

## SEDYMENTOLOGICZNY I PALEOBOTANICZNY ZAPIS ZMIAN KLIMATU W PLIOCENSKICH OSADACH RZECZNYCH POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI NIZINY ŚLĄSKIEJ

### SEDIMENTOLOGICAL AND PALAEOBOTANICAL RECORDS OF CLIMATIC CHANGES WITHIN PLIOCENE FLUVIAL SEDIMENTS IN THE SOUTHEASTERN SILESIA LOWLAND

JANUSZ BADURA<sup>1</sup>, BOGUSŁAW PRZYBYLSKI<sup>1</sup>, TOMASZ SALAMON<sup>2</sup>, HANNA WINTER<sup>3</sup>

**Abstrakt.** W południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej w międzyrzeczu Nysy Kłodzkiej i Odry występuje zwarty kompleks neogeńskich osadów rzecznych formacji Gozdnicy. Badania osadów tej formacji prowadzono na stanowisku Tułowice na Równinie Niemodlińskiej. Analiza minerałów ciężkich wykazała, że osady dolnej części profilu, o całkowitej miąższości 18 m, najprawdopodobniej są związane z Nysą Kłodzką, natomiast górnej — z Odrą.

Szczegółowym badaniom sedymentologicznym poddano odsłaniające się w wyrobisku osady górnej części profilu. Wyróżniono cztery kompleksy osadów. Na podstawie analizy litofacyjnej stwierdzono, że trzy pierwsze kompleksy powstawały głównie w systemie rzeki meandrującej. Osady kompleksu 4 reprezentują natomiast rzekę o układzie anastomozującym. Próbkę z mułowo-ilastych warstw kompleksu 1 i 2 poddano analizie paleobotanicznej. Wynikająca z niej zmienność szaty roślinnej wykazała tendencję do zmian krótkookresowych oscylacji średnich temperatur i wilgotności. Na podstawie badań spektrów pyłkowych stwierdzono pliocenijski wiek osadów. Transformacja układu koryta, wynikająca z analizy sukcesji osadowej, mogła mieć związek z coraz większymi zmianami klimatycznymi późnego pliocenu, bezpośrednio poprzedzającymi ochłodzenie z początku plejstocenu.

**Słowa kluczowe:** sedymentologia, biostratygrafia, formacja Gozdnicy, pliocen, Nizina Śląska.

**Abstract.** Neogene fluvial deposits of the Gozdnica Formation constitute a continuous cover in the southeastern part of the Silesian Lowland, in the Nysa Kłodzka and Odra interfluvium. The 18 m thick succession of these deposits was studied in the Tułowice site on the Niemodlin Plain. Heavy mineral analysis indicates that deposits of the lower part of the succession were probably accumulated by the Nysa Kłodzka River, and those of the upper part — by the Odra River. Detailed sedimentological research was conducted in an excavation where the latter deposits are exposed. Four lithologic complexes were distinguished. It was found that three older complexes were formed mostly in a meandering river system. The deposits of complex 4 represent alluvium of an anastomosing river system. Palaeobotanical analyses were made for silty-clayey deposits of complexes 1 and 2, and revealed plant cover variability indicating a climatic tendency for short-term oscillations of mean temperatures and humidity. Pollen spectra evidenced Pliocene age of the deposits under study. Both sedimentological and palaeobotanical data indicate that the change of fluvial environment could have been associated with a progressive climatic change during the Late Pliocene, directly preceding the Early Pleistocene cooling.

**Key words:** sedimentology, biostratigraphy, Gozdnica Formation, Pliocene, Silesian Lowland.

---

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski; al. Jaworowa 19, 53-122 Wrocław; e-mail: janusz.badura@pgi.gov.pl, boguslaw.przybylski@pgi.gov.pl;

<sup>2</sup> Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, Zakład Sedymentologii; ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec; e-mail: tsalamon@ultra.cto.us.edu.pl;

<sup>3</sup> Państwowy Instytut Geologiczny, Zakład Kartografii Geologicznej; ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa, e-mail: hanna.winter@pgi.gov.pl

## WSTĘP

Wychodnie rzecznych osadów piaszczystych występują na znacznym obszarze południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej (południowa część równin Grodkowskiej i Opolskiej). Utwory te dotychczas błędnie uważano za wodnolodowcowe, a nawet opisywano jako gliny zwałowe lub lodowcowe piaski gliniaste (por. Biernat, 1958, 1963; Szponar, 1974a, b; Wroński, Kościówko, 1988). Obecnie zalicza się je do neogeńskiej formacji Gozdnicy (Przybylski, Badura, 1999, 2001a, b). Osady czwartorzędowe tworzą tylko cienką, nieciągłą pokrywę na powierzchni utworów pliocen-skich. Są to przeważnie żwirowe osady rzeczne, niekiedy

przekraczające 5 m miąższości. Powyżej nich na wysoczyznach zalegają silnie zdenudowne osady glacialne. Profilowanie wielu odsłoneń i sond oraz wyniki analiz petrograficznych pozwoliły na dokładne litostratygraficzne rozróżnienie neogeńskich i plejstoceńskich kompleksów osadów. Szczególną wartością dla tego zagadnienia przedstawia stanowisko Tułowice. Rejestruje ono profil osadów rzecznych późnego neogenu. Osady w stanowisku poddano szczegółowej analizie sedymentologicznej i paleobotanicznej.

## FORMACJA GOZDNICY W STREFIE PRZEDPOLA SUDETÓW WSCHODNICH

Osady rzeczne formacji Gozdnicy leżą na łałach miocenu środkowego i górnego formacji poznańskiej. Formacja Gozdnicy w strefie przedpola Sudetów Wschodnich jest zbudowana z aluwów Odry, Nysy Kłodzkiej i Białej Głuchołaskiej. Osady Odry tworzą szeroki pas obejmujący obszar od Łambinowic na zachodzie po Sośnicowice na wschodzie, a najdalej na północy stwierdzano je w rejonie Kalisza, Krzywina oraz Wągrowca (Badura, Przybylski, 2004). Wyróżniają się one dużą zawartością kwarcu, dochodzącą do 80–85%, oraz obecnością szarych kwarcytowych piaskowców, często z drobną laminacją. Liczne są także różnobarwne skały krzemionkowe typu rogowców, menilitów i czertów (Badura, Przybylski, 2000). Osady Nysy leżą w pasie o szerokości 40 km, ograniczonym łukiem Odry koło Skorogoszczy na północy i obecną doliną Nysy Kłodzkiej na południu. Charakteryzują się silnym zwietrzeniem klastów skał krystalicznych, prawie do białego koloru. W składzie petrograficznym kwarc stanowi do 75%, a pozostałymi składnikami są gnejsy pochodzące z obrzeża Kotliny Kłodzkiej, ryolity (porfiry), tufity z niecki śródsudeckiej oraz ciemnoszare piaskowce i mułowce Gór Bardzkich. W składzie minerałów ciężkich licznie występują granaty i amfibolity oraz inne minerały niemające

cech diagnostycznych dla wskazania miejsca ich pochodzenia. W porównaniu z innymi rzekami duża różnorodność petrograficzna osadów Nysy Kłodzkiej jest diagnostyczna dla tej rzeki. Granica między obszarami występowania osadów Odry i Nysy Kłodzkiej nie jest ostra. Wydaje się, że linia wododziału przemieszczała się w czasie i raz na danym obszarze płynęła Odra, a raz Nysa. Osady Białej Głuchołaskiej tworzą znacznie węższy pas rozpoczynający się w rejonie Głucholaz i kończący się w Dębinie koło Łącznika. Żwiry Białej Głuchołaskiej składają się w 95–98% z kwarcu, a pozostałe klasty budują śnieżnobiałe kwarcyty z jasnymi łuszczkami oraz silnie zwietrzałe gnejsy. W składzie minerałów ciężkich dominuje staurolit charakterystyczny dla metamorfizmu Keprnika i metamorficznej osłony granitu żułowskiego.

Osady formacji Gozdnicy tworzą ciągłą pokrywę na obszarze Równiny Grodkowskiej i Opolskiej, w strefie międzyrzecza Nysy Kłodzkiej i Odry. Południową granicę zwanego ich występowania stanowi równoleżnikowo biegnący odcinek doliny Białej Głuchołaskiej. Ścinawa Niemodlińska, płynąca przez Obniżenie Niemodlińskie ku północy, dzieli ten obszar na dwie części. Część zachodnią tworzy Wał Niemodlina, a wschodnią Wysoczyzna Szydłowa.

