl. PAU*, **2**.
- KUCIŃSKI T., 1963 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, rejon Karpat i Przedgórze bez utworów czwartorzędowych (wydanie tymczasowe), ark. Zebrzydowice 1:50 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- LEWANDOWSKI J., 1988 — Plejstocen środkowy w strefie doliny górnej Odry: Brama Morawska–Kotlina Raciborska (próba syntezy). *Prz. Geol.*, **8**: 465–473.
- LEWANDOWSKI J., 1995 — Neotectonic structures in the Racibórz–Oświęcim Basin, Upper Silesia, Southern Poland. *Folia Quatern.*, **66**: 99–104.
- LEWANDOWSKI J., 2003 — Plejstocen glacialny Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej i obszarów sąsiednich. W: Plejstocen Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej na tle struktur morfotektonicznych i podłoża czwartorzędowego. X Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski, Rudy 1–5 września 2003: 16–28. Sosnowiec.
- LEWANDOWSKI M., NOWOŻYŃSKI K., WERNER T., 1997 — PDA — a package of FORTRAN programs for paleomagnetic data analysis (manuscript).
- LINDNER L. (red.), 1992 — Czwartorzęd, osady, metody badań, stratygrafia. PAE, Warszawa.
- LINDNER L., 2001 — Problem wieku i zasięgu łądolołów skandynawskich u brzegu polskich Karpat. *Prz. Geol.*, **9**: 819–821.
- LISICKI S., 2003 — Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **177**: 5–103.
- MAKOWSKI A., 1930 — Uwagi o dyluwium górnośląskim. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, **27**: 35–36.
- MACOUN J., 1980 — Paleogeografický vyvoj Opavske pahorkatiny v pleistocenu I i II. *Cas. Slez. Muz. Opava (A)*, **29**, 2/3: 113–132, 193–222.
- MACOUN J., SIBRAVA V., TYRÁČEK J., KNEBLOVA-VODIČKOVA V., 1965 — Kvarter Ostravska a Moravske Bramy. Nakladatelstvi Československy Akademie Ved, Praha.
- MOJSKI J.E., 1985 — Quaternary. Geology of Poland. Vol. I, 3b, Wyd. Geol., Warszawa.
- MOJSKI J.E., 1993 — Europa w plejstocenie, ewolucja środowiska przyrodniczego. PAE, Warszawa.
- MOJSKI J.E., RÜHLE E., 1965 — Atlas geologiczny Polski, zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. **12**, Wyd. Geol., Warszawa.
- NAWROCKI J., 2003 — Paleomagnetyzm sekwencji lessowo-glebowych z odsłoneń Zahvizdja i Yezupil. *Studia Geol. Pol.*, **119**: 183–191.
- 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. *Paleogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **188**: 39–50.
- NAWROCKI J., WÓJCIK A., 1995 — Lithology and stratigraphy of Pleistocene loess-like deposits in the Załubińcze section (Nowy Sącz Basin–Outer Carpathians). *Kwart. Geol.*, **39**, 1: 121–144.
- NECHAY W., 1939 — Spostrzeżenie dotyczące dyluwium południowej części Śląska Górnego. *Wiad. Geogr.*, **17**: 3–13.
- NOWACZYK N.R., FREDERICH S. T.W., EISENHAEUER A., GARD G., 1994 — Magnetostratigraphic data from late Quaternary sediments from the Yermak Plateau, Arctic Ocean: evidence for four geomagnetic polarity events within the last 170 ka of the Brunhes Chron. *Geophys. J. Int.*, **117**: 453–471.
- NOWAK F., LATOŃ Z., HABAL J., 1996 — Uproszczona dokumentacja geologiczna w kat. C₁ złoża kruszywa naturalnego „Kończyce Wielkie II”. Arch. Krakowskich Zakładów Eksploatacji Kruszywa, Kraków.

