

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 78

Przykłady badań
geomorfologicznych
w regionie łódzkim



Łódzkie

Towarzystwo

Łódź-2000

Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. (042) 636-10-26, tel/fax (042) 636-19-95

REDAKTOR
Krystyna Turkowska

Kolegium Redakcyjne:

Anna Dylikowa, *Zbigniew Klajnert*, *Kazimierz Kłysik*, *Krzysztof Kożuchowski*,
Tadeusz Krzemiński, *Zygmunt Maksymiuk*, *Barbara Manikowska*

Sekretarz: Danuta Dzieduszyńska

Wydano z pomocą finansową Komitetu Badań Naukowych

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe - Łódź 2000

ISSN 0065-1249

Skład: J. Molski, P. Trzeciak - Łódź
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: GROTESK, Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 3, (042) 637-00-20

TREŚĆ

| | str. |
|---|------|
| Elżbieta K o b o j e k, Sławomir K o b o j e k: Osady i procesy stokowe na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej oraz Wysoczyźnie Rawskiej (summary: Slope deposits and slope processes in the Częstochowa and Wieluń Uplands and the Rawa Plateau) | 7 |
| Barbara M a n i k o w s k a: Trzeciorzędowe i plejstocenijskie elementy profilu wietrzeniowego Góry Chelmo koło Przedborza (summary: Tertiary and Pleistocene elements of the weathering profile of Mt. Chelmo near Przedbórz) | 43 |
| Małgorzata R o m a n, Stanisław L i s i c k i: Stratygrafia okolic Gostynina w aspekcie badań osadów glacialnych z Lisicy (summary: Stratigraphy of the Gostynin environs in the light of examinations of glacial deposits at Lisica) | 73 |
| Krystyna T u r k o w s k a, Joanna P e t e r a, Jacek F o r y s i a k, Grażyna M i o t k - - S z p i g a n o w i c z: Morfogeneza powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina (summary: Morphogenesis of the Koło Basin near Koźmin) | 89 |
| Juliusz T w a r d y: Deluwia neoholocenijskie – przykłady z Wyżyny Łódzkiej (summary: Neoholocene deluvia – examples from the Łódź region) | 135 |

Elżbieta Kobjek, Sławomir Kobjek

Zakład Geomorfologii UŁ

Łódź

OSADY I PROCESY STOKOWE NA WYŻYNIE CZĘSTOCHOWSKIEJ I WIELUŃSKIEJ ORAZ WYSOCZYŹNIE RAWSKIEJ

ZARYS TREŚCI

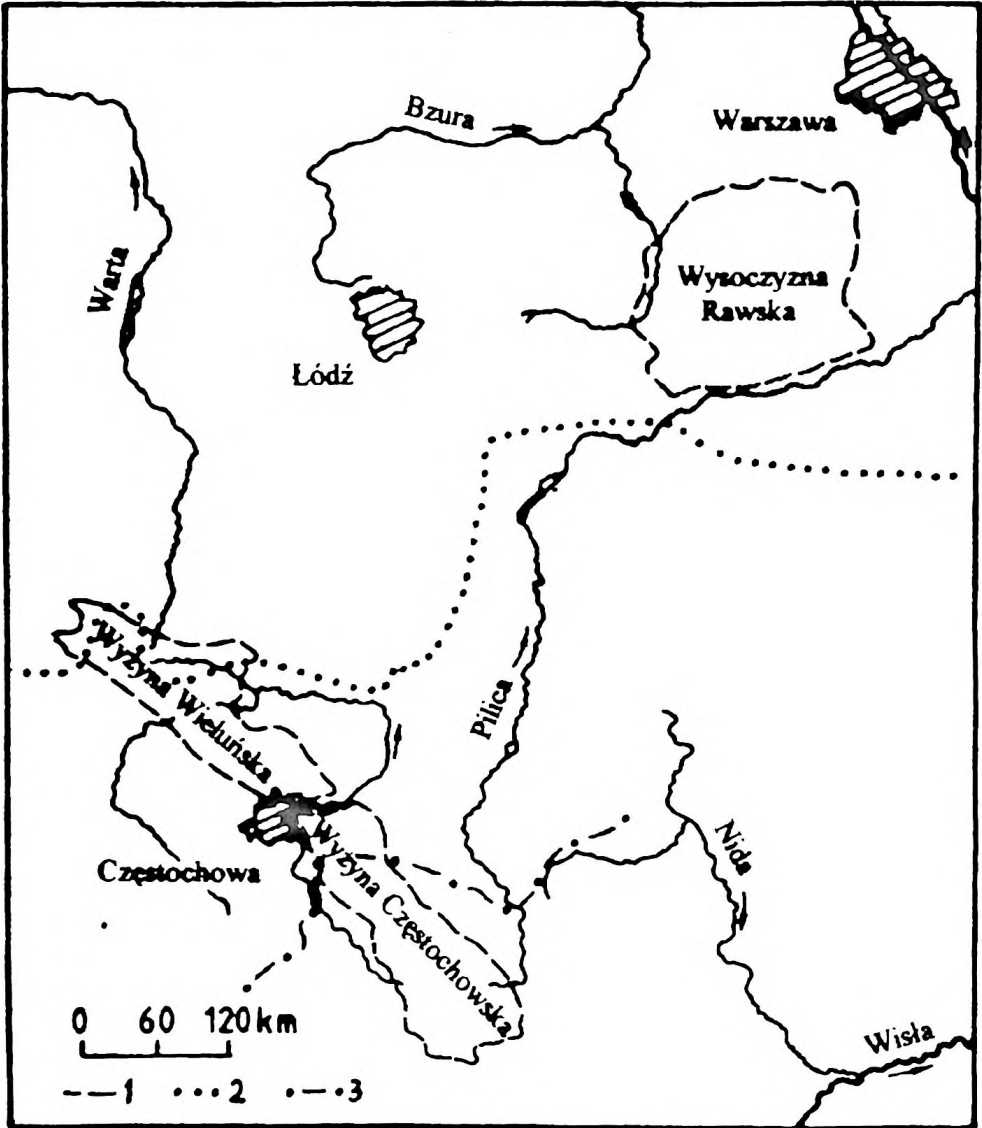
Prezentowano wyniki badań peryglacialnych procesów i osadów stokowych z obszaru Wyżyn Częstochowskiej i Wieluńskiej oraz Wysoczyzny Rawskiej. Przyjmując za kryterium wyróżnień uwarunkowania geologiczne i geomorfologiczne oraz cechy litologiczne, na obszarach Wyżyn wydzielono sześć zasadniczych typów osadów stokowych: gruzowo-piaszczyste, gruzowo-łilaste, gliniaste, piaszczyste, mulkowo-piaszczyste i rytmicznie warstwowane typu *gréses lités*.

Na Wysoczyźnie Rawskiej stwierdzono znacznie mniejsze zróżnicowanie utworów stokowych. Wyróżniono tutaj: osady mulkowo-piaszczyste, piaszczysto-mulkowe, piaszczysto-żwirowe, gliniaste i piaszczyste.

Z analizy pokryw stokowych na badanych obszarach wynika, że podstawowe znaczenie dla ich rozwoju miała budowa geologiczna podłoża i lokalna rzeźba. Geneza większości osadów stokowych wiąże się z procesami splukiwania w warunkach obecności wieloletniej zmarzliny, a w mniejszym stopniu soliflukcji.

WPROWADZENIE

Procesy stokowe zachodzą na nachylonych powierzchniach we wszystkich strefach klimatycznych. Przebieg i wydajność procesów zależą od wielu czynników: warunków klimatycznych, budowy geologicznej, rzeźby terenu i czasu trwania procesów. Wydajne procesy stokowe zachodziły w zimnych peryglacialnych warunkach w plejstocenie. Badania prowadzono na obszarze Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej, które zgodnie z regionalizacją geograficzną K o n d r a c k i e g o (1998) stanowią dwa odrębne mezoregiony Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Drugim obszarem badawczym, położonym w obrębie Nizin Środkowopolskich, była Wysoczyzna Rawska, a głównie jej zachodnia część łącznie z doliną Rawki (rys. 1). Wybrano tereny różniące się rzeźbą, budową geologiczną oraz długością oddziaływania warunków peryglacialnych. Rozpoznano i przeprowadzono szczegółową analizę osadów stokowych. Za podstawę wydzielenia poszczególnych serii stokowych przyjęto ich skład granulometryczny i struktury sedymentacyjne. Brano także pod uwagę, szczególnie na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej, miejsce tworzenia się osadu na stoku oraz cechy litologiczne podłoża, na którym działały procesy stokowe.



Rys. 1. Położenie terenu badań

1 – granice jednostek fizycznogeograficznych wg Kondrackiego (1998); zasięgi zlodowaceń wg Baranieckiej (1984); 2 – zlodowacenie warty, 3 – zlodowacenie odry

Location map of the study area

1 – boundaries of physico-geographical regions after Kondracki (1998); extents of glaciations after Baraniecka (1984); 2 – Wartian Glaciation, 3 – Odrian Glaciation

Istotnym, lecz złożonym problemem w badaniach osadów stokowych jest oznaczenie ich wieku. Trudno dokładnie określić wiek osadów stokowych i prawidłowo wydzielić warciańskie oraz vistuliańskie utwory na obszarze

badanych Wyżyn. Podobne problemy pojawiają się na Wysoczyźnie Rawskiej, a dotyczą one w szczególności rozdzielenia różnych serii vistuliańskich. Trudności wynikają z istoty obiektu badań – mineralne osady zimnych okresów są z natury bardzo ubogie w materiał organiczny, przede wszystkim w strefach okresowo żywej denudacji. Z konieczności przy próbach określania wieku osadów posłużono się w ograniczonym zakresie analizami TL oraz niektórymi analizami teksturalnymi. Z właściwości teksturalnych najbardziej pomocna do formułowania wniosków stratygraficznych jest obróbka i zmatowienie ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej (G o ź d z i k 1995a; K o b o j e k 1995c).

Obszar Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej odznacza się urozmaiconą rzeźbą. Występują tu duże deniwelacje oraz rozległe i stosunkowo silnie nachylnie powierzchnie stokowe. Rzeźba Wyżyn powstała w wyniku erozji i denudacji, jakim podlegały w trzeciorzędzie wynoszone tektonicznie bloki monoklinalnie nachylonych wapieni górnej jury. Ukształtowane w trzeciorzędzie powierzchnie stokowe podlegały w czwartorzędzie modelowaniu w środowisku glacialnym i fluwioglacialnym, gdy lądolody skandynawskie obejmowały swoim zasięgiem tereny wyżynne. Podlegały także denudacji w klimacie umiarkowanym podczas interglacjalów oraz w warunkach peryglacialnych, w zimnych okresach neoplejstocenu, gdy lądolody nie docierały do badanego obszaru.

Rzeźba Wysoczyzny Rawskiej ukształtowana została w czasie zlodowacenia warty, w wyniku akumulacyjnej działalności glacialnej i fluwioglacialnej. Powierzchnia zachodniej części Wysoczyzny jest dość monotonna, a żywsza rzeźba ze znacznymi deniwelacjami występuje jedynie na północnych stokach Wysoczyzny opadających w kierunku pradoliny warszawsko-berlińskiej oraz w ograniczonych przestrzennie strefach zboczy dolin rzecznych i suchych dolin. Płaską powierzchnię Wysoczyzny budują gliny zwałowe i osady wodnolodowcowe. Powierzchnię tę nadbudowują piaszczyste i piaszczysto-żwirowe pagórki kemowe. Podobne formy, zbudowane jednak z nieco drobniejszego materiału, występują także w dolinie Rawki. Najbardziej złożoną budowę geologiczną posiadają zbocza dolin rzecznych, gdyż obok glin zwałowych występują tu także mułki, piaski i żwiry.

ZRÓŻNICOWANIE SERII STOKOWYCH NA WYŻYNIE CZĘSTOCHOWSKIEJ I WIELUŃSKIEJ

Stoki Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej powstały w wyniku działania procesów tektonicznych, fluwialnych i denudacji chemicznej. Modelowane były przez erozję i akumulację glacialną. Podlegały także przekształcaniu przez wietrzenie mrozowe, procesy grawitacyjne, splukiwanie i działalność wiatru. Obecny kształt stoków jest więc wypadkową procesów endogenicznych oraz egzogenicznych działających w różnych warunkach klimatycznych przez cały trzeciorząd i czwartorzęd. Złożona geneza stoków zapisana jest w ich kształcie i budowie geologicznej. Analiza przestrzenna utworów budujących powierzchnie

nachylone Wyżyn stanowi podstawę wyróżnienia trzech segmentów stoków: górnego (A), środkowego (B) oraz dolnego (C).