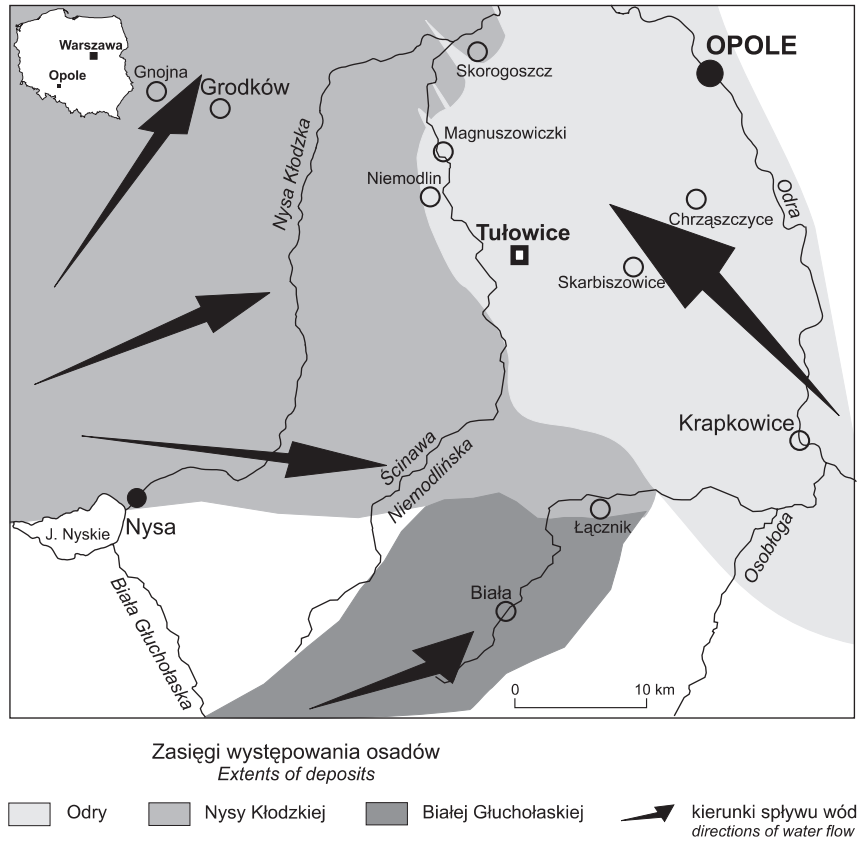
## PROFIL TUŁOWICE

Stanowisko Tułowice znajduje się na krawędzi Wysoczyzny Szydłowa, 8 km na SE od Niemodlina i ok. 3 km na wschód od Tułowic (fig. 1). Miąższość osadów formacji Gozdnicy w Tułowicach dochodzi do 18 m. Ich górna część odsłania się w ścianie o wysokości 8–9 m (fig. 2, 3). W dniu odsłonięcia wykonano również sondowanie, które na głębokości 10 m osiągnęło niebieskie ility formacji poznańskiej. Przewiercone osady są podobne do tych ze ściany odsłonięcia, jednak badania minerałów ciężkich wykazały ich dwudzielność (fig. 4). W górnej części profilu dominują minerały odporne — rutil, cyrkon, turmalin i staurolit, łącznie stanowiące 58% frakcji minerałów przezroczystych. W dolnej części zaznacza się wyraźna przewaga granatów, których udział przekracza 53%. Można przypuszczać, że

dolna seria jest związana z Nysą Kłodzką. Wskazuje na to zwłaszcza stała, bardzo wysoka zawartość granatów stwierdzona w stanowiskach dokumentujących osady tej rzeki. Natomiast seria górna dokumentuje udział materiału mineralnego pochodzącego z metamorficznej części Sudetów Wschodnich oraz wychodni karbonu górnego warstw kylewickich z tego samego regionu. W składzie petrograficznym żwirów, stanowiących niewielką domieszkę piasków, w odsłoniętej części profilu oprócz kwarcu występują też szare, laminowane piaskowce kwarcytowe pochodzące z Karpat Zachodnich oraz skały krzemionkowe typu łupków menilitowych i rogowców. Tak charakterystyczny skład petrograficzny wskazuje na Odrę jako rzekę, która osadziła osady górnej części profilu.

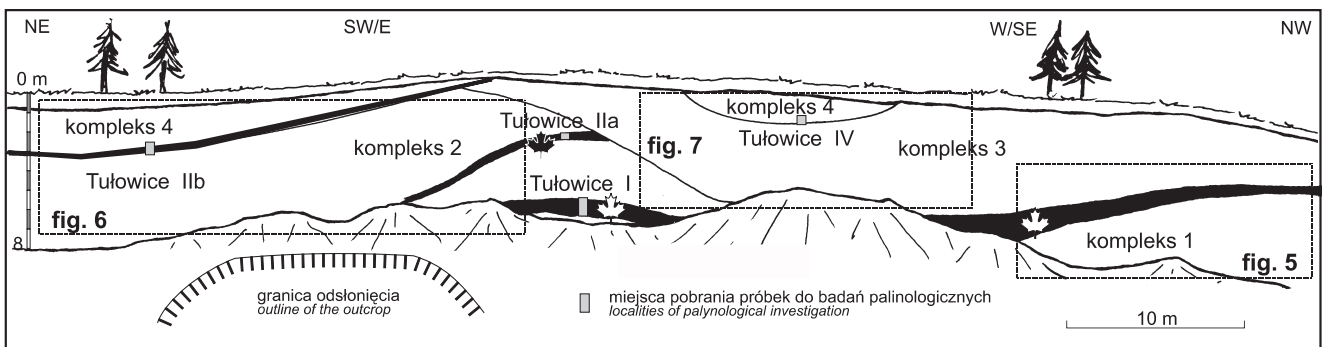
**Fig. 1. Szkic geologiczny odkryty pliocenских i preglacialnych osadów Odry, Nysy Kłodzkiej i Białej Głucholąskiej w południowo-wschodniej części Niziny Śląskiej**

Geological sketch map (without Quaternary) of Pliocene and Preglacial deposits of the Odra, Nysa Kłodzka and Biała Głucholąska Rivers in the southeastern part of the Silesian Lowland



**Fig. 2. Pliocenских osadach rzecznych w odsłonięciu Tułowice**

Pliocene river sediments in the Tułowice outcrop



**Fig. 3. Szkic odsłonięcia w odsłonięciu Tułowice**

Sketch drawing of the Tułowice outcrop

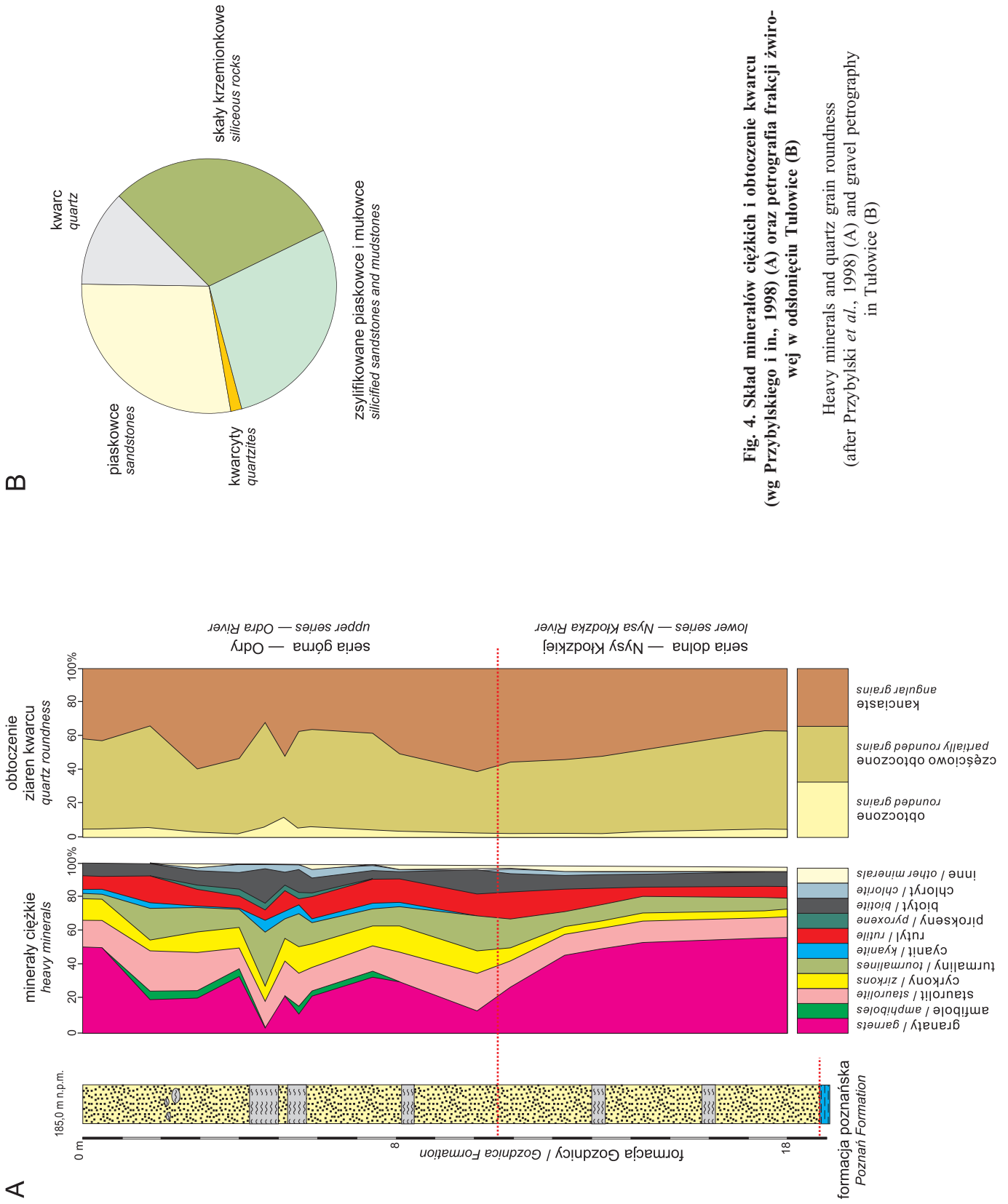


Fig. 4. Skład mineralów ciężkich i obtoczenie kwarcu (wg Przybylskiego i in., 1998) (A) oraz petrografia frakcji żwirowej w odstonięciu Tułowice (B)