- OLBRICHT K., 1921 — Neue Beobachtungen in Diluvium Schlesiens. *Jb. Preuss. Geol. Landensat*, **42**: 341–350.
- OPRAVIL E., 1964 — Kvetena mindel–risskeho interglacialu z Ostravy–Muglinova. *Acta Mus. Siles.*, **A, XIII**: 41–48.
- PAWŁOWSKA J., 1960 — Dokumentacja geologiczna złoża pospółki w rejonie Kończyc Wielkich. Arch. Przeds. Geol., Kraków.
- POPRAWA D., 1957 — Mapa geologiczna czwartorzędu okolic Pszczyny–Zebrzydowic, 1:25000. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Oddz. w Krakowie, Kraków.
- RÓŻYCKI S.Z., 1978 — Od „Mocht” do syntezy stratygrafii plejstocenu Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **48**, 3/4: 445–478.
- RÜHLE E. (red.), 1973 — Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- SALAMON T., 2003 — Godów. Środowisko sedimentacji i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Kotliny Oświęcimskiej. W: Plejstocen Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej na tle struktur morfotektonicznych i podłoża czwartorzędu. X Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski, Rudy 1–5 września 2003: 109–114.
- SAWICKI L., 1922 — Wiadomości o środkowo-polskiej morenie czołowej. *Rozpr. PAU*, **61 A, III**, 21: 1–42.
- SOBOLEWSKA M., 1977 — Roślinność interglacialna ze Stanowic koło Rybnika na Górnym Śląsku. *Acta Palaeobot.*, **18**, 2: 3–16.
- SOKOŁOWSKI S., 1952 — Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000, ark. F3, Cieszyn. Wyd. Geol., Warszawa.
- STUPNICKA E., 1960 — Geneza glin lessowatych Pogórza Cieszyńskiego i Beskidów Śląskich. *Acta Geol. Pol.*, **10**, 2: 247–264.
- STUPNICKA E., 1963 — Utwory czwartorzędowe w dolinach górnej Wisły i Soły (Karpaty). *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **3**: 184–262.
- SZAFER W., 1928 — Zarys stratygrafii polskiego dyluwium na podstawie florystycznej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **5**: 21–33.
- ŚRODOŃ A., 1957 — Flora interglacialna z Gościęcina koło Koźla. *Biul. Inst. Geol.*, **118**: 7–60.
- ŚRODOŃ A., 1983 — O roślinności późnego plejstocenu. W: Człowiek i środowisko w pradziejach: 43–52. PWN, Warszawa.
- WAGA J.M., 1992 — Profil osadów plejstocenijskich w Golasowicach (Brama Bąkowska). *Geogr. Stud. Dissert. UŚ*, **16**: 117–134.
- WÓJCIK A., 1998 — Tektoniczne deformacje w utworach czwartorzędowych Karpat i zapadliska przedkarpackiego. Materiały III Ogólnopolskiej Konferencji „Neotektonika Polski teraźniejszość i przyszłość”. 23–24 października 1998: 66–68. Komisja Neotektoniki Kom. Bad. Czwart. PAN, Kraków.
- WÓJCIK A., 1999 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zebrzydowice (991). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- WÓJCIK A., NAWROCKI J., NITA M., 2003a — The Cromerian Interglacial in the area of the maximum glaciation extent in Southern Poland. *Congres INQUA, XVI Congress INQUA, July 23–30, 2003*: 71–71. The Desert Research Institute, Reno, Nevada.
- WÓJCIK A., NAWROCKI J., NITA M., 2003b — Utwory kompleksu kromerskiego a pozycja podścielających je utworów rzecznych i lodowcowych z maksymalnego nasunięcia lądolodu skandynawskiego. W: Plejstocen Kotliny Raciborsko-Oświęcimskiej na tle struktur morfotektonicznych i podłoża czwartorzędu. X Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski, Rudy 1–5 września 2003: 115–121. Państw. Inst. Geol., Sosnowiec.
- WÓJCIK A., NITA M., 2000 — Osady środkowego plejstocenu w profilu Kończyce. VII Konferencja stratygrafii plejstocenu Polski „Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim”. Łączna, 4–8 września 2000 r.: 47–49. Państw. Inst. Geol., Gdańsk.