Segment górny (A) to fragmenty stoków o różnym stopniu nachylenia, od bardzo stromych do słabo nachylonych, zbudowane z kilku typów litologicznych wapieni górnajurajskich. Stoki węglanowe stanowią najstarsze i najdłużej narażone na denudację elementy rzeźby. Podlegały kształtowaniu w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Segment środkowy (B) stanowią części stoków modelowane w utworach glacialnych. W przypadku Wyżyn osady glacialne to głównie gliny zwałowe oraz piaski wodnolodowcowe. Występowanie segmentu środkowego związane jest przestrzennie z obszarami objętymi zlodowaczeniem środkowopolskim. Na zewnątrz od granicy zasięgu zlodowaczenia odry, segment (B) praktycznie nie występuje. Dolny segment stoków (C) budują głównie osady peryglacialne pochodzące z niszczenia segmentu A i B, kształtowane przez procesy stokowe, fluwialne i eoliczne. Odcinki (C) stoków należą do najmłodszych elementów rzeźby Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej. Podstawowa masa osadów budujących te fragmenty stoków powstała w czasie vistuliańskiego cyklu sedymentacyjnego. W konkretnych przypadkach stoki Wyżyn składają się z kompletnego zestawu segmentów A–B–C lub możliwy jest niepełny układ poszczególnych odcinków: A–B, A–C, A (rys. 2).

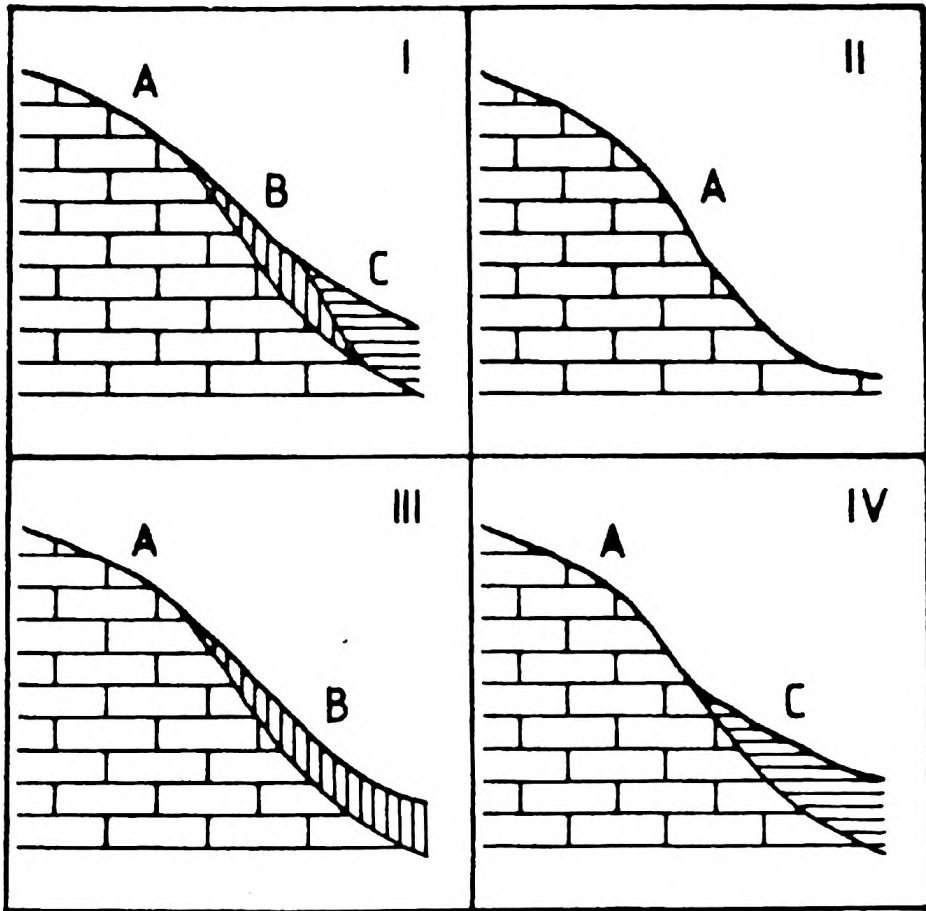
Badania geologiczne i geomorfologiczne prowadzone od kilkunastu lat przez jednego z autorów na Wyżynie Częstochowskiej i Wieluńskiej wykazały, że we wszystkich trzech wyróżnionych segmentach powszechnie występują osady stokowe, które stanowią dokumentację litologiczną młodej, neoplejstocenijskiej denudacji peryglacialnej. W rozwiniętej pokrywie osadów stokowych dominują zdecydowanie serie powstałe w zimnych warunkach klimatycznych w vistulianie (K o b o j e k 1990, 1992, 1996, 2000a).

Peryglacialne osady stokowe na obszarze Wyżyn odznaczają się dużym zróżnicowaniem litologicznym i zmienną miąższością. Różnice w litologii utworów stokowych odzwierciedlają budowę geologiczną poszczególnych segmentów stoków modelowanych w środowisku peryglacialnym oraz wynikają ze zmienności uwarunkowanych klimatycznie procesów grawitacyjnych i splukiwania. Opierając się na cechach litologicznych, interpretacji genetycznej oraz sytuacji geomorfologicznej, wyróżniono kilka kategorii osadów stokowych.

Osady stokowe ukształtowane w obrębie wychodni wapieni górnej jury

W górnych częściach stoków (segment A), pozbawionych osadów glacialnych, podłożem denudacji były wapień i ich zwietrzliny. Wykształciły się tutaj pokrywy regolitowe o różnym charakterze litologicznym. Udokumentowano występowanie pokryw gruzowo-piaszczystych i gruzowo-ilastych (K o b o j e k 1990).

Gruzowo-piaszczyste osady stokowe występują na zboczach o stosunkowo małym kącie nachylenia, rzędu 4–6°. Miąższość tych osadów jest zazwyczaj



Rys. 2. Schemat budowy stoków Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej

A – segment górny – stoki utworzone w wapieniach górnej jury; B – segment środkowy – stoki modelowane w utworach glaciogenicznych; C – segment dolny – stoki o charakterze najczęściej akumulacyjnym zbudowane z utworów peryglacialnych (stokowych, fluwialnych, colichian)

I – stok złożony z pełnym zestawem segmentów – typ A-B-C; II – stok jednorodny zbudowany z jednego segmentu – typ A; III – stok złożony niepełny 1 zbudowany z dwóch segmentów – typ A-B; IV – stok złożony niepełny 2 zbudowany z dwóch segmentów – typ A-C

Scheme showing a slope structure in the Częstochowa and Wieluń Uplands

A – upper segment – slopes developed on Upper Jurassic limestones; B – middle segment – slopes modelled in glaciogenic sediments; C – lower segment – slopes of largely accumulative features consisting of periglacial sediments (slope, fluvial, acolian)

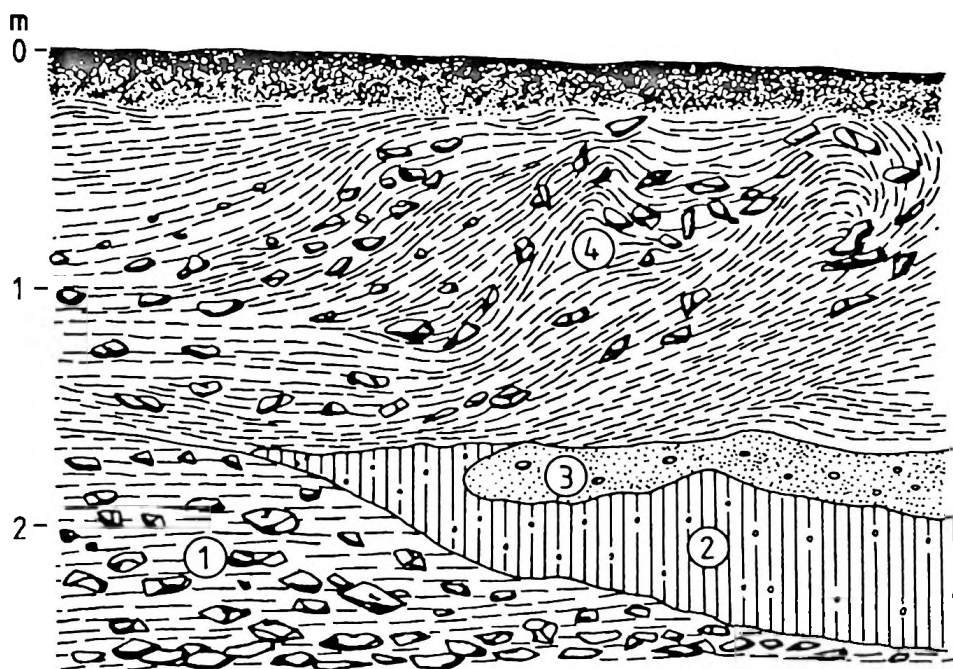
I – compound slope with a complete set of segments – type A-B-C; II – uniform slope consisting of one segment – type A; III – compound slope, incomplete 1 consisting of two segments – type A-B; IV – compound slope, incomplete 2 consisting of two segments – type A-C

niewielka i nie przekracza 2,5 m. Podstawową masę osadu stanowią odłamki zwietrzliny gruzowej o zróżnicowanej wielkości. Wolne przestrzenie między cząstkami wapieni i krzemieni o średnicy 5–30 cm wypełnia materiał piaszczysty o frakcji najczęściej średnio- lub drobnoziarnistej (fot. 1). Regolit gruzowo-piaszczysty powstał w wyniku wietrzenia mrozowego wapieni i przemieszczania grawitacyjnego odłamków skalnych w warunkach peryglacialnych, przy znaczącym udziale procesów gelacyjnych, wywołujących zmiany o charakterze objętościowym w warstwie czynnej wieloletniej zmarzliny. Przemieszczanie zwietrzliny miało zatem wiele cech wspólnych z procesem głębokiego spelzwywania. Zapisem ruchu zwietrzliny w dół stoku jest orientacja długich osi głazików zgodna z kierunkiem nachylenia stoku (K o b o j e k 1984). Występowanie wśród gruzu wapiennego materiału piaszczystego wiąże się prawdopodobnie z intensywnym działaniem w warunkach peryglacialnych procesów eolicznych. Badania piasków w pokrywach regolitowych okolic Częstochowy wykazały występowanie wśród ziarn kwarcowych cząstek o wysokim stopniu zaokrąglenia i silnym zmatowieniu powierzchni związanym z abrazją w środowisku eolicznym. Obok cząstek kwarcu w piaskach tych występuje wyraźna domieszka ziarn skałeni. Skałenie są w tym wypadku materiałem eratycznym wskazującym, że deflacja i transport eoliczny obejmowały osady plejstocenijskie złożone pierwotnie w obniżeniach. Wiatr wywiewał prawdopodobnie piasek z dolin w porze zimowej i osadzał go na płatach śniegu wyżej na stokach. W okresie wiosenno-letnim woda pochodząca z wytapiania śniegu przemieszczała ziarna piasku w obręb pokrywy gruzowej. W badanych odsłonięciach seria gruzowo-piaszczysta rozwinięta była na silnie spękanej powierzchni wapieni płytowych.

Gruzowo-ilaste osady stokowe powstały w wyniku przemieszczenia grawitacyjnego ilastych pokryw zwietrzelinowych. Ilaste residua wietrzeniowe najczęściej o czerwonym lub ochrowym zabarwieniu są efektem trzeciorzędowej denudacji chemicznej wapieni. Rzadko tworzą większe płyty na stokach wapiennych o umiarkowanym i słabym nachyleniu, ze względu na dużą mobilność. W plejstocenie utwory tego typu podlegały przemieszczaniu w zimnych warunkach klimatycznych pod wpływem procesów soliflukcyjnych. Proces soliflukcji był szczególnie wydajny w przypadku występowania wieloletniej zmarzliny. Ilasta masa osadu silnie nawodniona w okresie wiosenno-letnim w czynnej warstwie zmarzliny, podlegała powolnemu spływowi. Ruch masy ilastej zawierającej także cząstki grube, głaziki wapienne i krzemienne, powodował powstanie wyraźnego ukierunkowania klastów. W czasie transportu głaziki układały się równolegle do kierunku spływu grawitacyjnego po stoku, a płaszczyzny największego przekroju klastów ulegały wyraźnemu pochyleniu w stronę przeciwną do kierunku ruchu masy osadu (K o b o j e k 1984, 1990). Duża podatność opisywanych utworów na przemieszczanie grawitacyjne spowodowała, że występują one zarówno bezpośrednio na podłożu wapieni, jak również na osadach czwartorzędowych (rys. 3; fot. 2).