Heavy minerals and quartz grain roundness (after Przybylski *et al.*, 1998) (A) and gravel petrography in Tułowice (B)

## CHARAKTERYSTYKA LITOFACJALNA

W odsłonięciu w Tułowicach wyróżniono 4 kompleksy osadów rzecznych (fig. 3). Są one oddzielone wyraźnymi powierzchniami erozyjnymi, które podkreślają bruki erozyjne z klastów mułowo-ilastych. Każdy z kompleksów składa się z kilku zespołów litofacji o określonej sukcesji, stanowiących wypełnienia odrębnych paleokoryt.

Do opisu litofacji zastosowano kod litofacjalny Mialla (1977) w modyfikacji Zielińskiego (1995; tab. 1).

Tabela 1

### Kod litofacjalny zastosowany w artykule

(wg Mialla, 1977; zmodyfikowany przez Zielińskiego, 1995)

Lithofacies code used in this study

(based on Miall, 1977; modified by Zieliński, 1995)

Kod	Tekstura i struktura osadu
Sm	piasek masywny
Sh	piasek o warstwowaniu poziomym
Sl	piasek o warstwowaniu przekątnym małokątowym
Sp	piasek o płaskim warstwowaniu przekątnym
St	piasek o warstwowaniu przekątnym rynnowym
Src	piasek o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących
Fh, FSh	muł, muł piaszczysty o laminacji poziomej
Fm	muł masywny

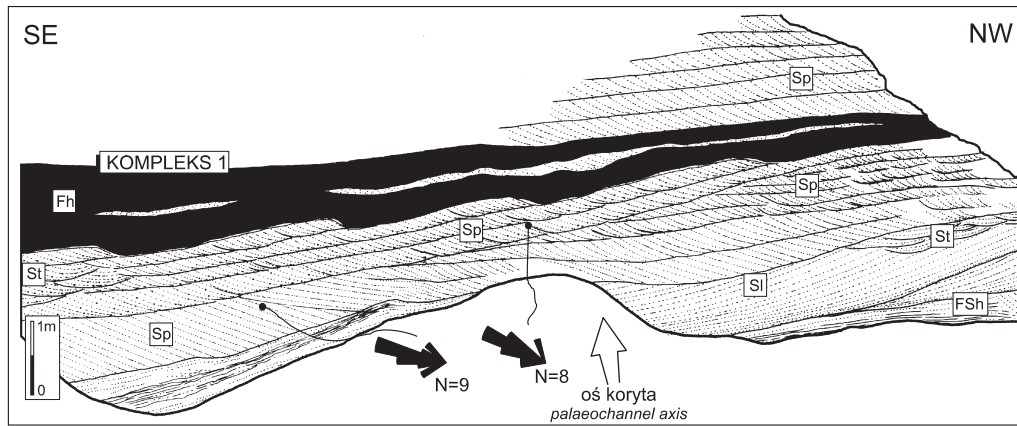
Dwuczłonowy **kompleks 1** jest zbudowany z osadów piaszczystych i mułowych (fig. 5). W dolnej części ściany występują litofacje piasków drobnoziarnistych o przekątnym warstwowaniu tabularnym małokątowym Sl o dużej skali. Lokalnie w ich stropie występują struktury rynnowe St. Wyżej, nad powierzchnią erozyjną, widoczne są nachylone wielozestawy piaszczystych litofacji o przekątnym warstwowaniu tabularnym Sp, które przechodzą obocznie w litofacje o przekątnym warstwowaniu rynnowym St. W przeciwnym kierunku miąższość litofacji nieznacznie maleje, podobnie jak średnia wielkość ziarna. Zmienność uziarnienia zaznacza się także w profilu pionowym. Dominują gruboziarniste piaski z domieszką drobnoziarnistych żwirów. Udział tych ostatnich ku górze jest coraz większy. W stropie zespołu zachowały się kopalne formy dna. Są to prostokrawędziowe megariplemarki nadbudowane zespołem osadów mułowo-ilastych przykrywających serię piaszczystą. Miąższość mułów dochodzi do 120 cm. Mają one laminowaną strukturę. W mułach obecne są laminy i cienkie przewarstwienia piaszczyste. Stwierdzono liczne makroszczątki roślinne i pyłki.

**Kompleks 2** składa się z kilku zespołów litofacji piaszczystych przyrastających do siebie lateralnie pod kątem kilkunastu stopni (fig. 6). Pierwszy zespół tworzą średnioskalowe litofacje piasków gruboziarnistych z domieszką drobnoziarnistych żwirów o przekątnym warstwowaniu tabularnym Sp. Na piaskach leży warstwa mułów ilastych Fh o miąższości 50 cm. Kolejne zespoły zbudowane są przeważnie z piasków średnioziarnistych. Tworzą one litofacje o przekątnym warstwowaniu rynnowym St średniej, rzadziej dużej skali i tabularnym Sp. Pozostałą część zajmują litofacje o płaskim warstwowaniu przekątnym dużej skali (50–120 cm). Kilka nałożonych na siebie jednostek o kilkunastometrowej rozciągłości charakteryzuje się obecnością licznych powierzchni reaktywacji. Kompleks kończy ścięta w stropie warstwa mułowo-ilasta. W obu warstwach mułowo-ilastych kompleksu stwierdzono występowanie ziaren pyłku roślin.

**Kompleks 3** jest zbudowany przeważnie z piasków średnioziarnistych. Zaczyna się powierzchnią erozyjną, którą podkreśla bruk klastów mułowych (fig. 7). W kompleksie wyróżniają się dwa zespoły litofacji. W zachodniej części ściany występują zmniejszające się ku górze litofacje Sp o średniej skali, analogiczne do opisywanych w poprzednich kompleksach. Drugi zespół jest nachylony pod większym kątem. Tworzą go wielozestawy stromo wstępujących riplemarków Src lub warstwowań przekątnych średniej skali przewarstwianych pojedynczymi litofacjami o równoległym warstwowaniu nachylonym. Riplemarki ku górze przechodzą w piaski o mało czytelnej strukturze.

**Kompleks 4** rozpoczyna się powierzchnią erozyjną o rynnowym zarysie (fig. 6). Powierzchnię tę podkreśla cienka warstwa klastów ilastych. Ponad nią występują litofacje słabo wysortowanych piasków z domieszką drobnoziarnistych żwirów i klastów ilastych o strukturze masywnej Sm lub słabo zaznaczającym się warstwowaniu poziomym Sh. Przewarstwiają je cienkie litofacje piasków średnio- lub drobnoziarnistych, również mułowych. W środkowej części kompleksu pojawiają się litofacje o przekątnym warstwowaniu rynnowym St i przekątnym warstwowaniu tabularnym Sp. Do kompleksu 4, ze względu na duże podobieństwo litologiczne, zaliczono również znacznie mniejszy litosom (fig. 7). Ma on kształt niewielkiego kanału. Jest zbudowany z osadów tworzących cienkie litofacje układające się współkształtnie do spągowej powierzchni erozyjnej. Osady cechuje duża zmienność frakcjonalna. Warstwy masywnych piasków żwirowych z licznymi klastami ilastymi przedzielają cienkie laminy mułowo-ilaste.

W kompleksach pomierzono orientację warstwowań przekątnych. Azymuty wypadkowe upadu z reguły znacznie odbiegają od kierunku osi rozmyć korytowych (fig. 5–7).