- ZAGWIJN W.H., 1996 — The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. *In*: The early Middle Pleistocene in Europe. Rotterdam: 145–172.
- ZIELIŃSKI T., 1988 — Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: Struktury sedimentacyjne i post-sedymantacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna: 195–253. Wyd. Geogr. i Stud. Reg. UW, Warszawa.
- ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIÁŠ M., MENČIK E., DVOŘÁK J., STRÁNIK Z., RAKUS M., MATĚJOVSKÁ O., 1989 — Geological Map of the Western Outer Carpathians and their Foreland. *In*: Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

At the Carpathian foreland, in the southern part of the Oświęcim Basin in the area of the gravel-quarry in Kończyce, Quaternary deposits differentiated as to their origin crop out. The deposits in question comprise fluvial and glacial sediments as well as organic material covered with loess-like deposits (Figs. 1, 2). The outcrop profile is located north of the maximum extent of the Scandinavian ice-sheet (Fig. 1). This ice-sheet advance, which reached the Carpathians, is known as: South Polish Glaciation (Sawicki, 1992; Rühle, 1973), Cracovien Glaciation (Szafer, 1928; Halicki, 1950), Sanian Glaciation (Różycki, 1978), Sanian II–Wilgian Glaciation (Lindner, 1992; Mojski, 1993), Sanian I (Lindner, 2001) and is correlated with Elsterian Glaciation or with the alpine glaciation — Mindel.

Presence of organic deposits above the top of the glacial and fluvial sediments in the gravel-quarry in Kończyce was so interesting as it gave rise to their thorough examination that aimed at elucidation of the age of the Quaternary sediments.

STATE OF THE ONGOING STUDIES

In the case of the western part of the Carpathians, the Moravian Gate and the Rybnik Plateau, the concept of two ice-sheet advances to this area: namely in the San and Oder stages, is commonly accepted (Olbrich, 1921; Makowski, 1930; Stupnicka, 1963; Macoun *et al.*, 1965; Lindner, 1992; Mojski, 1993). Macoun *et al.* (1965) assumed that the Saale (Oder) Glaciation had a larger extent than the Elster (San) Glaciation based, i.a., on the profile in Stonava. However, the concept of two ice-sheet advances was questioned by Nechay (1939) already. Until now, the profile in Kończyce has been examined by Jersak (1983), and Wójcik and Nita (2000). In the area of the gravel-quarry in Kończyce several boreholes documenting the deposit field were drilled (Pawłowska, 1960; Flisowska, 1970, 1981; Nowak *et al.*, 1996) and some of them support this paper.

STUDY METHODS

In various parts of the gravel-quarry in Kończyce, different fragments of the profile crop out. In the north-eastern part, called outcrop A (Fig. 3), the lower series of fluvial sediments, fluvio-glacial sands and gravels as well as the upper fluvial series have been examined. In the southeastern part, called outcrop B (Fig. 3), the upper part of the profile is the best exposed. This upper part comprises muds with organic deposits overlain by loess-like sediments with fossil soils horizons. In the southwestern part of the gravel-quarry outcrop C (Fig. 3) the glacial sediments covered with organic muds and the upper fluvial series have been examined.

The outcropping sediments containing organic remnants have been sampled in outcrops A, B and C for the sake of palynological examination. Palaeomagnetic testing comprised 201 samples oriented with respect to the magnetic north, and taken from two outcrops B and C (Fig. 3). Owing to the well-preserved faces in outcrop B, the set of 171 samples has been taken from the entire exposure, i.e. from the top surface (excluding

the Holocene soil) to the upper bounding surface of the gravels. The additional set has been taken from outcrop C, i.e. from the section between the gravels and glacial deposits (Fig. 5).