Obecność wieloletniej zmarzliny w plejstocenie na obszarze Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej potwierdzają struktury znajdujące w osadach. Najważniejszym wyznacznikiem istnienia zmarzliny plejstocenijskiej są występujące w różnych sytuacjach geologicznych struktury szczelinowe powstałe w wyniku kontrakcji termicznej (K l a t k o w a 1996; K o b o j e k 2000a).

Dokładne określenie wieku opisanych pokryw gruzowych jest trudne. Fakty geologiczne przemawiają za tym, że osady te rozwijały się w kilku kolejnych zimnych cyklach klimatycznych. Seria gruzowo-ilasta obserwowana w odsłonięciu kamieniołomu na południe od Częstochowy spoczywa częściowo na glinie zwałowej odrzańskiej, co wskazuje, że powstała po zlodowaczeniu odry. Nie można wykluczyć, iż pokrywa stokowa formowała się zarówno w stadiach recesyjnych zlodowaczenia warty, jak i podczas vistulianu. Jednocześnie analogiczną serię stokową odnaleziono pod gliną odrzańską, co świadczy, że tego typu osad stokowy powstawał także przed nasunięciem lądolodu odrzańskiego (rys. 3). W innych stanowiskach osady gruzowo-ilaste spoczywają także na różnego typu i wieku utworach stokowych (K o b o j e k 1990).



Rys. 3. L a t o s ó w k a. Gruzowo-ilaste osady stokowe – segment A stoku

1 – zwietrzelina gruzowo-ilasta barwy ochrowej, przemieszczona grawitacyjnie; 2 – glina zwałowa *in situ*; 3 – piaski średnioziarniste ze żwirkami; 4 – zwietrzelina gruzowo-ilasta barwy czerwonej przemieszczona grawitacyjnie

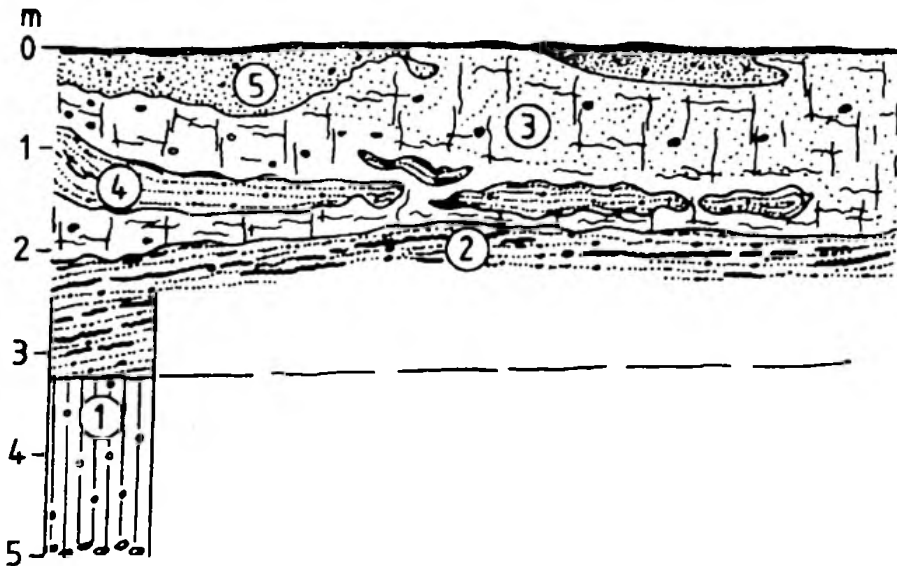
Debris-clayey slope deposits – segment A

1 – debris-clayey weathering waste ochre in colour displaced by gravity; 2 – till *in situ*; 3 – medium-grained sand with gravel; 4 – debris-clayey weathering waste red in colour displaced by gravity

Osady stokowe rozwinięte na podłożu glacialnym

Środkowy segment (B) występuje powszechnie w stokach północnej części Wyżyny Częstochowskiej i na obszarze Wyżyny Wieluńskiej. Szczegółowa analiza budowy geologicznej tych fragmentów stoków doprowadziła także tutaj do wyróżnienia specyficznych serii osadów stokowych. Dominują utwory gliniaste pochodzące z transformacji gliny zwałowej i utworów fluwioglacjalnych (K o b o j e k 1990).

Gliniaste osady stokowe stwierdzono w odsłonięciach usytuowanych w okolicach Częstochowy. Utwory gliniaste reprezentują stosunkowo niski poziom transformacji tworzywa glacialnego, z którego powstały. Często w ich podłożu występuje glina zwałowa (rys. 4). Podstawowe cechy litologiczne gliniastych osadów stokowych, takie jak skład granulometryczny, stopień zaokrąglenia i charakter powierzchni klastów kwarcowych frakcji piaszczystej, zawartość skaleni we frakcji piaszczystej są bardzo podobne do obserwowanych w glinie zwałowej. Podstawowa różnica między osadem stokowym a gliną morenową *in situ* uwidacznia się w orientacji dużych klastów. W glinie (rys. 4,



Rys. 4. O l s z t y n. Gliniaste osady stokowe w segmencie B zbocza suchej doliny

1 - glina morenowa; 2 - piaski gliniaste; 3 - gliniaste osady stokowe; 4 - struktury piaszczysto-żwirowe powstałe w wyniku działania soliflukcji walcowej; 5 - piaszczyste osady stokowe

Loamy slope deposits – segment B of a slope of the dry valley

1 - till; 2 - tilly sand; 3 - loamy slope deposits; 4 - sandy-gravelly structures resulting from cylindrical solifluction; 5 - sandy slope deposits

seria 1) układ glazików nawiązuje do kierunku transportu glacialnego. W serii gliniastych osadów stokowych (seria 3) glaziki układają się swoimi długimi osiami zgodnie z kierunkiem nachylenia stoku (K o b o j e k 1990). W powstaniu opisywanego typu utworów stokowych podstawową rolę odegrały procesy soliflukcyjne. Wśród struktur osadów gliniastych rozpoznano między innymi owalne, czasami silnie wydłużone, soczewkowate nagromadzenia materiału piaszczystego (rys. 4. seria 3, 4). Obecność tego typu struktur świadczy, iż seria gliniasta powstała w wyniku działania soliflukcji walcowej. Tego typu proces ruchu grawitacyjnego i struktury osadów powstałe w jego wyniku opisywał między innymi J a h n (1970).

Osady stokowe w dolnych częściach stoków

Dolny segment stoków (C) w porównaniu z wyższymi fragmentami wyróżnia się dużą różnorodnością peryglacialnych osadów stokowych. Osady te osiągają również największe miąższości. Dodatkowo odznaczają się najczęściej zdecydowanie silniejszym stopniem transformacji materiału wyjściowego, niż ma to miejsce w wyższych odcinkach stoków. Jednak także w tym segmencie stwierdzono występowanie serii stokowych, w których zachowane są pewne cechy teksturalne materiału wyjściowego. Tworzywem utworów stokowych były osady glacialne i zwietrzelina wapieni górnojurajskich, a niekiedy nawet piaski trzeciorzędowe wypełniające najstarsze, niewielkie, krasowe zagłębienia terenu na obszarze Wyżyny Częstochowskiej.

Powstałe w segmencie (C) osady stokowe posiadają indywidualne cechy litologiczne, teksturalne i strukturalne odróżniające je od osadów wyjściowych. Na indywidualizację cech litologicznych złożyło się szereg czynników, wśród których wymienić należy: duży udział splukiwania w powstawaniu pokrywy osadowej, intensywne wietrzenie mrozowe, zaawansowaną transformację osadów w środowisku eolicznym, przemieszczanie grawitacyjne i oddziaływanie procesów fluwialnych.

Wśród osadów stokowych dolnego segmentu (C) szczególne miejsce zajmują piaszczyste utwory stokowe. Piaski, zawierające zazwyczaj domieszkę żwirów lub/i pyłów, występują powszechnie na całym obszarze Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej (K o b o j e k 1990, 2000b; L e w a n d o w s k i 1994). Obserwacje terenowe osadów uzupełnione analizami laboratoryjnymi pozwoliły stwierdzić, że pozornie jednolite i monotonne pokrywy piaszczystych osadów stokowych odznaczają się znaczną zmiennością cech litologicznych, która wynika z różnic w genezie poszczególnych serii oraz nawiązuje do właściwości redeponowanego pierwotnego materiału osadowego (K o b o j e k 1995a, 1995b, 2000b).

W powstaniu serii piaszczystych i piaszczysto-gruzowych brały udział procesy splukiwaniowe oraz różnego typu ruchy grawitacyjne. Analiza osadów stokowych w Podlesicach w dolnej części stoków Berkowej Góry wykazała, że oprócz

splukiwania pokrywa stokowa była formowana przez procesy soliflukcyjne oraz wietrzenie i odpadanie. Pokrywa stokowa rozwinięta u podnóża pagóra ostańcowego składa się z dwóch części. U dołu widoczne są osady piaszczysto-gruzowe, wyżej występują osady piaszczyste. Seria piaszczysta zwieńczona jest warstwą deluwii glebowych, które świadczą, że procesy splukiwaniowe czynne są w obrębie stoków Berkowej Góry także współcześnie (rys. 5). Seria piaszczysta budująca centralną część odsłonięcia odznacza się osobliwymi cechami teksturalnymi. Badane pod mikroskopem stereoskopowym ziarna kwarcowe frakcji 0,8–1,0 mm wykazują skrajnie słaby stopień obróbki. Cecha ta wyraża się między innymi bardzo niskim wskaźnikiem zaokrąglenia wyznaczonym według metody Krumbeina i Slossa ($R \approx 0,45$) oraz nadzwyczaj małą ilością lub brakiem ziarn kwarcowych typu RM (okrągłych matowych) wyróżnionych według metody Cailleux w modyfikacji G o Ź d z i k a (1980) i niewielką ilością cząstek kwarcowych γ wyróżnionych metodą graniformametryczną (rys. 5B). Takie cechy obróbki cząstek kwarcowych są charakterystyczne dla występujących na Wyżynie Częstochowskiej trzeciorzędowych „piasków formierskich” (K o b j e k 1990). Można wobec tego przypuszczać, że opisywane osady piaszczyste powstały w wyniku redepozycji właśnie tych utworów trzeciorzędowych.

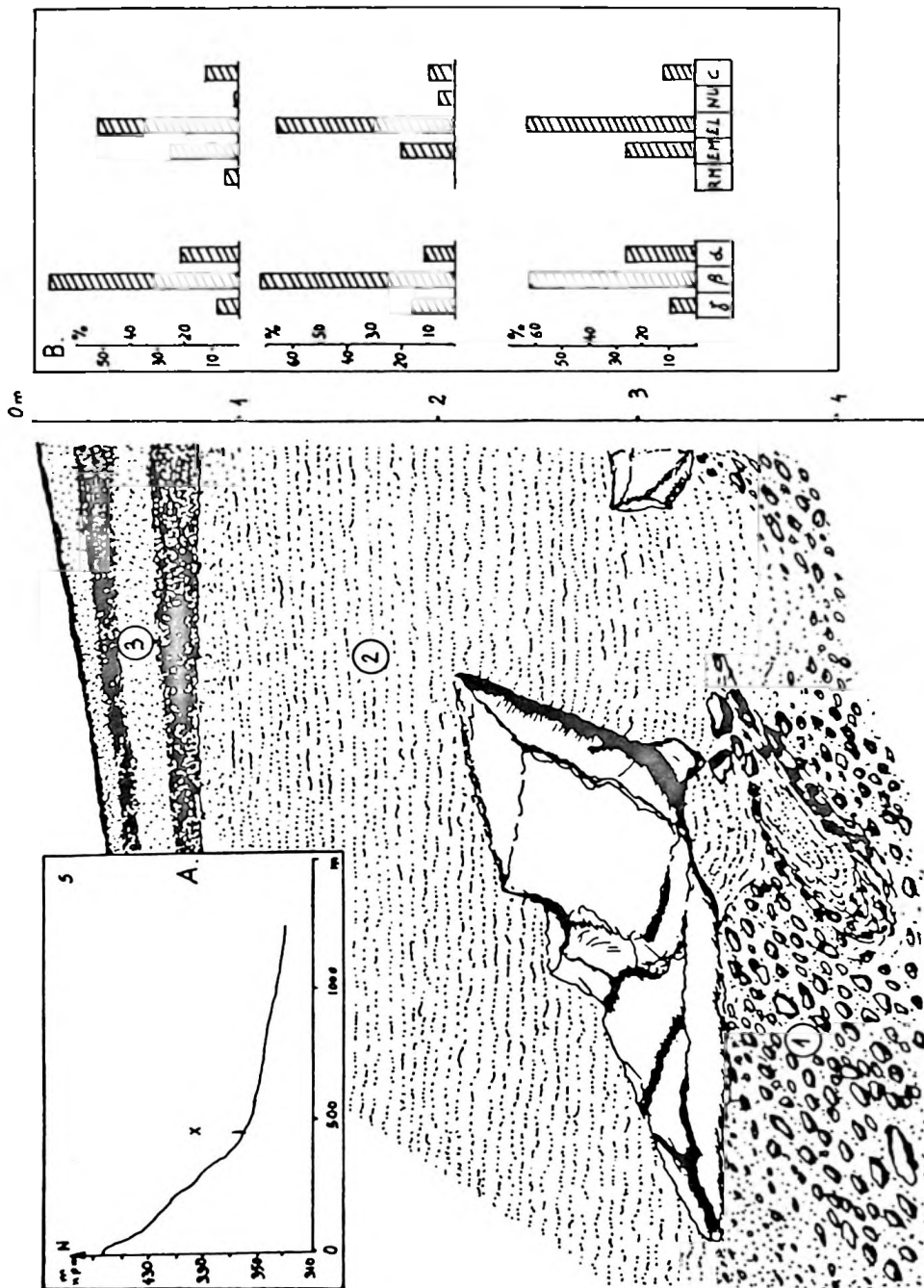
W innych miejscach piaszczyste osady stokowe powstawały na skutek przemieszczania i transformacji utworów glacialnych. W północnej części Wyżyny Częstochowskiej koło Biskupic, w strefie kuesty górnourajskiej, zbadano nieregularną formę dolinną o krasowych i denudacyjnych założeniach. Wypełniona jest ona osadami piaszczystymi przewarstwowionymi laminami i soczewami gruzu wapiennego (fot. 3). Piaski są stosunkowo słabo zróżnicowane pod względem strukturalnym, przeważają średnio- i drobnoziarniste. Serie gruzowe składają się ze żwirów i głazików o średnicy maksymalnie do 10–15 cm. W serii piaszczystej rozwinęły się dosyć liczne struktury peryglacialne w postaci klinów świadczące o obecności wieloletniej zmarzliny w czasie powstawania utworów. Genezę osadów piaszczystych i piaszczysto-gruzowych należy wiązać z zimnym