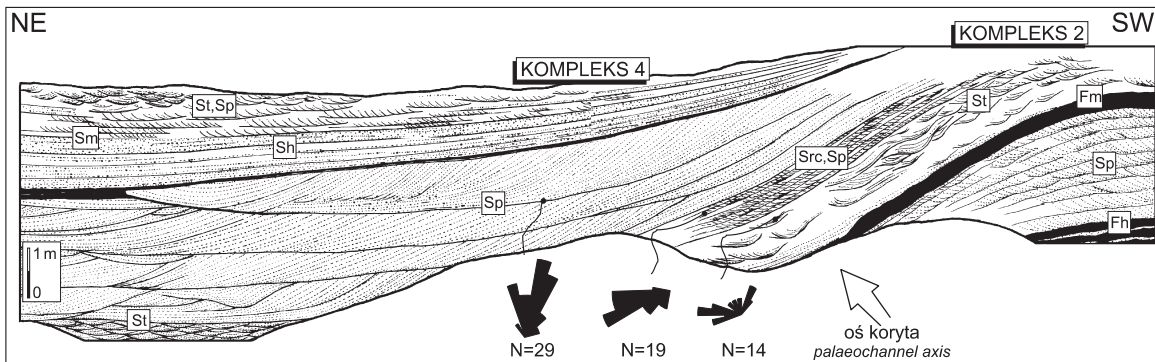


**Fig. 5. Litologia kompleksu 1**

N — liczba pomiarów, pozostałe objaśnienia w tekście

Lithology of complex 1

N — number of measurements, remaining explanations in the text

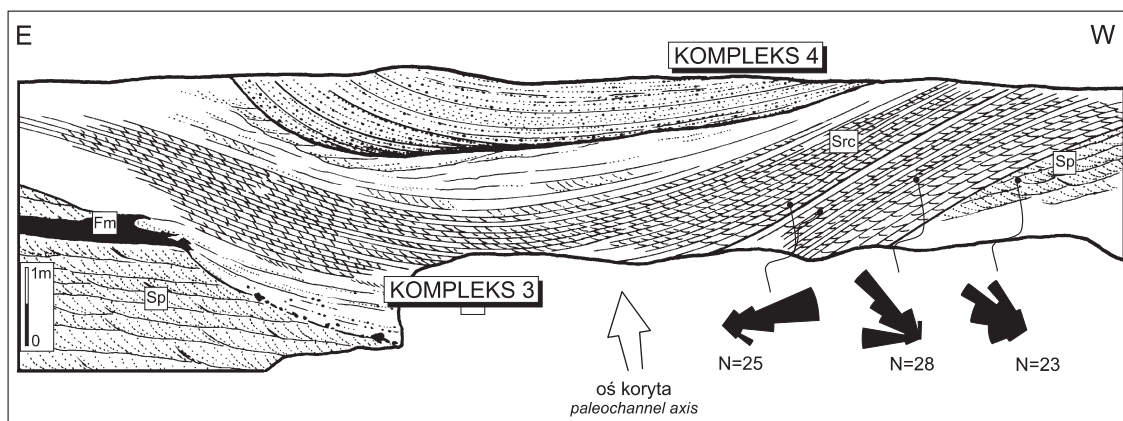


**Fig. 6. Litologia kompleksu 2 i 4**

objaśnienia w tekście

Lithology of complexes 2 and 4

explanation in the text



**Fig. 7. Litologia kompleksu 3**

objaśnienia w tekście

Lithology of complex 3

explanation in the text

## ŚRODOWISKO SEDYMENTACJI

Każdy z kompleksów osadowych jest zapisem procesów depozycyjnych zachodzących w paleokorytach w różnych okresach funkcjonowania systemu rzecznego. Na koryta jako subsrodowisko depozycji osadów wskazuje kształt opisywanych litosomów rozpoczynających się powierzchniami erozyjnymi oraz wykształcenie litologiczne wypełniających je osadów. Zapis czasu funkcjonowania poszczególnych paleokoryt w odsłonięciu jest stosunkowo krótki. Zapewne znacznie dłuższe były przerwy pomiędzy depozycją osadów kolejnych generacji paleokoryt.

Dominujące w kompleksach 1–3 nachylone zestawy litofacji, charakteryzujące się zmniejszaniem ku górze średniej wielkości ziarna i rozmiarów struktur sedymentacyjnych, są identyfikacyjne dla bocznie przyrastających dużych form depozycyjnych (odsypów) na wewnętrznym brzegu zakola rzeczno (Allen, 1970a; McGowen, Garner, 1970; Dietrich i in., 1979; Stewart, 1981; Edwards i in., 1983; Gradziński i in., 1986). Reprezentują one subsrodowisko dolnych części odsypów meandrowych. Oboczna zmienność strukturalna i teksturalna osadów jest odzwierciedleniem zróżnicowanego rozkładu prędkości płynięcia wody w asymetrycznym przekroju koryta rzeki krętej i okresowej zmienności energii przepływu. Najczęściej spotykane litofacje Sp to zapis migrujących po skłonie odsypu prostokątnych megariplomarków. W głębszej części koryta miały one zazwyczaj większe rozmiary, a nawet przechodziły w megariplomarki językowe (litofacje St), formowane w efekcie większych prędkości przepływu wody w talwegu.

O subsrodowisku odsypów meandrowych świadczą także kierunki upadu warstwowań przekątnych znacznie odbiegające od kierunku nachylenia skłonu kopalnego odsypu. Migracja form dna ukośnie do głównego nurtu rzeki zachodzi w wyniku oddziaływania przydennych prądów skierowanych ku wewnętrznemu brzegowi meandra, będących składową spiralnego ruchu wody w korycie krętym (Allen, 1970b; McGowen, Garner, 1970; Gradziński i in., 1986). Formy dna „wspinały się” na skłon odsypu opadający od wewnętrznego brzegu zakola ku talwegowi (głębi meandrowej).

Miąższe litofacje osadów mułowo-ilastych kompleksów 1 i 2 wskazują na przerwy w czasie funkcjonowania paleokoryt. Najprawdopodobniej wskutek awulsji lub odcinania meandrów dochodziło do ich, przynajmniej okresowego, przekształcania w starorzecza, gdzie dominowała depozycja zawieszona. O depozycji w odciętych korycie świadczy laminowana struktura osadów związana z cyklicznością powodzi i dostawy drobnoziarnistych zawieszin w strefy oddalone od głównego koryta.

Badany system rzeczny charakteryzował się niewielką zmiennością potencjału energetycznego. Dowodzić tego może nietypowa dla rzek meandrujących odwrócona gradacja ziarna stwierdzona w kompleksie 1 oraz oboczna zmienność uziarnienia osadów budujących odsypy meandrowe

obserwowana w kompleksie 2. Podobnych wniosków dostarczają stwierdzone w kompleksie 2 wielkoskalowe litofacje Sp, których kierunki przyrostu frontów progradacyjnych tylko nieznacznie odbiegały od osi koryta. Reprezentują one najprawdopodobniej drugorzędne odsypy u skłonu odsypów meandrowych. Takie formy depozycyjne są charakterystyczne dla koryt o mniejszej krętości. Sugerują one występowanie epizodów, w których rzeka wykazywała tendencję do zmiany parametrów meandrów.

Zapis litofacyjny osadów kompleksu 3 wskazuje, że rejestrowane przez niego paleokoryto tylko do pewnego momentu rozwijało się na drodze bocznej migracji zakola i przyrastania odsypu meandrowego (litofacje Sp, fig. 7). Od kiedy koryto przestało migrować, bocznie osady były deponowane na całej powierzchni dna. Na skutek sukcesywnej agradacji koryto ulegało zapełnianiu. Ciągłe zmniejszanie się jego pola przekroju wskazuje, że w tym czasie nie było ono jedynym korytem systemu. Większość wód musiała odpływać innym korytem. Sugeruje to, że rzeka przynajmniej na pewnych odcinkach odznaczała się układem co najmniej dwukorytowym. Być może układ ten był następstwem utworzenia nowego koryta wskutek przecięcia szyi meandra, przy czym stare koryto nie uległo całkowitemu odcięciu i wykorzystywane było przez rzekę aż do całkowitego zapełnienia osadami. Niewykluczone, że jest to zapis pewnej tendencji rzeki do transformacji w kierunku układu wieloramiennego wiążącego się ze spadkiem krętości koryt i większą agradacją.

Zmiana układu koryta w kompleksie 4 z pewnością związana jest z sedymentacją osadów. Po erozyjnym rozcięciu równi aluwialnej, które zapoczątkowało funkcjonowanie paleokoryta, najpierw deponowane były tabularne litofacje warstwowanych poziomo lub masywnych piasków i piasków żwirowych. Depozycja odbywała się na całej powierzchni dna (litofacje Sh, Sm, fig. 6). W tym czasie w korycie nie dochodziło do akumulacji odsypów meandrowych, koryto nie migrowało bocznie i charakteryzowało się prawdopodobnie małą krętością. Horyzontalne zaleganie litofacji świadczy o pionowej agradacji osadów. Występujące powyżej nieznacznie nachylone zespoły litofacji piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym i tabularnym (fig. 6) wskazują, że po pewnym okresie stabilizacji koryto zaczęło nieznacznie migrować bocznie. Mały kąt nachylenia zestawów i niewielkie odchylenie azymutów upadu warstwowań przekątnych od osi koryta odzwierciedlają jego znacznie mniejszą krętość niż w przypadku kompleksów starszych. Ponadto małe paleokoryto (fig. 7) zaliczone do kompleksu 4 wskazuje, że ówczesna rzeka miała układ wielokorytowy. Powyższe fakty pozwalają sądzić, że osady kompleksu reprezentują środowisko piaskodennej rzeki anastomozującej.