ROCKS UNDERLYING THE QUATERNARY

The Quaternary deposits rest on a moderately differentiated sub-Quaternary surface of relative heights up to 6–7 m and the Quaternary lower bounding surface is at 252–245 m a.s.l. The sub-Quaternary rocks form a 2 km wide lowering between Kaczyce and Pruchna, which is filled up with fluvial deposits. The bottom of this lowering almost follows a parallel of longitude in the area from Pogwizdów to Zebrzydowice and Marklowice (Fig. 4), and then it changes its direction to follow a meridional orientation. The sub-Quaternary rock masses are built of the Miocene clays and, locally, of sands and sandstones known as the Skawina Beds being up to 900 m thick. Below the Skawina Beds, the Dębowiec conglomerates and clayey formation from Zebrzydowice occur locally (Buła, Jura, 1983) which are of Karpatian–Badenian age (Garecka *et al.*, 1996). The Miocene deposits rest on the strongly tectonised Carboniferous (Buła, Kotas, 1994).

QUATERNARY DEPOSITS — THE OUTCROP PROFILE

Surface deposits comprise mainly up to 12 m thick loess-like loams (Figs. 2, 5, 6). Fluvial gravels, fluvio-glacial sands and gravels with erratic material, tills and organic deposits (Fig. 2) show up only on the steep slopes and in erosional incisions. The Quaternary deposits cropping out in the gravel-quarry have been divided in the following 6 sedimentary series: the lower fluvial series, glacial series, lower muds (muds) with organic material, upper fluvial series with organic muds and loess series with traces of fossil soils.

LOWER FLUVIAL SERIES

The sandy-gravel lower fluvial series rests directly on the Miocene deposits. This series is the thickest, up to 15 m, in the region of outcrop A (Figs. 5, 6) and can be bipartite or tripartite. The sandstone gravels originate from the Carpathians. In the lower part these are massive gravels gradually changing upward into cross-laminated sands, then overlain by fine sands and over 3 m thick alluvial loams (Fig. 5). The 7.5–11 m thick fragment of the lower part of the series described here was formed in the environment of the gravel-bottom river of a high energy. Based on the petrographic composition of the gravels and the measured imbrication it seems that the transportation was from the south, likely by the Olza river. In Kończyce in the area of outcrop A, at the top of the lower fluvial series, the 3.5–4.0 m thick series of cross-laminated sands and sandy silts with ripple-lamination in places, and lithofacies of massive, horizontally laminated muds occur. That is likely a fragment of fossil alluvial loams (Fig. 5). The discussed fluvial series is older than the glacial sediments and might have been deposited in a broadly understood Periglacial comprising the Lower Pleistocene and Pre-Pleistocene according to Lindner approach (1992).

GLACIGENIC SERIES

In the discussed outcrops of the gravel-quarry, the glacial series of differentiated thickness occur on partially eroded deposits of the lower fluvial series. In the abovementioned glacial series one can distinguish the lower fluvio-glacial sands and gravels assigned to the ice-sheet transgression that separate till layer in places (Figs. 5, 6). In the southern part (outcrops B and C, Fig. 5) the fluvio-glacial sands and gravels are thicker and reach 2–6 m while in the region of outcrop A their thickness does not exceed 1.5 m (Fig. 5). The fluvio-glacial gravel-sandy deposits separate the moraine loams that are built of massive, 0.3–0.8 m thick, grey, diamicton with a flat bottom surface. In the gravel material quartz predominates (50–70%). Apart of it granites, quartzites and singular limestones and lidites have been indicated. Above the diamicton level, in the area of outcrop B and C, 1–2 m thick, cross-laminated fluvio-glacial gravels and sands and massive gravels

occur. Accumulation of the sediments discussed above can be associated with the presence of the ice-sheet during its maximum extent when it entered the Carpathians.