Rys. 5. P o d l e s i e. Osady stokowe w dolnej części południowego skłonu Berkowej Góry – segment C

- 1 – osady gruzowo-piaszczyste; 2 – osady piaszczyste, piaski drobnoziarniste z domieszką średnioziarnistych o poziomej laminacji; żółte; 3 – współczesne deluwia glebowe barwy szarżółtej
 A – profil hipsometryczny południowego stoku Berkowej Góry z zaznaczonym położeniem odsłonięcia
 B – wyniki analiz: graniformametrycznej i morfoskopowej (wg Cailleux w modyfikacji G o Ź d z i k a 1980) w wybranych próbkach z serii 2; analizie poddano ziarna kwarcowe frakcji 0,8–1,0 mm

Slope deposits at the base of the Berkowa Góra southern side – segment C

- 1 – debris-sandy deposits; 2 – sandy deposits, fine-grained sand with an admixture of medium sands, horizontally laminated, yellow; 3 – present-day soil deluvia grey-yellow in colour
 A – hypsometric profile of the Berkowa Góra southern side with location of the exposure
 B – results of graniformametric and morphoscopic (after C a i l l e u x modified by G o Ź d z i k 1980) analyses of some samples from series 2; quartz grains in fraction 0.8–1.0 mm were studied



– peryglacialnym środowiskiem morfogenetycznym. Powstanie wypełnienia osadowego doliny nastąpiło w wyniku działania procesów stokowych, takich jak soliflukcja i splukiwanie. Mechanizm formowania utworów w dolinie w Biskupicach można przyporządkować modelowi rozwoju stożka napływowego w warunkach półsuchego i zimnego klimatu. W warunkach tych nastąpiła znacząca transformacja tworzywa, jakim dla piaszczystych osadów stokowych były utwory glacialne. Transformacja ta polegała głównie na zmianie cech teksturalnych i mineralnych. W osadach piaszczystych wzrasta bowiem znacząco stopień obróbki ziarn kwarcowych. Wskazuje to na udział transportu i akumulacji eolicznej w procesie powstawania pokrywy stokowej. Jednocześnie w osadach piaszczystych stwierdzono stosunkowo niewielką zawartość ziarn skaleni, w porównaniu z utworami glacialnymi, co należy wiązać z procesami wietrzenia chemicznego wyjściowych utworów. Procesy wietrzeniowe musiały poprzedzać depozycję piaszczystych osadów stokowych (K o b o j e k 1992, 1997). Podobnego typu osady stokowe występują na zboczach większości dolin Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej. W niektórych przypadkach wśród warstw piaszczystych i lamin gruzowych pojawia się w większych ilościach materiał pylasty (fot. 4).

W budowie geologicznej zboczy dolin na obszarze badanych Wyżyn, obok najlepiej rozwiniętych piaszczystych osadów stokowych, biorą udział także utwory mulkowo-piaszczyste. W analizowanych odsłonięciach utwory tego typu składają się z naprzemiennie ułożonych grubszych lamin mulkowych i cieńszych zazwyczaj warstw piaszczystych (fot. 5). Materiał piaszczysty, w przeciwieństwie do mulkowego, odznacza się dobrym wysortowaniem. W najniższych częściach stoków udział materiału piaszczystego w całej serii wyraźnie wzrasta. Geneza utworów mulkowo-piaszczystych jest złożona. Największy udział miał w niej spływ pokrywowy, który jest częstym procesem w warunkach peryglacialnych (K o b o j e k 1990). Spływająca po wyrównanym stoku cienka warstwa wody posiadała ograniczoną siłę niszczącą i transportową. Przemieszczała etapowo przede wszystkim drobne, pylaste okruchy mineralne. Transport osadu zachodził na większą skalę wtedy, gdy cząstki mineralne nie były silnie związane roślinnością. Wiosną, gdy zaczynał wytapiać się lód gruntowy w wierzchniej warstwie zmarzliny i płyty śniegu na powierzchni, a wegetacja jeszcze nie rozwijała się na większą skalę, spływ powierzchniowy oraz rozmiary niszczenia powierzchni i akumulacja osadu były największe. W powstawaniu serii mulkowo-piaszczystej nie można wykluczyć także procesów soliflukcyjnych, które mogły działać między okresami wzmożonego splukiwania. Ślady soliflukcji w postaci odpowiednich struktur nie występują w osadzie, gdyż były niszczone sukcesywnie przez spływającą okresowo wodę. Strop serii mulkowo-piaszczystej nosi często ślady deformacji, które mogą być związane z procesami zachodzącymi w osadzie podczas sezonowego zamarzania i odmrażania warstwy czynnej zmarzliny (fot. 5).

W sprzyjających warunkach geologicznych oznaczających bliskość występowania podłoża wapiennego i w optymalnych warunkach klimatycznych, przy znacznej wilgotności oraz niskich temperaturach, w dolnych częściach stoków dochodziło do powstania rytmicznie warstwowanych osadów typu *grèzes lités*. Utwory tego rodzaju występują rzadko na badanym obszarze, tym niemniej znaleziono je w kilku stanowiskach na południe od Częstochowy. Opisywana seria składa się z lamin gruzu wapiennego. Układ lamin gruzowych wykazuje charakterystyczny rytm. Na przemian leżą warstwy gruzu składające się z klastów grubszych o średnicy 5–10 cm oraz warstwy złożone z ostrokrawędzistych cząstek drobniejszych o średnicy 1–3 cm (fot. 6). Skład petrograficzny żwirów jest na ogół podobny. Zdecydowanie przeważają cząstki wapieni górnojurajskich. Niewielki odsetek klastów stanowią krzemienie. Warstwy gruzowe zapadają łagodnie w kierunku nachylenia stoków (K o b o j e k 1990). Położenie w dolnych częściach stoków utworów zbudowanych w większości z tworzywa wapiennego można traktować jako przejaw swoistej inwersji stokowej zgodnie z interpretacją proponowaną przez W a t e r s a (1964). Cechą odróżniającą utwory z okolic Częstochowy od klasycznych osadów *grèzes lités* definiowanych przez W a s h b u r n a (1979), jest występowanie między gruzem przewarstwień piaszczystych i obecność piasku wewnątrz lamin gruzowych w postaci wypełnienia przestrzeni między grubymi klastami. Piasek, najczęściej średnioziarnisty, składa się głównie z ziarn kwarcowych z niewielkim dodatkiem skałeni. Należy przypuszczać, że warunki klimatyczne, w których powstawały warstwowane utwory gruzowe w okolicach Częstochowy odznaczały się jednak znacznie większym kontynentalizmem niż miało to miejsce we Francji, gdzie występują klasyczne stanowiska osadów *grèzes lités*. W bardziej suchym, peryglacjalnym klimacie działały na szerszą skalę procesy eoliczne. Lamin piaszczyste wśród warstw gruzowych, chociaż będące wynikiem akumulacji splukiwaniowej, powstały prawdopodobnie przy dużym udziale procesów transportu eolicznego. Za tezę tą przemawia występujący w laminach piaszczystych znaczny odsetek ziarn kwarcowych bardzo dobrze zaokrąglonych i o silnie zmatowionych powierzchniach (K o b o j e k 1990).

Zagadnieniem nie rozstrzygniętym do końca jest wiek osadów stokowych budujących segment C. Datowania termoluminescencyjne, wobec niedoskonałości tej metody nie dają w pełni przekonujących rezultatów. Uzyskane w Laboratorium Uniwersytetu Gdańskiego daty TL dla różnych utworów stokowych opisywanego segmentu mieszczą się w przedziale od 115 do około 20 ka BP. Większość dat potwierdza vistuliański wiek badanych osadów. Jednocześnie nie można wykluczyć występowania utworów stokowych należących do starszych zimnych pięter neoplejstocenu. Szczegółowe obserwacje odsłonięć osadów stokowych okolic Olsztyna uzupełnione badaniami laboratoryjnymi cech obróbki ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej wskazują, że zachowały się niewielkie fragmenty starszych peryglacjalnych pokryw

stokowych, uformowanych podczas zlodowacenia warty. W tym okresie większa część badanego obszaru znajdowała się na przedpolu lądolodu, a więc podlegała intensywnym procesom morfogenetycznym w warunkach zimnego klimatu (K o b o j e k 1990).

CHARAKTERYSTYKA SERII STOKOWYCH NA WYSOCZYŹNIE RAWSKIEJ

Stoki na Wysoczyźnie Rawskiej różnią się nachyleniem i długością. Najczęściej stoki kemów mają nachylenia rzędu 5–12°. Osady stokowe występują tutaj sporadycznie. Powszechnie w obrębie stoków kemów występują spłaszczenia, położone na różnych wysokościach. Jest to efekt zróżnicowanego przebiegu deglacji (K o b o j e k 2000). Wykluczono ślady bocznego rozwoju stoku, któremu przypisywano dawniej duże znaczenie w morfogenezie peryglacialnej (D y l i k 1963, 1969). Stoki kemów i zbocza dolin rzecznych porozcinane są suchymi dolinami i nieckami denudacyjnymi. Średnia wartość nachylenia stoków suchych dolin i niecek denudacyjnych oscyluje między 1° i 14°, a przeciętnie wynosi 2° do 6°. W obrębie suchych dolin profil stoków wykazuje czasem charakterystyczną dwudzielność. W górnej części nachylenie jest duże, co związane jest z występowaniem gliny zwałowej. Dolna część profili stoków odznacza się dużo mniejszym kątem nachylenia. Miąższość osadów stokowych jest największa u podstawy i maleje w górę stoku. O miąższości osadów stokowych decydowała w znacznym stopniu litologia. U podnóża stoków zbudowanych z różnorodnego materiału (gliny, mulki, piaski) miąższość osadów jest większa, natomiast tam gdzie stok buduje material jednorodny, np. piaski, osadów stokowych jest mniej.

Na Wysoczyźnie Rawskiej osady stokowe odznaczają się małą zmiennością litologiczną i niewielką miąższością. Główna masa osadów stokowych powstała w vistulianie na zboczach suchych dolin, ale częściowo także na stokach kemów w schyłkowym okresie zlodowacenia warty.

Warciańskie osady stokowe

Na stokach kemów wyróżnić można osady mulkowo-piaszczyste powstałe w schyłkowym okresie warty. Są to utwory występujące w niższych częściach stoków, powstałe w wyniku splukiwania. Seria mulkowo-piaszczysta jest osadem rytmicznie warstwowanych mulków i piasków drobnoziarnistych. Warstwy są cienkie, od 1 do 2 mm. Miąższość serii jest niewielka i sięga 20–30 cm. Skład granulometryczny (piaski i mulki) oraz struktury sedymentacyjne w serii świadczą o niewielkiej sile wód płynących. Powierzchnie stokowe, które zostały odślonięte w wyniku zanikania brył martwego lodu bardzo szybko były poddane procesom denudacji. Na stromych stokach kemów material przemieszczony był na krótkich dystansach nawiązujących do lokalnych baz denudacyjnych, którymi były dna wytopisk i zagłębień natury akumulacyjnej.