## CHARAKTERYSTYKA FLORYSTYCZNA

Próbki z mułowo-ilastych warstw kompleksu 1 i 2 poddano analizie paleobotanicznej. Pobrano również próbki z przewarstwień mułowo-ilastych kompleksu 4, jednak ze względu na bardzo niską frekwencję pyłku nie mogły być wykorzystane do rekonstrukcji paleośrodowiskowej. Profile pyłkowe z wymienionych warstw nazwano odpowiednio — Tułowice I, IIa i IIb. W obrębie dwóch pierwszych warstw (Tułowice I i IIa) Krajeńska (1996) oznaczyła również odciski liści.

### WYNIKI ANALIZY PYŁKOWEJ

#### Tułowice I (warstwa mułowo-ilasta kompleksu 1).

Dla spektrów pyłkowych z profilu Tułowice I (fig. 8) charakterystyczny jest zmienny udział AP (54,6–97,3%). Najwyższe wartości przypadają na *Pinus* (*Pinus sylvestris* typ 36,7–77,0% i *P. haploxylon* typ 0,3–4,1%), *Picea* (3,0–12,8%) i *Abies* (1,4–7,8%). Pyłek *Tsuga* nie przekracza wartości 1%. Z drzew liściastych jedynie *Alnus* i *Betula* osiągają 5%, wartości *Quercus*, *Ulmus*, *Carpinus* i *Salix* dochodzą do 3%. Sporadycznie notowana jest obecność *Carya*, *Pterocarya*, *Acer*, *Fraxinus*, *Aesculus*, *Juglans*, *Nyssa*, *Zelkova*. *Corylus* jest głównym przedstawicielem krzewów (0,4–2,7%), pyłek *Hippophae rhamnoides* występuje powyżej 3%.

W próbce nr 3 bardzo wysoki udział ma pyłek roślin zielnych — 45,4%, głównie Poaceae — 43,2% i *Artemisia* — 5,0%.

**Tułowice IIa** (pierwsza warstwa mułowo-ilasta kompleksu 2).

W spektrach pyłkowych z profilu Tułowice IIa (fig. 9) dominuje AP (92,4–99,0%). W próbkach nr 2–9 przeważa pyłek *Pinus* (*P. sylvestris* typ 46,4–57,7%, *P. haploxylon* typ 1,5–11,9%). Udział *Picea* waha się od 4,2 do 24,9%, *Abies* nie przekracza 5%, a *Tsuga* i *Sciadopitys* dochodzi do 3%.

Głównym przedstawicielem drzew liściastych jest *Carpinus* (1,2–9,7%), występuje pyłek *Quercus* (0,3–5,0%), *Alnus* (1,4–5,0), *Carya* (0,9–5,5%), *Betula* (0,3–5,2%), *Ulmus* (0,6–3,1%), *Pterocarya* (0,2–2,3%), *Liquidambar* (0,5–1,8%) i *Tilia* (0,2–1,3%). Obecne są *Zelkova*, *Salix*, *Fagus*. Przedstawicielem krzewów jest *Corylus* (0,5–4,5%), a sporadycznie notuje się pyłek *Parrotia*, *Rhus*, *Berberis* i *Sambucus nigra* typ. Obecny jest pyłek *Calluna vulgaris* (0,1–1,2%). NAP (1,4–7,1%) należą do Poaceae, Cyperaceae, *Artemisia* i Chenopodiaceae. Występują spory *Sphagnum* (0,2–9,7%). Rośliny wodne reprezentuje pyłek *Nuphar*, *Potamogeton*, *Nymphaea candida* typ.

W próbce nr 1 następuje zmiana charakteru spektrum pyłkowego. Spada udział pyłku drzew iglastych (*Pinus sylvestris* typ — 29,3%, *P. haploxylon* typ — 0,4%, *Picea* — 1,9%), a rośnie udział *Quercus* — 30,8%, *Corylus* do 7%, *Alnus* do 10% i *Salix* powyżej 1,5%.

**Tułowice IIb** (druga warstwa mułowo-ilasta kompleksu 2).

Spektrum próbki nr 5 (fig. 10) cechuje przewaga pyłku drzew iglastych *Pinus sylvestris* typ — 59%, *P. haploxylon* typ — 5,3%, *Picea* — 12,3%, *Abies* — 2,5%, *Tsuga canadensis* typ — 1,2% i *T. diversifolia* typ — 0,4%. Z drzew liściastych występuje *Carpinus* — 7,8% i *Carya* — 3,3%. Spektra próbek 1–4 mają zbliżony charakter. Nadal przeważa pyłek drzew iglastych (*Pinus sylvestris* typ (41,5–56,3%), *P. haploxylon* typ (3,8–10,2%), *Picea* (3,6–11,8%), *Abies* (2,8–6,1%) i *Tsuga diversifolia* typ (2,3–3,2%)). Obecny jest *Carpinus* (3,6–7,6%). Rośnie udział pyłku *Carya* (3,3–6,4%), *Quercus* (0,3–4,8%), *Ulmus* (1,8–3,8%), *Alnus* (1,5–2,8%), *Tilia cordata* typ (0,3–3,8%), *Pterocarya* (0,5–2,1%), *Liquidambar* (0,5–2,0%), *Ilex* (0,3–1,1%), *Nyssa* i *Corylus* (1,0–1,9%). Sporadycznie występuje *Fraxinus*, *Juglans*, *Zelkova*, *Symplocos* i *Acer*. Rośliny zielne reprezentowane są przez Poaceae, Cyperaceae i *Theligonum*. W próbkach 1 i 2 pojawiają się spory Polypodiaceae (4,4–8,5%). Rośliny wodne należą do *Nuphar* i *Potamogeton*.

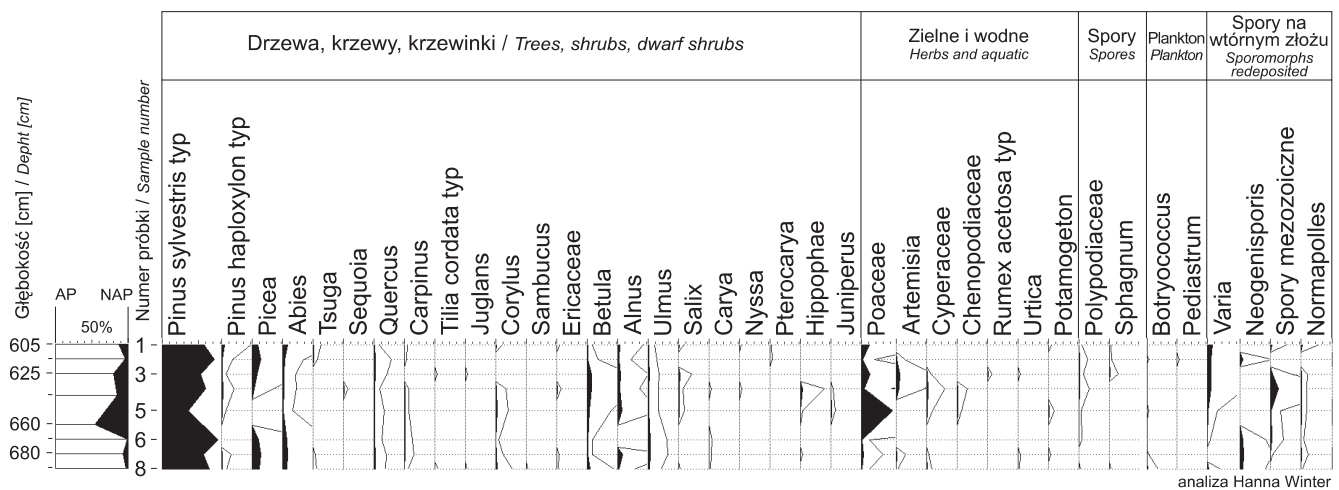


Fig. 8. Diagram palinologiczny Tułowice I

Palynological diagram Tułowice I





Zdecydowane zmiany w zbiorowiskach roślinnych zarejestrowane w próbkę nr 5 wyrażają się gwałtownym wzrostem wartości pyłku traw (Poaceae) powyżej 43% i spadkiem udziału sosny (*Pinus*) oraz zanikiem pyłku świerka (*Picea*). Może to wskazywać na osuszenie niektórych siedlisk i ekspansję traw formujących wilgotne zbiorowiska łąkowe na odsłoniętych glebach. Notowana jest obecność pyłku roślin światłolubnych: rokitnika (*Hippophae*) i jałowca (*Juniperus*).

Cechą charakterystyczną próbek 3 i 4 jest wzrost udziału AP, wynikający głównie z rosących wartości sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*) oraz spadku udziału pyłku traw (Poaceae). W zbiorowiska leśne powrócił świerk (*Picea*). Wprawdzie nastąpił spadek wartości NAP jednak wyraźnie wzrósł udział bylic (*Artemisia*) do 5% i komosowatych (Chenopodiaceae) do 1,4% oraz rokitnika (*Hippophae*) do 3,3%, co sygnalizuje występowanie siedlisk otwartych.