THE LOWER SERIES OF ORGANIC MUD

In the southwestern part of the gravel-quarry in Kończyce, in the area of outcrop C (Figs. 3, 5), between the glacial deposits and the overlying upper fluvial series muds containing the organic remnants (pieces of *Quercus* and hazelnuts) occur. They rest on the horizontally laminated muds and fine-grained sands being up to 2–3 m thick (Fig. 5). These deposits fill the fossil lowering likely of erosional origin, although ice-thawing genesis cannot be excluded. The pollen diagram has been made for this part of the profile (Fig. 7) and it represents a fragment of an interglacial-type succession and points to a new stratigraphic unit here. The palaeomagnetic studies indicate that these sediments were deposited in Matuyama palaeomagnetic epoch (Fig. 8). Such stratigraphic position is very similar to the position of the Augustovian Interglacial (Ber, 2000). The indicated plant succession can correspond to Interglacial I of the Cromerian Complex (Zagwijn, 1996).

UPPER FLUVIAL SERIES

In Kończyce in outcrops A and B, on the deposits of the glacial series or on the lower series of organic muds in outcrop C, the 3.5–9 m thick upper fluvial series occurs. It is separated from the underlying series by a distinct erosional surface which horizontally cuts-off these deposits. These are mainly massive gravels of Carpathian sandstones with a weak imbrication, and the sands present in this gravel series are cross-laminated, locally. In the lower part of the discussed series singular gravels of Scandinavian crystalline rocks can be found. Their presence is associated with erosion of glacial deposits. The upper fluvial series comprises the lithosomes of alluvia of the braided, gravel-bottom river. Poor sorting and usually massive structure of the sediments evidences a fast deposition by a high-energy river. Accumulation of the upper fluvial series might have taken place in Glacial A of the Cromerian Complex according to the stratigraphic division of Zagwijn (1996; Lindner, 1992) during a reverse magnetic polarity (Fig. 7).

UPPER SERIES OF MUDS AND ORGANIC MUDS

In Kończyce, above the fluvial series the series of muds and organic muds, locally with peat layers, occur (Figs. 5, 9, 10). In the area of gravel-quarry they crop out in numerous places. Between the upper fluvial series and the overlying muds there is a distinct erosional boundary. In the outcrops the discussed series is 2–4 m thick. The muds are covered with the series of 5–9 m thick loess-like loams (Figs. 5, 6). The fragments of the profile with organic deposits were sampled in outcrops A and B (Figs. 3, 5, 9, 10). This is the series of complex genesis whose sediments were deposited in a wide and flat lowering. First, muds and peat were deposited in the moist valley bottom.

The best-developed profile with organic deposits originates from outcrop B, from the depth interval from 8 to 10.4 m from the ground surface. The organic deposits from the northeastern part of the gravel-quarry (Fig. 3, outcrop A) occur at the depth similar to that in outcrop B but are thinner (Figs. 9, 10). In the pollen diagrams of outcrops A and B, 5 and 10 local pollen horizons were distinguished, respectively (Fig. 10). The correlation of the local pollen horizons within the profiles from outcrops A and B is presented in Table 1.

The results of the pollen analysis for the upper organogenic mud series and peats (horizons **h–e**) point to two warm fragments of an interglacial character in the discussed profile. Probably, there are large stratigraphic gaps in this part of the profile due to lack of sediments, and the pollen spectra obtained in Kończyce represent fragments of two different interglacials. They can correspond to Interglacials II and III of the Cromerian Complex that are separated by Glacial B (Zagwijn, 1996). Within the upper organic muds the cold stage, comprising **k–i** layers can be distinguished. These layers can be related to Glacial A of the Cromerian Complex where B/M boundary occurs. Above this boundary, the preserved fragment

of the interglacial succession comprising the first peat layer can be related to the II Interglacial of Cromerian Complex.