W suchej dolinie w Kurzeszynie w stropie osadów mułkowo-piaszczystych powstałych w schyłkowym okresie warty występują ostrokrawędziste okruchy o średnicy od 5 do 10 cm (K o b o j e k 2000). Zbudowane są z piasków drobnoziarnistych spojonych węglanem wapnia. Zawartość węglanów wynosi około 27%. W bliskim sąsiedztwie doliny występują strome stoki zbudowane z gliny zwalowej i osadów wodnolodowcowych. Można sądzić, że od początku eemu zachodził proces dekalcytacji glin w sąsiedztwie doliny. Wody penetrujące osady glacialne rozpuszczały węglan i przenosiły go w niżej położone osady. W cemie pokryta roślinnością rzeźba glacialna nie ulegała silnej denudacji.

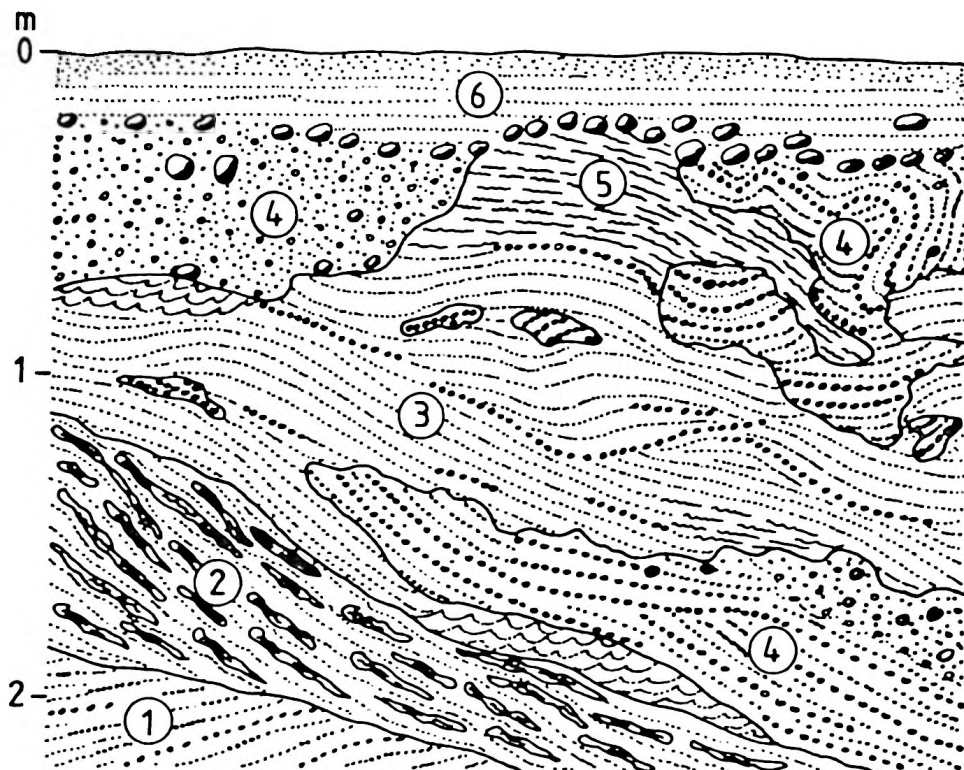
Powyższa interpretacja znajduje potwierdzenie w badaniach współczesnych obszarów zimnych. Jak opisywał S i n k i e w i c z (1982) na Spitsbergenie modelowanie stoków form morenowych przebiega bardzo szybko w wyniku działania procesów soliflukcji i częściowo splukiwania. Duży wpływ na stopień przeobrażenia form ma litologia, ekspozycja (zaleganie płatów śniegu) oraz pierwotny kształt stoków. Największe zmiany obserwowano na stokach zbudowanych z materiału gliniastego i o chłodnej ekspozycji, na liniach spływu wód z topniejących płatów. Najmniejsze modelowanie występuje na stokach o ekspozycji cieplej, zbudowanych z utworów gruboziarnistych.

Vistuliańskie osady stokowe

Główne serie stokowe na Wysoczyźnie Rawskiej powstały w warunkach peryglacialnych, które trwały z niewielkimi przerwami przez cały vistulian. Wyróżniono następujące typy osadów stokowych: piaszczysto-mułkowe, piaszczysto-żwirowe, gliniaste i piaszczyste.

Osady piaszczysto-mułkowe należą do najczęściej spotykanych utworów stokowych na Wysoczyźnie Rawskiej. Seria składa się z mułków, piasków i pojedynczych żwirów, a osiąga miąższość około 0,7–1,5 m (rys. 6, seria 2 i 3; fot. 7, seria 1). Najbardziej charakterystyczną cechą tych osadów jest warstwowanie. W literaturze dotyczącej drobnoziarnistych osadów stokowych używane jest określenie „rytmicznie warstwowane”. Rzadko zdarza się jednak aby rytm warstwowania był stały, jak np. w osadach piaszczysto-mułkowych przedstawionych na fot. 8. W serii piaszczysto-mułkowej występuje naprzemianległy układ warstewek drobniejszego (mułkowego) i grubszego (piaszczystego) materiału (fot. 8, 9). Miąższość warstewek waha się w granicach od 2 do 10 cm. W obrębie warstw piaszczystych widoczne jest warstwowanie. Warstwy nie zawsze są ciągłe, zwłaszcza piaszczyste. W partiach przystokowych obserwowany jest większy udział piasku niż dalej w kierunku osi suchych dolin.

Często wśród osadów stokowych piaszczysto-mułkowych występują deformacje pierwotnych układów warstw. Dominują struktury fałdowe – fałdy stojące i pochylone (rys. 7). Są to pionowe podniesienia warstw do około 25 cm, których ciągłość została miejscami przerwana. Fałdy słupowe zbudowane



Rys. 6. S a m i e. Struktury osadów stokowych i przykrywających je piasków

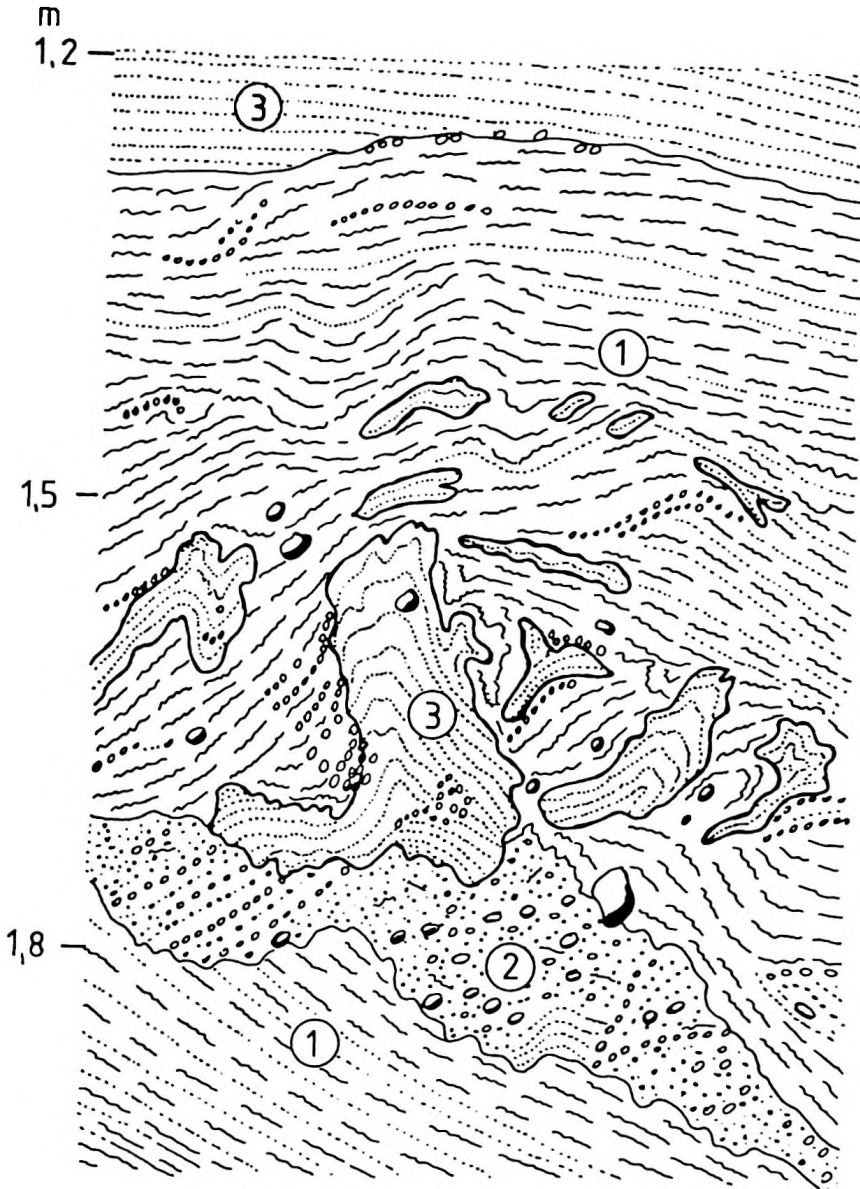
złodowacenie warty: 1 – piaski i żwiry: plenivistulian; 2 – piaski i mulki, 3 – piaski drobnoziarniste, 4 – żwiry i piaski różnoziarniste, 5 – mulki: późny vistulian; 6 – piaski różnoziarniste

Structure of slope deposits and overlying sands

Warrian Glaciation: 1 – sand with gravel: Plenivistulian; 2 – sand with silt, 3 – fine-grained sand, 4 – gravel with vari-grained sand, 5 – silt: Late Vistulian; 6 – vari-grained sand

są z piasków drobnoziarnistych, czasem zawierają pojedyncze żwiry, a sąsiadują z powyginanymi warstewkami mulków i żwirów. W jednym poziomie występują różne rodzaje fałdów: słupowe, diapirowe, czasem chaotycznie przemieszczone strzępy pierwotnych warstw. Zaburzenia te, nazywane także inwolucjami mogły powstać w warunkach klimatu peryglacjalnego, ale także później w wyniku niestatecznego warstwowania gęstościowego. W osadach tej serii występują czasem struktury klinów mrozowych.

Osady piaszczysto-mułkowe powstały w wyniku procesów splukiwania zachodzących na podłożu wieloletniej zmarzliny. Na stokach zbudowanych z utworów piaszczysto-gliniastych mogła zachodzić także soliflukcja. Szczególnie znaczenie odgrywało podnoszenie mrozowe, a następnie ruch ślizgowy i płynięcie (J a h n 1986). Soliflukcji sprzyjała obecność w utworach podłoża składników



Rys. 7. S a m i e. Struktury deformacyjne w osadach piaszczysto-mułkowych

1 – piaski i mulki; 2 – piaski różnoziarniste ze żwirami; 3 – piaski drobnoziarniste

Deformation structures in sandy-silty deposits

1 – sand with silt; 2 – vari-grained sand with gravel; 3 – fine-grained sand

drobnoziarnistych, szczególnie mułków, natomiast proces ten nie rozwijał się w piaskach i żwirach. Różna szybkość przemieszczania materiału na stoku mogła doprowadzić do powstania deformacji, np. struktur językowych.

Charakteryzowana seria piaszczysto-mułkowa występuje także dość powszechnie na stokach, w dnach dolin i niecek denudacyjnych na Wyżynie Łódzkiej (Dylik 1955, 1963; Klarkowa 1965; Turkowska, Wiczorkowska 1985, Turkowska 1988). Seria ta charakteryzuje się tu dużą zmiennością miąższości, od maksymalnie 3 m na północ od Łodzi (Klarkowa 1965) i południowy wschód do Łodzi, po 10 m na stokach doliny Mrogi (Turkowska, Wiczorkowska 1985). Różnie oznaczany jest wiek tej serii. Na obszarze Pagórków Romanowskich (na południowy wschód od Łodzi) czas tworzenia określono na wczesny vistulian, a w dolinie Mrogi na plenivistulian. Klarkowa (1996) uważa, że ta wyodrębniająca się formacja wykształciła się w okresie od denekampu po ekstremalnie mroźne i suche warunki górnego plenivistulianu.