Specyficzną cechą roślinności z okolic Tułowic jest pojawienie się pyłku rokitnika, którego budowa odpowiada budowie pyłku *Hippophae rhamnoides* opisanemu przez Kohlmann-Adamską (1993). Wzrastający udział pyłku brzozy, powyżej 6%, może dowodzić jego ekspansji na siedliska z glebami mineralnymi i piaskami.

W próbkach 1 i 2 zmiany roślinności wyrażają się zanikiem zbiorowisk roślin występujących na siedliskach otwartych o czym świadczy spadek udziału NAP i zanik pyłku roślin światłolubnych. Ekspansja zbiorowisk leśnych jest związana z dalszym rozprzestrzenianiem się sosny, świerka i jodły w lasach iglastych z niewielką domieszką drzew liściastych reprezentowanych przez dąb i grab. W dolinach rzecznych niewielką rolę odgrywają lasy łąkowe z olszą, wiązem, skrzydłorzechem (*Pterocarya*) i orzesznikiem (*Carya*).

W profilu Tułowice IIa nadal niewielki udział ma ciepły element geoflory arktycznotrzeciorzędowej. Spektra pyłkowe próbek nr 2–9 w Tułowicach IIa dokumentują występowanie różnorodnych zbiorowisk leśnych. Panował las mieszany z sosną, świerkiem, jodłą oraz tsugą (*Tsuga*) i sośnicą (*Sciadopitys*). Udział świerka był zmienny (1,9–24,9%), a jego ekspansja następowała na stanowiska zajmowane przez sosnę i grab. Część pyłku mogła pochodzić z lasów piętra górnego z terenów górskich. W bezpośrednim

ścisłościwie starorzecza drzewostan formowały drzewa liściaste z przewagą graba i dębu oraz domieszką brzoźtownicy (*Zelkova*), lipy (*Tilia*), buka (*Fagus*) i parrocji (*Parrotia*). Warstwę krzewów stanowiła leszczyna (*Corylus*), bez (*Sambucus*) i berberys (*Berberis*). Runo zbudowane było z krzewinek z rodzaju Ericaceae, różnych gatunków widłaków i paprotkowatych (Polypodiaceae). Stanowiska bardziej podmokłe, okresowo zalewane przez rzekę, porastały lasy łąkowe z olszą (*Alnus*), wiązem (*Ulmus*), skrzydłorzechem (*Pterocarya*), orzesznikiem (*Carya*), ambrowcem (*Liquidambar*) i wierzbą (*Salix*). Znacząca obecność spor *Sphagnum* z udziałem powyżej 9% może dowodzić istnienia torfowisk. Duży udział pyłków drzew iglastych sugeruje panowanie klimatu umiarkowanego chłodnego.

Zbiorowiska roślinne ulegają zmianie w próbkę nr 1. Wysoki udział pyłku dębu (30,8%) i spadek wartości drzew iglastych wskazuje na ekspansję tego drzewa na siedliska zajmowane uprzednio przez sosnę i świerk. Wzrost wartości leszczyny do 7% dowodzi jej dominującej roli jako składnika podszycia w lasach dębowych. Przebudowie uległy również lasy łąkowe na równinach aluwialnych, w których wzrósł udział olszy i wierzby. Zmiany w lasach były efektem ocieplenia się klimatu i być może pewnej jego oceanizacji, które to zjawisko należałoby wiązać z ekspansją leszczyny (Mamakowa, 1989).

Spektra pyłkowe z profilu Tułowice IIb wskazują na panowanie lasu mieszanego z przewagą drzew iglastych: sosny, świerka, jodły i chojny (fig. 10). Drzewa liściaste reprezentowane są przez grab, dąb, lipę, wiąz i ostrokrzew (*Ilex*). Na terenach podmokłych rosły lasy z olszą, orzesznikiem, skrzydłorzechem, ambrowcem i wiązem. Zwiększa swój udział element umiarkowanie ciepły geoflory arktycznotrzeciorzędowej — *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Ilex* i *Nyssa*. Świadczy to o dalszym ociepleniu klimatu. Charakterystycznym elementem jest pyłek *Theligonum* (Stachurska i in., 1973) należący do elementu flory arktycznotrzeciorzędowej A1 (Ziemińska-Tworzydło i in., 1994). Współcześnie do rodzaju *Theligonum* należy między innymi gatunek europejski *Theligonum cynocrambe* — sukulent występujący na obszarze śródziemnomorskim (Watson, Dallwitz, 1992).

## POZYCJA STRATYGRAFICZNA OSADÓW

W ocenie klimatu i wieku badanych osadów zostały uwzględnione następujące czynniki:

— udział pyłku taksonów należących do flory paleotropikalnej i arktycznotrzeciorzędowej (Planderova i in., 1993);

— zróżnicowanie taksonomiczne w obrębie flory arktycznotrzeciorzędowej i udział elementu umiarkowanie chłodnego;

— zróżnicowanie taksonomiczne i udział ilościowy poszczególnych drzew iglastych;

— udział pyłku roślin zielnych oraz taksonów światłolubnych, ich zróżnicowanie taksonomiczne.

Rekonstrukcja środowiska botanicznego w badanym stanowisku jest oparta na analizie pyłków roślinnych gromadzonych wraz z drobnoziarnistymi osadami mułowo-ilastymi w opuszczonych korytach rzecznych. Ze względu na lamino-


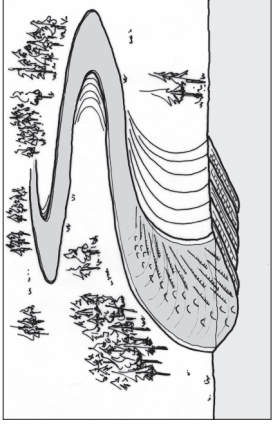

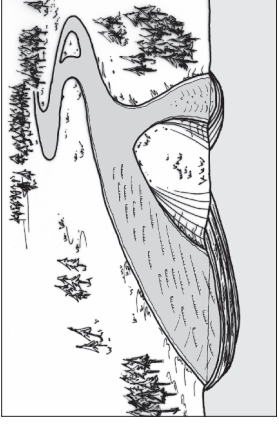
waną strukturę i niewielką miąższość litofacji mułowo-ilastych, depozycję w zalanych wodą starorzeczach można szacować na stosunkowo niedługie okresy. Prezentowane profile rejestrują zatem dosyć szybkie zmiany szaty roślinnej i klimatu we względnie krótkich przedziałach czasowych.

Obecność w profilach z Tułowic elementów geoflory paleotropikalnej (*Reevesia*, *Symplocos*, *Engelhardtia*), niski udział procentowy (maksymalnie do 25%) elementu umiarkowanie ciepłego taksonów geoflory arktycznotrzeciorzędowej o wyższych wymaganiach klimatycznych i wysoki udział pyłku drzew iglastych, wysoki udział NAP oraz stosunkowo liczne występowanie (0,8%) pyłku *Theligonum* świadczą o plioceńskim wieku badanych osadów (por. Sadowska, 1995). Interpretacja ta odnosi się do dwóch pierwszych kompleksów. Pozostałe dwa nie są udokumentowane florystycznie.

Tabela 2

## Zestawienie danych paleobotanicznych, klimatycznych i sedymentologicznych opracowanych na podstawie badań osadów ze stanowiska Tułowice

Comparison of paleobotanical, climatic and sedimentological data inferred from studies of sediments from the Tułowice site

Paleobotanika		Klimat	Środowisko sedymentacji	Procesy korytowe	Model depozycji i schematyczny układ koryta
Kompleks 1	<p>profil pyłkowy Tułowice I:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— dominacja zbiorowisk leśnych (lasów iglastych z sosną, świerkiem i jodłą)</li> <li>— rozrzedzenie lasów i formowanie zbiorowisk łąkowych (wzrost udziału roślin zielnych i światłolubnych)</li> <li>— ponowna dominacja zbiorowisk leśnych (sosna, świerk, jodła)</li> </ul>	wahania klimatu od umiarkowanego chłodnego do umiarkowanego nieco cieplejszego, bardziej suchego	rzeka meandrująca	lateralnie przystające odsypy meandrowe, częsta awulsja i odcinanie zakoli	
Kompleks 2	<p>profil pyłkowy Tułowice IIa:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— las mieszany (dominacja drzew iglastych: sosny, świerka, jodły, tsugi, sośnicy)</li> <li>— las mieszany (spadek udziału drzew iglastych, wzrostu udziału drzew liściastych gł. dąbu, leszczyny)</li> </ul> <p>Profil pyłkowy Tułowice IIb:</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>— las mieszany z przewagą drzew iglastych (sosna, świerk, jodła, tsuga), coraz większy udział geoflory arktyczno-troczędowej</li> </ul>	stopniowe ocieplanie klimatu od umiarkowanego chłodnego do umiarkowanego ciepłego	rzeka meandrująca	stopniowe zmniejszanie krętości koryta, pionowa agradacja w drugorzędnych korytach o małej migracji bocznej	
Kompleks 3	— brak danych	prawdopodobnie stopniowe ochładzanie klimatu	rzeka meandrująca, lokalnie z odcinkami dwukorytowymi	częsta awulsja, ograniczona migracja boczna koryt, niewielki lateralny przyrost osadów, tendencja do pionowej agradacji	
Kompleks 4	— brak danych		rzeka anastomozująca		

Pyłkowa flora plioceńska w Sudetach i na obszarze Przedgórze Sudeckiego została stwierdzona w stanowiskach Ruszów (Stachurska i in., 1967; Sadowska, 1995) i Kłodzko (Jahn i in., 1984). Okresy przejściowe między występowaniem flory mioceńskiej i plioceńskiej stwierdzono w Sońnicy (Stachurska i in., 1973; Sadowska, 1995) i Gnojnej (Sadowska, 1992).