The plots of the changes in declination and specific inclination show that the studied profile is bipartite (Fig. 8). To the depth of 10.4 m the declination oscillates around 0° azimuth while the inclination around 60° that is evidenced by the magnetic field record of the normal magnetisation of Brunhes epoch. Below the depth of 10.4 m, in the profile comprising the loess-like deposits and the upper series of the organic muds, the palaeomagnetic pattern is different. The specific declinations have western and southwestern oriented directional tracks, while the inclinations oscillate around zero, having negative values in 21 samples (Fig. 8). The directional tracks of these zones are presented also in spherical projection (Fig. 11). The thermal de-magnetisation of the samples from the zone of anomaly (Fig. 12) shows that, here, the mineral of the blocking temperature of ca. 500°C , magnetite probably, is the carrier of the characteristic directional track. In the plots of magnetic intensity and magnetic susceptibility (Fig. 13) the analysed sediment with palaeomagnetic direction anomaly is not very peculiar. All the axes are diverse (Fig. 14) which shows that the sediment was subjected to secondary geochemical processes masking the primary structure of magnetic minerals. Among the carries the minerals of a relatively low correction predominate which is also seen in the plot of remnant magnetisation in the de-magnetisation field of 20 mT (Fig. 15).

The western and southwestern directional tracks of declinations and of low negative or positive inclinations are probably associated with the magnetic field of a reverse polarity of Matuyama epoch. Due to a significant thickness (above 3 m) the palaeomagnetic anomaly record can hardly be related to a short-lasting excursion of the geomagnetic field.

THE UPPERMOST SERIES — LOAMS AND LOESS-LIKE SILTS

On the organic muds the uppermost series comprising loams and loess-like silts (Fig. 5) occur. In the lower part they are developed as grey-blue silts and, higher, as yellow, brown-yellow loams and loess-like silts that cover significant area in the studied area (Fig. 2). At the depths of 5.3–6.5 m, among the grey and yellow silts the involutions and fine ice-wedges are marked (Fig. 5). The layers of yellow-brown silts with *glossic-type* structures occur above. Here, the fragments of three illuvial layers are preserved, and two of them have likely properties of interglacial soils of the upper and middle Pleistocene (Fig. 3).

CLOSING REMARKS

The performed studies show that the organic deposits cropping out in the gravel-quarry in Kończyce can be related to the Cromerian Complex. In the discussed profile the preserved fragments of three interglacial successions (Fig. 5) are identified, and the lowest one is older than Brunhes–Matuyama boundary. Its position is the closest to the position of the Augustovian Interglacial in northeastern Poland (Ber, 2000).

The part of the profile resting above the glacial deposits, and comprising the upper fluvial series, the lower and upper organic muds and the series of loess-like loams show that the ice-sheet advanced onto the discussed area once more. In Kończyce profile, the interglacial deposits present above the glacial sediments suggest the glacial deposits to be given a new position instead of that which has been accepted until now (Lindner, 1992; Mojski, 1993).

The determined change in magnetic polarity in the discussed profile allows one to conclude that the glacial deposits cannot be correlated with the Elsterian stage (Mindel Glaciation) as it was suggested earlier by Zagwijn (1996). The results of the study suggest an older ice-sheet advance — pre-Cromerian. Therefore, the oldest glacial deposits occurring here and related to the maximum extent of the ice-sheet in southern Poland can correspond to the oldest, pre-Cromerian evidences of the ice-sheet advance in Western Europe. They can be related to the alpine stage — Günz. The problem of correlation with other sites in Poland is more difficult as this particular ice-sheet advance used to be called Cracovien, South Polish, Sanian, Sanian II or Sanian I glaciations. At the present state of investigations the glacial deposits occurring in Kończyce profile can be correlated with the stage known as Narevian Glaciation (Lindner, 1992, 2001; Mojski, 1993).