Osady piaszczysto-żwirowe występują najczęściej powyżej utworów piaszczysto-mułkowych (fot. 9). Seria składa się z lamin piaszczystych i żwirowych, sporadycznie obecne są kamienie oraz toczne mułowe. Są to osady wyraźnie warstwowe, najczęściej przekątnie płasko, czasem rynnowo. Miąższość warstw waha się od 10 do 40 cm, a ich kontakt z mułkami jest erozyjny. Seria występuje głównie w dolnych częściach stoków.

Ta gruboziarnista seria rzadko ma postać rozległych warstw, najczęściej wypełnia wyraźne bruzdy i rozcięcia w drobnoziarnistym materiale (rys. 6, seria 4; fot. 7). Obok małych wcięć wypełnionych drobnoziarnistym piaskiem, w którym obserwować można struktury riplemarkowe, występują nieco większe rozcięcia o szerokości 10 cm i głębokości 2 cm, oraz głębokie bruzdy. Bruzdy mają około 1,2 m szerokości i 0,3 m głębokości (fot. 7), a wypełnione są żwirem i piaskami różnoziarnistymi. Materiał w bruzdach jest wyraźnie warstwowy, najczęściej przekątnie płasko. Ściany wcięć w materiale drobnoziarnistym są strome i pozbawione przesunięć, co może świadczyć, że w czasie erozji podłoże było zamarznięte.

Geneza opisanych osadów stokowych ściśle wiąże się z procesami splukiwania bruzdowego w obecności wieloletniej zmarzliny. Obecność wyraźnego warstwowania, powierzchnia ścienia między warstwami, dobra segregacja materiału wskazują, że udział wody spływającej liniowo po stoku odgrywał w procesie powstawania decydującą rolę. Jak wynika z analizy granulometrycznej siła transportowa wody musiała ulegać pewnym zmianom. W spągu bruzd przeważa materiał grubszy, a w stropie drobniejszy. Z racji pozycji serii na stoku, powyżej utworów piaszczysto-mułkowych a poniżej poziomu kamienistego, można sądzić, że spływ miał miejsce na przelomie środkowego i górnego plenivistulianu, ale przemieszczaniu podlegał materiał różnowiekowy, głównie osady wodnolodowcowe warciańskie budujące stok.

Osady grubsze akumulowane były przez gwałtownie spływające wody. Odplyw często miał charakter spływu liniowego, o czym świadczą bruzdy wycięte w materiale mułkowym, a wypełnione osadami grubszymi. Wieloletnia zmarzlina

odgrywała główną rolę w określeniu warunków odpływu wód powierzchniowych. Powstrzymując infiltrację sprzyjała spływowi wszystkich wód powierzchniowych, nawet przy minimalnym nachyleniu terenu. Były to wody pochodzące z tajania śniegu i lodu gruntowego, ale także nagłych, rzadko występujących, letnich deszczy (L a r s e n 1982). Efekt działalności wody był bardzo duży, również z uwagi na nieznaczną wartość parowania (D y l i k 1972). Ponadto skuteczność splukiwania w modelowaniu niecek i dolin denudacyjnych była wzmożona przez erozję termiczną.

Osady gliniaste składają się z mułków, piasków i żwirów, ale materiał jest niesegregowany, a o jego ruchu świadczy wyłącznie orientacja osi dłuższych głazików zgodna z kierunkiem nachylenia powierzchni. Osady te powstały u podnóża łagodnych stoków zbudowanych jedynie z gliny zwalowej. Stoki zbudowane z osadów gliniastych modelowane były w wyniku działania procesów soliflukcji. Ruch soliflukcyjny rozpoczyna się tuż po ustąpieniu pokrywy śnieżnej w pierwszej fazie rozmarzania gruntu i wtedy osiąga największe tempo. Proces pęcznienia mrozowego odgrywa znaczącą rolę w ruchu osadów po stoku (K o l a s i ń s k a 1972).

W różnych sytuacjach topograficznych, na płaskich powierzchniach grzbietowych kemów, na stokach, zwłaszcza w ich dolnej części, w dnach dolin denudacyjnych występuje poziom żwirowo-kamienisty. Płaszcz żwirowo-kamienisty stanowi nagromadzenie okruchów gruboklastycznych o średnicach około 20 cm tkwiących w silnie zorsztynowanym materiale piaszczystym (rys. 6; fot. 7). Większe okruchy wykazują niekiedy duży stopień eolizacji. Poziom ten nie należy do osadów stokowych. Często bywa uznawany za przewodni dla górnoplenivistuliańskich osadów Polski środkowej (D y l i k 1963; K l a t k o w a 1965, 1996; G o ź d z i k 1973). Ma on charakter poligeniczny. W wyższych częściach stoków, eksponowanych na działanie czynników atmosferycznych, działalność eoliczna objawiała się wywiewaniem drobnoziarnistego materiału oraz szlifowaniem powierzchni kamieni. Poziom ten mógł także podlegać wtórnym przemieszczeniom po silniej nachylonych powierzchniach w wyniku procesów kongeliflukcyjnych (K l a t k o w a 1965). Seria ta bywa uważana także za residuum osadów kongeliflukcji przemytych przez wody splukiwania (T u r k o w s k a, W i e c z o r k o w s k a 1985).

Ponieważ płaszcz żwirowo-kamienisty na Wysoczyźnie Rawskiej przykrywa osady stokowe piaszczysto-mułkowe i piaszczysto-żwirowe można wnioskować, że najbardziej miększe serie stokowe powstały wcześniej niż charakteryzowany poziom. To znaczy, że warunki szczególnie sprzyjające rozwojowi procesów stokowych panowały w środkowym plenivistulianie.

Seria piasków drobnolaminowanych składa się z drobnoziarnistych i miejscami średnioziarnistych piasków. Czasem sąsiednie warstewki różnią się między sobą pod względem frakcji: obok lamin piasków drobnoziarnistych występują piaski średnioziarniste z pojedynczymi żwirami. Osad jest warstwo-

wany płasko, a charakterystyczne są długie laminy. Piaski wykazują dość dobrą obróbkę eoliczną. Miąższość tej serii jest nieduża, nie przekracza 1 m, a na ogół osiąga 20–30 cm. Jest ona dobrze wykształcona w odsłonięciu w Samicach (fot. 7), gdzie rozciąga się na dużej powierzchni, a jej zasięg jest większy niż starszych osadów stokowych; występuje także powyżej poziomu zbudowanego z osadów wodnolodowcowych ze zlodowacenia warty. Warstwa ta występuje zawsze powyżej poziomu kamienistego. Genezę piasków należy wiązać z działalnością zarówno splukiwania w okresach wilgotniejszych późnego vistulianu, jak i akumulacji eolicznej w suchszych częściach tego okresu. Wydaje się, że pomimo zróżnicowanego klimatu i szaty roślinnej w poszczególnych fazach późnego vistulianu procesy stokowe zachodziły w bardzo ograniczonym zakresie. Ożywiona powierzchniowa działalność wód, jeszcze na podłożu zmarzliny, a więc przy ograniczonej infiltracji prowadziła do odkładania zróżnicowanych facjalnie piasków, w tym także o depozycji na śniegu (K l a t k o w a 1984, 1996). Procesy te ustały wraz z całkowitym zanikiem zmarzliny w fazie gardzieńskiej około 13 000 BP (K o z a r s k i 1986, 1991; K l a t k o w a 1996).

Jedynie w pierwszym okresie późnego vistulianu, gdy w podłożu występowała wieloletnia zmarzlina rozwijała się denudacja w górnych odcinkach stoków, a w suchych dolinach przeważała akumulacja nad denudacją. Wkroczenie zbiorowisk leśnych typu tajgi sprzyjało ustaniu procesów peryglacialnych, w tym procesów stokowych.

WNIOSKI

Dogodne warunki geologiczne i geomorfologiczne spowodowały, że na obszarze Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej w zimnych warunkach klimatycznych plejstocenu, działały na szeroką skalę procesy stokowe. W rezultacie tych procesów na powierzchniach nachylonych powstały grube pokrywy osadów o miąższości od 1 do 8 m. Serie stokowe odznaczają się dużą różnorodnością. Badania wykazały, że owa różnorodność wynika z właściwości litologicznych podłoża oraz odzwierciedla typy zachodzących procesów stokowych. Procesy mrozowe, spelzływanie i splukiwanie działały w warunkach zmieniającej się aktywności morfogenetycznej wiatru. Można zatem sądzić, iż przebiegały one w ciągu trwania całego ostatniego okresu zimnego. W vistulianie aktywność procesów eolicznych narastała sukcesywnie, a jej apogeum przypadło na schyłek tego zimnego piętra. Świadczenia geologiczne wskazują jednoznacznie, że procesy stokowe na obszarach Wyżyn zachodziły także w starszych zimnych piętrach neoplejstocenu.

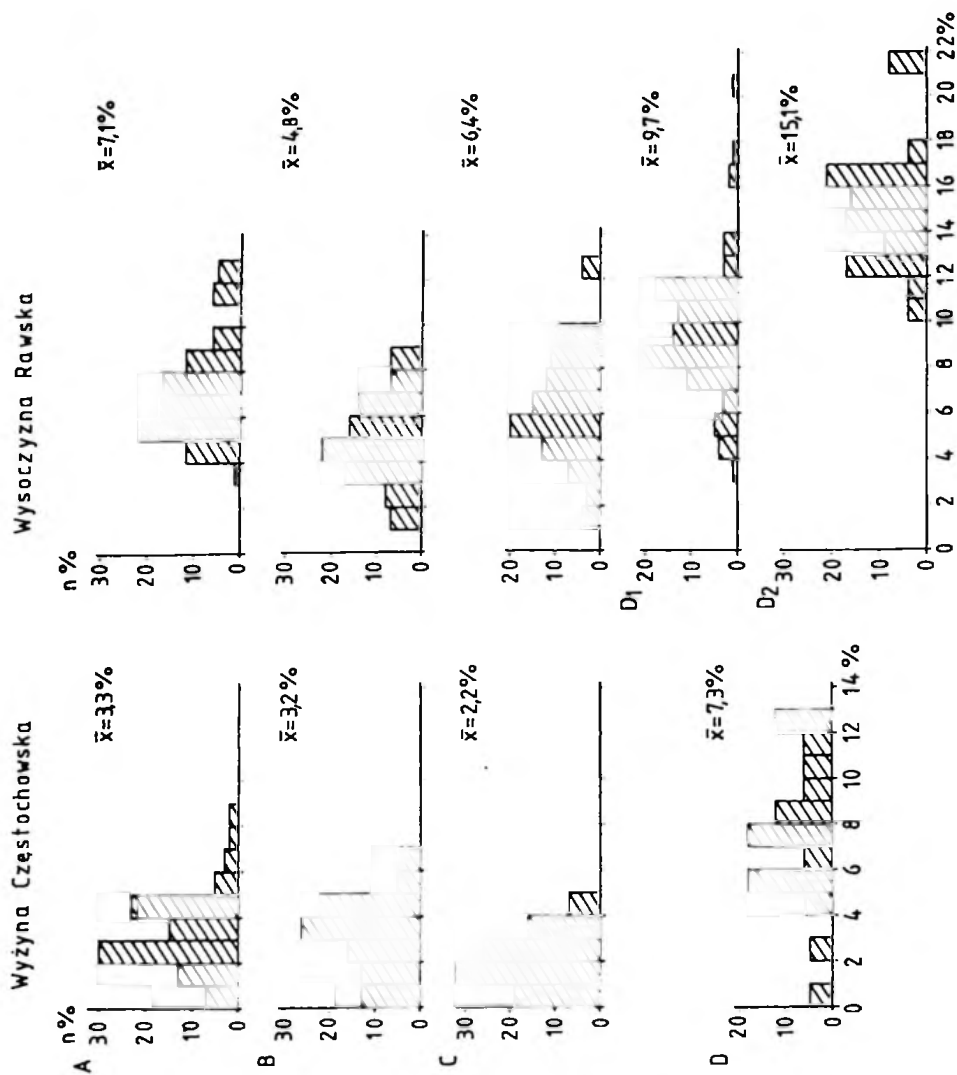
Inaczej kształtowała się dynamika procesów stokowych na Wysoczyźnie Rawskiej. Mniej korzystne warunki geomorfologiczne, mniejsze różnice wysokości oraz stosunkowo krótkie i słabo nachylone powierzchnie, zdecydowały

o ograniczonej aktywności procesów stokowych. Na stokach i u ich podnóża powstały serie stokowe o miąższości od 0,7 do 2,2 m. Główne przekształcenia stoków dokonały się w vistulianie, a zwłaszcza w okresie plenivistulianu. Procesy stokowe na zboczach wypukłych form glacialnych, na przykład kemów, zachodziły do momentu wypełniania zagłębień bezodpływowych, które były lokalnymi bazami denudacyjnymi. Podobne zjawisko obserwowano na stokach kemów w innym obszarze podlódzkim (W i e c z o r k o w s k a 1977).