Obraz flory pyłkowej zarejestrowany w diagramach z Tułowic jest inny niż flora z wymienionych stanowisk. Szczególnie wyraźna jest różnica w porównaniu z florą pyłkową z Gnojnej, której skład jest o wiele bogatszy. Obecność w osadach z Gnojnej pyłków takich taksonów jak *Arceuthobium*, *Magnolia*, *Reevesia*, *Rhus*, *Symplocos* może wskazywać na różnice w wieku obu stanowisk. Porównując profile z Tułowic do flory pyłkowej z Kłodzka (Jahn i in., 1984) także widać istotne różnice w składzie taksonomicznym. W Kłodzku wyraźniej rysuje się bogactwo takson-

omiczne pyłku roślin o wyższych wymaganiach klimatycznych reprezentowanych przez pyłek *Engelhardtia* i *Symplocos*, jak również wyższe wartości osiągnięte przez taksony geoflory arktycznotrzeciorzędowej należącej do elementu umiarkowanie ciepłego — *Aesculus*, *Juglans*, *Sciadopitys*, *Sequoia*, *Juglans* i inne. Być może taki skład flory pyłkowej z Tułowic wynika z różnic klimatycznych, w jakich następowała sedymentacja badanych osadów, które mogą być młodsze również od osadów z Kłodzka.

Skład flory liściowej z Tułowic jest najbardziej zbliżony do flor z Gnojnej i Sońnicy, prawdopodobnie akumulowanych na przełomie późnego miocenu i pliocenu (Krajewska 1996, 1998). Analiza pyłkowa osadów wykazała ich znacznie młodszy wiek niż analiza liści. Podobnie jest w profilu Gnojna. Wiek osadów na podstawie analizy pyłkowej został określony na pliocen, natomiast flora liściowa wskazuje czas sedymentacji na późny miocen (Sadowska, 1992).

## EWOLUCJA SYSTEMU RZECZNEGO A ZMIANY KLIMATU

Analizowana sukcesja osadowa obrazuje ewolucję systemu rzeczno od rzeki meandrującej do rzeki wieloramiennej o układzie anastomozującym (tab. 2). Rzeka meandrująca funkcjonowała w warunkach klimatu podlegającego pewnym oscylacjom, ale przez cały czas dosyć ciepłego. System rzeczny w tym okresie charakteryzował się względną stabilnością. Okresowo dochodziło do zmian potencjału energetycznego rzeki i wielkości przepływów wyrażających się zróżnicowaniem uziarnienia deponowanego materiału i zmianami parametrów meandrów. Zmiany te były jednak niewielkie. Być może odzwierciedlają one wahania klimatu stwierdzone w tym okresie. Inaczej należy traktować zapis

sedymentacyjny pozostałej części profilu. Sugeruje on, że warunki funkcjonowania systemu rzeczno zaczęły ulegać znacznie dalej idącym przeobrażeniom. Mimo braku danych palinologicznych dla dwóch górnych kompleksów uważa się, że transformacja układu koryta na anastomozujący mogła mieć związek z coraz większymi zmianami klimatycznymi późnego pliocenu, bezpośrednio poprzedzającymi ochłodzenie początku plejstocenu. Wówczas na przedpolu Sudetów Wschodnich rozpoczęła się depozycja znacznie bardziej gruboziarnistych osadów zwirowych, a przedgórskie systemy rzeczne ewoluowały do układu roztokowego.

## WNIOSKI

Osady rzeczne w Tułowicach prawdopodobnie są związane z dwiema rzekami, w dolnej, nieodsłoniętej części profilu z Nysą Kłodzką, a w górnej — z Odrą.

Widoczne w odsłonięciu osady trzech pierwszych kompleksów były deponowane w większości w systemie niskoenergetycznej rzeki meandrującej (tab. 2). Wyraźniejsza zmiana w charakterze procesów fluwialnych pojawia się w zapisie sedymentacyjnym kompleksu 4. Koryta charakteryzowały się coraz mniejszą tendencją do migracji bocznej, były płytsze i mniej kręte. Większą rolę odgrywała pionowa agradacja osadów. Rzeka na pewnych odcinkach była wieloramienna, tj. ewoluowała do układu anastomozującego. Niestety dla tego okresu brak danych paleobotanicznych, które umożliwiłyby pełną korelację przekształcającego się systemu rzeczno ze zmianami klimatycznymi. Można jedynie przypuszczać, że zmiany w architekturze systemu były efektem stopniowego ochładzania klimatu w późnym pliocenie. Jest to być może zapis pierwszego etapu transformacji systemu rzeczno z układu meandrowego na roztokowy, który dominował w chłodnych okresach plejstocenu.

Na podstawie spektrów pyłkowych stwierdzono plioceński wiek osadów. Zmienność szaty roślinnej wykazała tendencje klimatu do ocieplania i krótkookresowych oscylacji. Należy zrewidować wcześniejsze określenie wieku osadów w Tułowicach opartego na badaniach liści (Krajewska, 1996). Wydaje się, że zachowane na tym stanowisku odciski liści głównie drzew liściastych należą do przedstawicieli słabo reagujących na niewielkie zmiany klimatyczne zachodzące od późnego miocenu po późny pliocen. Zmiany florystyczne rejestrowane przez szerokie spektra pyłkowe różnych biocenoz znacznie dokładniej charakteryzują nawet niewielkie zmiany klimatyczne, choć mogą również być odzwierciedleniem warunków edaficznych związanych z działalnością rzeki. Niemniej charakter flory pyłkowej należy wiązać z roślinnością należąca do górnego pliocenu niż przełomu miocen/pliocen.

Całościowa analiza sedymentologiczna i palinologiczna wskazuje, że profil osadów rzecznych w Tułowicach kształtował się pod koniec pliocenu i prawdopodobnie jego zakończenie przypada na okres plioceńskich ochłodzeń mających miejsce między 2,7–1,8 Ma lub nawet na początku plejstocenu.

**Podziękowania.** Gorąco dziękujemy Nadleśnictwu w Tułowicach za zgodę na prowadzenie badań oraz bardzo życzliwe przyjęcie uczestników VIII Konferencji „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Serdecznie dziękujemy też prof. Dariuszowi Krzyszkowskiemu za dyskusje i wspólne

badania oraz prof. Tomaszowi Zielińskiemu za słowa zachęty i pomoc w kontynuowaniu badań.

## LITERATURA

- ALLEN J.R.L., 1970a — Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining upwards cyclothems, with special reference to coarse member composition and interpretation. *J. Sediment. Petrology*, **40**: 298–323.
- ALLEN J.R.L., 1970b — A quantitative model of climbing ripple cross-lamination. *Sedimentology*, **14**, 1: 5–26.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2000 — Specyfika petrograficzna osadów rzecznych i glacialnych Przedgórze Sudeckiego. *Prz. Geol.*, **48**, 4: 313–319.
- BADURA J., PRZYBYLSKI B., 2004 — Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. *Ann. Soc. Geo. Pol.*, **74**: 43–61.
- BIERNAT S., 1958 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Opole Południe. Wyd. Geol., Warszawa.
- BIERNAT S., 1964 — Trzeciorząd okolic Korfantowa (Śląsk Opolski). *Kwart. Geol.*, **8**, 2: 297–305.
- DIETRICH W.E., SMITH J.D., DUNNE T., 1979 — Flow and sediment transport in a sand bedded meander. *J. Geol.*, **87**: 305–315.
- EDWARDS M.B., ERIKSSON K.A., KIER R.S., 1983 — Palaeochannel geometry and flow patterns determined from exhumed Permian point bars in north-central Texas. *J. Sediment. Petrology*, **53**: 1261–1270.
- GRADZIŃSKI R., KOSTECKA A., RADOMSKI A., UNRUG R., 1986 — Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- JAHN A., ŁAŃCUCKA-ŚRODONIOWA M., SADOWSKA A., 1984 — Stanowisko utworów plioceńskich w Kotlinie Kłodzkiej. *Geol. Sudet.*, **18**, 2: 7–43.
- KOHLMAN-ADAMSKA A., 1993 — Pollen analysis of the Neogene deposits from the Wyrzysk region, north-western Poland. *Acta Palaeobot.*, **33**, 1: 91–297.
- KRAJEWSKA K., 1996 — Badania makroflory dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 dla arkusza Lewin Brzeski; opracowanie specjalne. Maszynopis. PAN, Warszawa.
- KRAJEWSKA K., 1998 — Neogene leaf flora from Gnojna (Opole Prov., SW Poland). *Acta Palaeobot.*, **38**, 1: 25–85.
- MAMAKOWA K., 1989 — Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Palaeobot.*, **29**, 1: 11–176.
- MCGOWEN J.H., GARNER L.E., 1970 — Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology*, **14**: 77–111.
- MIALL A.D., 1977 — A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Sci Rev.*, **13**: 1–62.
- PLANDEROVA E., ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., GRABOWSKA I., KOHLMAN-ADAMSKA A., SADOWSKA A., SŁODKOWSKA B., STUCHLIK L., WAŻYŃSKA H., 1993 — Wahania klimatyczne w neogenie Europy Środkowej na podstawie zmiennego udziału w palinoflorze składników paleotropikalnych i arktyczno-trzeciorzędowych. *Prz. Geol.*, **12**, 10: 829–834.
- PRZYBYLSKI B., BADURA J., 1999 — Pliocene to Middle Pleistocene fluvial series in the East Sudetic Foreland. *Quatern. Stud.*, Special Issue: 227–233.
- PRZYBYLSKI B., BADURA J., 2001a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz Niemodlin 872. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PRZYBYLSKI B., BADURA J., 2001b — Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Niemodlin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- SADOWSKA A., 1992 — Problem of the Miocene-Pliocene boundary as arising from palynostratigraphic studies from Gnojna (Southwestern Poland). *W: Proceedings of the Pan-European Palaeobotanical Conference Vienna, 19–23 September 1991* (red., J. Kovar-Eder): 211–218.
- SADOWSKA A., 1995 — A palynological correlation between Neogene deposits from south-western Poland and the Netherlands. *Mededelingen Rijks Geol. Dienst.*, **52**: 35–42.
- STACHURSKA A., DYJOR S., SADOWSKA A., 1967 — Pliocenijski profil z Ruszowa w świetle analizy botanicznej. *Kwart. Geol.*, **11**, 2: 353–371.
- STACHURSKA A., SADOWSKA A., DYJOR S., 1973 — The Neogene flora at Sońnica near Wrocław in the light of geological and palynological investigation. *Acta Palaeobot.*, **14**, 3: 147–176.
- STEWART D.J., 1981 — A meander-belt sandstone of the Lower Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, **28**: 1–20.
- SZPONAR A., 1974a — Etapy deglacjacji w strefie przedgórskiej na przykładzie przedpola Sudetów Środkowych. *Acta Univ. Wratislaviensis*, **220**, *Studia Geogr.*, 21: 87–89.
- SZPONAR A., 1974b — Wał Niemodliński. *W: Problem E — Czwartorzęd Opolszczyzny. Przew. XLVI Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, 12–14 września Opole: 211–232.
- WATSON L., DALLWITZ M.J., 1992 — The families of flowering plants: descriptions, illustrations, identification, and information retrieval. Version: 14th December 2000. <http://delta-intkey.com>.
- WRÓŃSKI J., KOŚCIEWKO H., 1988 — Mapa geologiczna Polski. A — mapa utworów powierzchniowych 1:200 000, ark. Nysa. Wyd. Geol., Warszawa.
- ZIELIŃSKI T., 1995 — Kod litofacjalny i litogenetyczny — konstrukcja i zastosowanie. *W: Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników* (red. E. Mysińska-Dowgiało, J. Rutkowski J): 220–235. Wyd. Geogr. Stud. Reg., UW
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M., GRABOWSKA I., KOHLMAN-ADAMSKA A., SŁODKOWSKA B., STUCHLIK L., SADOWSKA A., WAŻYŃSKA H., 1994 — Taxonomical revision of selected pollen and spores taxa from Neogene deposits. *Acta Palaeobot.*, Supl., **1**: 5–30.

## SUMMARY

A uniform sedimentary succession of Pliocene fluvial strata of the Gozdnic Formation occurs in the southeastern part of the Silesian Lowland, between the Nysa and Odra rivers. Detailed studies were conducted at Tułowice.

This site is situated at the escarpment of a plateau, 8 km SE of Niemodlin and ca. 3 km E of Tułowice (Fig. 1). The thickness of sandy deposits of the Gozdnic Fm. at Tułowice amounts to 18 m, the upper part of which is exposed in a 8–9 m high wall (Figs. 2, 3). A study of heavy mineral composition points to bipartition of the deposits (Figs. 2, 3). The upper part is dominated by resistant minerals, such as rutile, zircons, tourmalin and staurolite, which make up 58% of transparent minerals, while garnets (more than 53%) dominate in the lower part. It is supposed that the lower part is associated with the Nysa Kłodzka River, while the upper part contains minerals derived from metamorphic rocks of Upper Carboniferous strata of the Eastern Sudetes. As far as petrographic composition of gravels is concerned, apart from dominating quartz, there occur grey, laminated quartzitic sandstones and siliceous rocks of the Menilite shales and chert types, derived from the Western Carpathians (Fig. 4). Such a composition indicates that these deposits were connected with the Odra River.

Detailed sedimentological studies focused on deposits from the upper part of the exposed section. Four sedimentary complexes were distinguished (Fig. 1), each of them comprising a few lithofacies associations of a characteristic succession (Figs. 5–7).

Each sedimentary complex bears a record of depositional processes that proceeded in palaeochannels in different stages of development of the fluvial system. Fluvial channels were the most likely sub-environments of the studied deposits, as indicated by the shape of lithosomes, each of them beginning with an erosional surface, and by lithology of infilling sediments.

Cross-stratified packages, dominating in complexes 1 through 3 and characterised by fining-upward grain size and dimensions of sedimentary structures, point to a sub-environment of the lower part of point bars. This is also indicated by dip directions of cross stratification, largely deviated from that of the fossil bar slope. Migration of bed forms, diagonal to the channel axis, occurred due to near-bottom secondary currents directed toward the inner side of the meander. Thick silt-clayey lithofacies of complexes 1 and 2 suggest breaks in palaeochannel activity. Most probably, avulsion or meander cut-off led to periodical transformation of channels into oxbows, the latter being dominated by deposition from suspension settling.

Initially, the palaeochannel of complex 3 was developed due to lateral channel migration and aggradation of a point bar. When this migration stopped, sediments became deposited on the entire channel bed surface. Diminishing area of the channel cross section indicates that this channel was

not the only one in the fluvial system. It is suggested that the river system transformed into a multi-channel pattern associated with a decrease in channel sinuosity and increased aggradation ratio.

A change of the channel pattern resulted in deposition of complex 4 which is interpreted as vertical accretion of the entire channel bed. The channel was probably characterised by low sinuosity. Moreover, a small palaeochannel (Fig. 7) assigned to complex 4 indicates to a multi-channel pattern of the river system. These facts enable us to suppose that the described deposits represent a sand-dominated, anastomosing river.

Samples collected from silt-clayey layers of complexes 1 and 2 were analysed palaeobotanically. The lower part of Tułowice I pollen profile (Fig. 8) is dominated by coniferous trees (pine, spruce, fir), and the middle part shows a marked contribution of herbaceous (*Graminae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*) and photophylous plants (*Hippophae*, *Juniperus*). The upper part of the profile suggests to disappearance of photophylous and open-country plant communities which are replaced again by forests, mainly coniferous with pine, spruce and fir.

The lower part of Tułowice IIa pollen profile (Fig. 9) is dominated by coniferous trees characteristic of a cool temperate climate, and represented by pine, spruce, and fir. The upper part, in turn, shows a decrease in coniferous pollen, accompanied by an increase in frequency of oak (more than 30%), hazel (to 7%), and alder (to 10%). Therefore, changes in forest composition appear to have resulted from climatic warming and oceanisation.

Tułowice IIb pollen profile (Fig. 10) reveals an increase in warm-temperate elements of the Arctic-Tertiary flora, namely: *Carya*, *Pterocarya*, *Liquidambar*, *Ilex*, and *Nyssa*. A characteristic element is *Theligonum pollen* which belongs to element A1 of this flora.

A Pliocene age of deposits was documented by pollen spectra. Changes of the vegetation cover within the three silt horizons prove a climatic tendency consisting in short-term oscillations of both average temperatures and humidity.

The analysed sedimentary succession reflects evolution of the fluvial system from a meandering to a multi-channel, anastomosing river (Table 2). Despite the lack of palaeobotanical data pertaining to the two upper complexes, we infer that the channel pattern transformation could have been controlled by increasingly more important climatic changes in the Late Pliocene, immediately preceding the Early Pleistocene cooling. At that time, deposition of much more coarse-clastic gravel sediments took place in front of the Eastern Sudetes, and the Fore-Sudetic fluvial systems became gradually turned into braided ones.

Translated by Witold Zuchiewicz