Z porównania pokryw stokowych na Wyżynie Częstochowskiej i Wysoczyźnie Rawskiej wynika, że podstawowe znaczenie dla ich rozwoju i zróżnicowania miała litologia podłoża oraz lokalna rzeźba. Warunki klimatyczne wpłynęły natomiast na charakter i tempo wietrzenia oraz rodzaje transportu stokowego.

Generalnie osady stokowe badanych obszarów cechuje duża zmienność średnicy cząstek oraz zróżnicowany stopień wysortowania, co jest odbiciem złożonej budowy geologicznej podłoża podlegającego procesom stokowym. Porównując cechy teksturalne i strukturalne utworów stokowych z obszarów Wyżyn i Wysoczyzny Rawskiej można zauważyć wyraźne różnice. Osady stokowe Wyżyny Częstochowskiej i Wieluńskiej odznaczają się generalnie znaczną indywidualnością litologiczną w stosunku do utworów podłoża. Przejawem tego jest wyższy stopień wysortowania osadów, wyraźna różnica w zawartości skaleni między osadami stokowymi i podłożem glacialnym oraz często wysoki stopień obróbki cząstek kwarcowych frakcji piaszczystej. Utwory stokowe Wysoczyzny Rawskiej cechami litologicznymi znacznie słabiej różnią się od utworów podłoża glacialnego. Należy sądzić, że transport grawitacyjny na obszarze Wyżyn powodował większe przekształcenie przemieszczanego materiału ze względu na dłuższy dystans. Duże znaczenie dla transformacji utworów wyjściowych miał także stosunkowo długi czas funkcjonowania środowiska peryglacialnego. Na Wyżynach procesy stokowe, eoliczne i fluwialne zachodziły w zimnych warunkach klimatycznych neoplejstocenu zarówno w czasie zlodowacenia warty, jak i w vistulianie. Na Wysoczyźnie Rawskiej procesy peryglacialne tworzące pokrywy utworów stokowych, działały głównie w vistulianie.

Z badań zawartości skaleni w osadach wynika, że w coraz młodszych utworach frekwencja skaleni maleje (rys. 8). Największa jest w osadach glacialnych, a najmniejsza w vistuliańskich osadach eolicznych. W osadach stokowych utrzymuje się na dość wysokim poziomie. Jednak istnieje duża różnica w poszczególnych grupach osadów na Wyżynie Częstochowskiej i Wysoczyźnie Rawskiej (rys. 8). Średnia zawartości skaleni na Wysoczyźnie Rawskiej jest dwa razy większa niż na Wyżynie. Także frekwencja skaleni w utworach stokowych Wyżyny Częstochowskiej jest wyraźnie niższa (średnio 3,3%) od wyników otrzymanych dla analogicznej serii z Wysoczyzny Rawskiej (średnio 7,1%). Znaczna zawartość skaleni w osadach pochodzących głównie z rozpadu skandynawskich skał krystalicznych, jest zawsze wskazówką utworów



Rys. 8. Zawartość skaleni w osadach stokowych i osadach podłoża Wyżyny Częstochowskiej i Wyczołowska Rawskiej

A - osady stokowe; B - osady cieżkie wyczołowskie; C - osady fluwalne wyczołowskie; D - osady glacialne; D₁ - osady wodolodowcowe; D₂ - gлина zwalowa

Feldspar content in slope deposits and bedrock sediments in the Częstochowa Upland and the Rawa Plateau

A - slope deposits; B - Vistulian acolian deposits; C - Vistulian fluvial deposits; D - glacial deposits; D₁ - fluvioglacial deposits; D₂ - till

glacialnych lub fluwioglacjalnych. Oznaką stopnia zwietrzenia jest zmienność zawartości skaleni w stosunku do kwarcu, która jest wynikiem zróżnicowanej odporności tych mineralów na procesy wietrzenia chemicznego. Przyczyny różnic w zawartości skaleni w poszczególnych grupach osadów na Wyżynie Częstochowskiej i Wysoczyźnie Rawskiej są zapewne złożone. Niższa zawartość skaleni w glinie zwałowej odrzańskiej na Wyżynie to efekt wymieszania transportowanej w spągu lodowca moreny z utworami lokalnymi, ubogimi w skalenie lub nie zawierającymi ich wcale, takimi jak: skały węglanowe, krzemienie, piaski, muły i gliny trzeciorzędowe oraz utwory coplejstocenne i mezoplejstoceńskie. Dlatego materiał eratyczny, którym we frakcji piaszczystej były skalenie, ulegał stopniowemu „rozcieńczeniu” w masie włączanych do moreny lokalnych osadów. Inną przyczyną różnic może być ogólnie większy stopień zwietrzenia gliny odrzańskiej w porównaniu z warciańską. Mniejsza zawartość skaleni w osadach podłoża wpłynęła także na mniejszą ich zawartość w innych osadach redeponowanych na Wyżynie Częstochowskiej.

Na pokrywę zwietrzelinową stoków w obszarach zimnych oddziałują w ciągu roku i wielolecia różne czynniki, w tym grawitacja, regelacja i lód włóknisty, a podstawowym warunkiem skuteczności jest nasiąknięcie zwietrzliny wodą deszczową oraz z topniejącego śniegu i lodu gruntowego. Powolne ruchy masowe zależne są od nachylenia stoków i wilgotności. Czasem wilgotność uważana jest za najważniejszy element (J a h n 1986).

Bardzo ważnym czynnikiem dla denudacji (degradacji) jest przepuszczalność skały. Gdy skały są w wysokim stopniu przepuszczalne, degradacja odbywa się głównie pod wpływem grawitacji i sufozji. Powodem tego jest brak odpowiedniej koncentracji wody na powierzchni skały, która ułatwiałaby proces erozji liniowej, powierzchniowej, bądź też procesy soliflukcji lub splukiwania. Brak niszczenia powierzchniowego lub duże jego ograniczenia na skałach przepuszczalnych powoduje ostre zaznaczanie się w formie stoków strukturalnych cech skały i niewielką miąższość osadów stokowych, co ma miejsce na przykład na stokach kemów. Na stokach form glacialnych i fluwioglacjalnych (kemów, ozów) stwierdzono jedynie niewielką miąższość osadów stokowych, a więc rzeźba glacialna nie uległa wielkiemu przeobrażeniu w warunkach klimatu peryglacialnego, co potwierdza wcześniejsze badania prowadzone przez K r z e m i ń s k i e g o (1974). Wydaje się, że wpływ miała na to litologia. Piaski i żwiry budujące formy były dobrze drenowane, także w warunkach wieloletniej zmarzliny formy lodu gruntowego były inne niż w osadach mułkowych i nie sprzyjały ruchowi mas po stoku.

W skałach nieprzepuszczalnych proces degradacji ogranicza się do powierzchni. Większość wód opadowych spływających po stoku nie przykrytym roślinnością spływa po powierzchni. Nieprzepuszczalność podłoża zmarzliny stwarza dobre warunki dla rozwoju spływu powierzchniowego.

Z przedstawionego materiału wynika, że procesy stokowe najintensywniej działały w warunkach peryglacialnych wilgotnych. Wiele cech środowiska

peryglacialnego sprzyjało rozwojowi ruchów masowych w zwietrzelinie i osadach drobnoziarnistych podłoża. Były to: na przemian zamarzanie i tajanie, gromadzenie się wód roztopowych ze śniegu lub lodu gruntowego, występowanie zmarzliny oraz fakt, że roślinność była zbyt rzadka, aby zapobiec ruchom masowym i splukiwaniu.

Geneza osadów stokowych wiąże się ściśle z procesami splukiwania. Obecność wyraźnego warstwowania, dobra segregacja materiału wskazują, że udział wody spływającej powierzchniowo odgrywał w procesie powstawania osadów decydującą rolę. Działalność rzeźbotwórcza w strefie stoków odbywała się głównie wzdłuż linii skoncentrowanego działania sił transportujących.

Silny rozwój procesów stokowych w vistulianie w dolinach rzecznych odbywał się przy dodatnim bilansie procesów erozyjnych gdy skutek podcinania stoków wzrastała ich stromość i wysokość; wtedy jednak osady stokowe były w znacznej części odprowadzane. Warunkiem ich zachowania była agradacja dna dolinnego, a więc tym samym łagodzenie stoków. Stabilizacja dna dolinnego chroniąca podstawy stoków związana ze zmianami klimatycznymi spowodowała znaczne ograniczenie intensywności procesów stokowych.

LITERATURA

- Baraniecka M. D., 1984 – Złodowacenie środkowopolskie. W: Budowa geologiczna Polski, t. I, Stratygrafia, cz. 3b. Kenozoik. Czwartorzęd. PIG. Warszawa: 154-196
- Dylić J., 1955 – Peryglacialne osady stokowe rytmicznie warstwowane. *Biul. Perygl.*, 2: 15-32.
- Dylić J., 1963 – Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 17: 93 s.
- Dylić J., 1969 – Slope development under periglacial conditions in the Łódź region. *Biul. Perygl.*, 18: 381-410.
- Dylić J., 1972 – Znaczenie splukiwania w morfogenezie peryglacialnej. *Spraw. z Czyn i Pos. Nauk., F.T.V.*, 26, 2: 13 s.
- Goździk J., 1973 – Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 31: 117 s.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniformetrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego „Belchatów”. *Stud. Region.*, 4, 9: 101-114.
- Goździk J., 1995 – Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Warszawa: 115-132.
- Jahn A., 1970 – Zagadnienia strefy peryglacialnej. PWN, Warszawa: 202 s.
- Jahn A., 1986 – Powolne ruchy gruntu na stokach. *Czasop. Geogr.*, 57, 2: 215-246.
- Klarkowa H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19: 142 s.
- Klarkowa H., 1984 – Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 51-72.
- Klarkowa H., 1996 – Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biul. Perygl.*, 35: 45-86.
- Kobjek E., 2000 – Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: 157 s.
- Kobjek S., 1984 – Wpływ kształtu głazików na ich ułożenie w osadach stokowych na przykładzie badań przeprowadzonych w północnej części Jury Polskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 73-92.
- Kobjek S., 1990 – Elementy peryglacialne w budowie geologicznej i rzeźbie północnej części

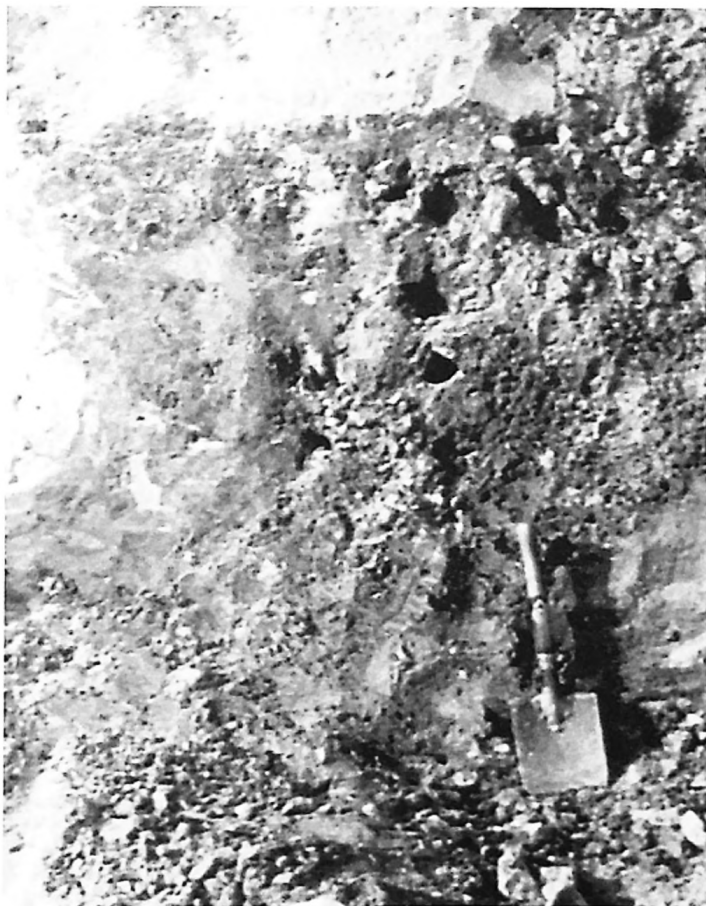
- Wyżyny Częstochowskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 60: 115 s.
- K o b o j e k S., 1992 – Osady stokowe w dolinach okolic Olsztyna pod Częstochową. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15: 97-114.
- K o b o j e k S., 1995a – Geneza osadów w dystalnej części stoków akumulacyjnych Berkowej Góry. Przew. Konf.: „Peryglacjalne procesy, osady i formy północnej części Jury Polskiej oraz przyległych terenów wyżynnych”. Łódź: 31-33.
- K o b o j e k S., 1995b – Peryglacjalna geneza osadów wypełniających dolinę w okolicy Biskupiec. Przew. Konf.: „Peryglacjalne procesy, osady i formy północnej części Jury Polskiej oraz przyległych terenów wyżynnych”. Łódź: 33-36.
- K o b o j e k S., 1995c – Litostratygrafia osadów peryglacjalnych Jury Polskiej. Przew. Konf.: „Problemy geomorfologii i paleogeografii czwartorzędu”. Lublin: 33-34.
- K o b o j e k S., 1996 – Wpływ zimnych cykli morfogenetycznych na budowę geologiczną i rzeźbę północnej części Jury Polskiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 79-95.
- K o b o j e k S., 1997 – Zawartość skaleni w utworach neoplejstocenijskich okolic Częstochowy. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 196-202.
- K o b o j e k S., 2000a – Uwarunkowania denudacji peryglacjalnej na przykładzie Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Przew. Konf.: „Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku”. Toruń: 52-53.
- K o b o j e k S., 2000b – Piaszczyste osady peryglacjalne Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. Symp. Terenowe: „Glacjal i peryglacjal na międzyrzeczu Sanu i Dniestru”. Krasiczyn: 52-54.
- K o l a s i Ń s k a J., 1972 – Morfogenetyczne objawy mroźnego klimatu na Półwyspie Kolskim. *Acta Geogr. Lodz.*, 30: 140 s.
- K o n d r a c k i J., 1998 – Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa: 441 s.
- K o z a r s k i S., 1986 – Early Vistulian permafrost occurrence in North West Poland. *Biul. Perygl.*, 31: 163-170.
- K o z a r s k i S., 1991 – Paleogeografia Polski w vistulianie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. Warszawa. PWN: 80-105.
- K r z e m i ń s k i T., 1974 – Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33: 171 s.
- L a r s e n 1982 – Geomorphological effects on the slopes of Longyear Valley, Spitsbergen, after a heavy rainstorm in July 1992. *Geogr. Ann.*, A, 64: 105-125.
- L e w a n d o w s k i J., 1994 – Pokrywy fluwioperyglacjalne Wyżyny Częstochowskiej. *Przeł. Geol.*, 42, 12: 1009-1013.
- S i n k i e w i c z M., 1982 – Transformations of moraine forms under slope processes exemplified some moraines of Kaffiöyra (NW Spitsbergen). *Acta Univ. Nicolaus Copernici, Geografia*, XVI, 51: 123-149.
- T u r k o w s k a K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57: 157 s.
- T u r k o w s k a K., W i e c z o r k o w s k a J., 1985 – Przykłady stratygraficznego różnicowania peryglacjalnych osadów stokowych w okolicach Łodzi. Wyd. ekspresowe UŁ, Zakład Badań Czwartorzędu: 30 s.
- W a s h b u r n A. L., 1979 – Geocryology. A survey of peryglacial processes and environments. London: 406 s.
- W a t e r s R. S., 1964 – The Pleistocene legacy to the geomorphology of Dartmoor. W: I. G. Simmons (ed.) Dartmoor Essays. Devonshire Association for the Advancement of Science, Literature and Art.: 73-96.
- W i e c z o r k o w s k a J., 1977 – Morfologiczny rozwój stoków o małym nachyleniu. Przykłady z okolic Łodzi. *Zesz. Nauk. Univ. Łódz.*, II, 5: 69-78.



fol. S. Kobojeck, 1982

Fot. 1. Olsztyń. Gruzowo-piaszczysta pokrywa stokowa z widocznym w centralnej części lejkiem krasowym wypełnionym piaskami czwartorzędowymi

Debris-sandy slope cover with a sinkhole filled with Quaternary sand exposed



fol. S. Kobojeł, 1982

Fot. 2. O d r z y k o ń. Kontakt gruzowo-ilastych osadów stokowych z osadami piaszczystymi w górnej części zbocza suchej doliny

Contact between debris-clayey slope deposits and sands in the upper part of the dry valley side



fol. S. Kobojek, 1989

Fot. 3. B i s k u p i c e. Peryglacialne gruzowo-piaszczyste osady stokowe budujące zbocza suchej doliny. Efekt działania procesów splukiwaniowych i soliflukcji

Periglacial debris-sandy slope deposits forming sides of the dry valley resulting from wash and solifluction



fol. S. Kobjek, 1998

Fot. 4. Rębielice Królewskie. Piaszczyste osady stokowe na zboczu suchej doliny

Sandy slope deposits on the dry valley side



for. S. Kobojek, 1981

Fot. 5. Olsztyn. Seria mułkowo-piaszczystych osadów na stoku suchej doliny

Series of silty-sandy deposits on the dry valley slope



fol. S. Kobojeck, 1985

Fot. 6. Olsztyń. Osady stokowe typu *grèses lités*

Slope deposits of the *grèses lités* type



fol. E. Kobojeck, 1995

Fot. 7. S a m i c e. Struktura osadów stokowych na zboczu suchej doliny

1 – osady piaszczysto-mułkowe; 2 – osady piaszczysto-żwirowe; 3 – poziom kamienisty;
4 – piaski drobnołaminowane

Structure of slope deposits on the dry valley slope

1 – sandy-silty deposits; 2 – sandy-gravelly deposits; 3 – stony horizon; 4 – thinly bedded sand



fol. E. Kobjek, 1993

Fot. 8. K u r z e s z y n. Struktury sedimentacyjne w serii piaszczysto-mułkowej

Sedimentary structures in the sandy-silty series



fol. E. Kobjek, 1993

Fot. 9. K u r z e s z y n. Vistuliańskie osady stokowe w suchej dolinie

1 - seria piaszczysto-mulkowa; 2 - poziom żwirowy; 3 - piaski drobnoziarniste

Vistulian slope deposits in the dry valley

1 - sandy-silty series; 2 - gravel horizon; 3 - fine-grained sand

Elżbieta Kobojeck, Sławomir Kobojeck

SLOPE DEPOSITS AND SLOPE PROCESSES IN THE CZĘSTOCHOWA AND WIELUŃ UPLANDS AND THE RAWA PLATEAU

SUMMARY

Abstract. The results of studies of slope deposits and periglacial processes during cold periods of the Pleistocene carried out in the Częstochowa and Wieluń Uplands and the Rawa Plateau are presented. Using such criteria as geological and morphological conditions as well as lithology, slope deposits of the Częstochowa and Wieluń Uplands may be divided into six basic types: debris-sandy, debris-clayey, loamy, silty-sandy, sandy and rhythmically bedded of the *gyttja lites* type. In the Rawa Plateau, slope deposits are less differentiated; one may distinguish there: silty-sandy, sandy-silty, sandy-gravelly, loamy and sandy types.

From the comparison of the studied deposits it follows that geological structure and local relief were of fundamental importance to their evolution. The origin of most slope deposits was conditioned largely by wash process at the permafrost presence, and rarely by solifluction.

The article shows a variety of slope deposits in the northern fragment of the Częstochowa and Wieluń Uplands and in the Rawa Plateau. These case studies differ with respect to relief, geological structure and time of periglacial processes. The Częstochowa Upland is a high-relief area, whose surface consists of Upper Jurassic limestones and Quaternary sediments. A monotonous area of the Rawa Plateau is formed by glacial and fluvioglacial sediments of Wartian age; a more lively morphology merely within the slopes of river valleys occurs. Periglacial conditions developed in the Częstochowa Upland during the Wartian Glaciation and Vistulian, in the Rawa Plateau only during the Vistulian.

In the Częstochowa and Wieluń Uplands, suitable morphological and geological conditions resulted in particularly effective slope processes during cold spells. Complex geological structure of the inclined surfaces favoured a variety of slope deposits. A thickness of the covers ranges from 1 up to 8 m. In the upper sections of the slope (segment A) regolith developed. A type of the cover, viz. debris-sandy or debris-clayey, depends on the lithologic nature of the weathering waste. In the middle segment of the slope (B), loamy slope deposits were produced. This sediment type consists of slightly reworked and altered with respect to lithology glacial deposits. In contrast to the glacial bedrock, clasts display the downslope orientation. The lower slope sections (segment C) are affected by accumulation of the weathered material from the A and B segments; besides, fluvial and aeolian activity took place. Slope deposits of this surface vary. Slope sandy deposits are the most extensive and achieve the largest thickness. Their origin is due to wash process, efficient in the periglacial environment. Beside wash, solifluction, weathering and falls were involved, which resulted in larger-sized particles within sand. The lower parties of the slopes of dry valleys are often formed by silty-sandy series that resemble deposits described from dells frequent in middle Poland. In particularly suitable geological conditions, coarser material, dominated by limestone clasts, was deposited. Locally these laminae alternate with sand. These

deposits are similar by lithology and origin to sediments which have been described in the French literature as *grèses litées*.

Other morphological conditions of the Rawa Plateau, shorter and gentler inclined surfaces reduced the efficiency of slope processes. Resulting series has a thickness of 0.5–2.2 m and is less varied by lithology. One may distinguish here the following deposits: silty-sandy, sandy-silty, sandy-gravelly, loamy and thinly bedded sands. The largest extent achieves sandy-silty series.

The picture that emerges from the above presented comparison may be summarized that lithology and local topography were essential for the nature of the slope covers. The origin of most types of the deposits is attributed to wash process under periglacial conditions. Well-pronounced bedding and well-sorted material indicate that surface runoff played a dominant role in their formation.

Intense development of slope processes on the interfluvial sides seems to have been taking place as far as rivers reached a base level. The process of undercutting caused an increase both in the slope steepness and the slope height. As floodplains formed, slope processes became seriously limited.

Barbara Manikowska

*Zakład Geobotaniki i Geoekologii UŁ,
Łódź*

TRZECIORZĘDOWE I PLEJSTOCENSKIE ELEMENTY PROFILU WIETRZENIOWEGO GÓRY CHEŁMO KOŁO PRZEDBORZA

ZARYS TREŚCI

Opisano profil wietrzeniowy na południowym stoku Góry Chełmo – ostańca denudacyjnego, tworzącego izolowane wzgórze na obszarze elewacji Kodańbia, a w obrębie synklinorium szczecińsko-łódzko-miechowski. W profilu rozwiniętym na piaskowcu albskim wyróżniono część fersalitowa, ze skorupa żelazistą zwietrzałą płytowo w stropie, część gruzową z cechami przemieszczenia zboczowego, aż do utworzenia warstwowanych osadów stokowych oraz część pokrywową, obejmującą piaszczyste osad splukiwania i pylaste osad czołowy.

Stwierdzono działanie procesów intensywnego wietrzenia chemicznego w klimacie ciepłym, na przemian wilgotnym i suchym, a następnie wietrzenia w przewadze mechanicznego, związanego z klimatem zimnym. Pierwszy etap powiązano z płoceńskim okresem denudacji i wietrzenia, drugi z plejstoceniem, zakończonym akumulacją osadów pokrywowych w czasie maksimum i u schyłku ostatniego zlodowacenia.

WPROWADZENIE

Wzniesienie o nazwie Góra Chełmo znajduje się na południowym skraju województwa łódzkiego, w powiecie radomszczańskim, 10 km na wschód od Przedborza nad Pilicą. Jest to jedno ze wzgórz (najwyższe w województwie) położonych na międzyrzeczu Pilicy i Warty, nieco na południowy zachód od linii przebiegu Pasma Przedborsko-Małogoskiego, należącego do wzniesień osłony mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. Góra znajduje się na obszarze regionu zwanego Wzgórzami Radomszczańskimi, który stanowi wyniosłość oddzielającą rozległą Nieckę Nidy od Niecki Sieradzkiej. Na północy region ten graniczy z Wysoczyzną Piotrkowską, należąca do Niżu Polskiego, na południu z Niecką Włoszczowską, która jest częścią Niecki Nidziańskiej i należy do Wyżyny Małopolskiej.

Szczyt Góry Chełmo sięga 323 m n.p.m. i wznosi się nad przyległym obszarem wysoczyznowym o ponad 50 m, a nad dnami sąsiednich dolin o około 100 m. Wzgórze jest górującym nad otoczeniem izolowanym ostańcem denudacyjnym (fot. 1) zbudowanym z piaskowca kredowego. Ma ono kształt kopuły nieznacznie wydłużonej w kierunku W–E z lekkim odchyleniem ku N–S. Nachylenie stoku

południowego wynosi kilka stopni, maksymalnie 15°, zaś stok północny jest bardziej stromy i pod szczytem tworzy urwisko nagich skal. U podnóża spadek maleje do 3–5° i powierzchnia przybiera charakter zrównania podstokowego, zbudowanego po stronie południowej z piaskowców kredowych, tych samych, które budują wzgórze, a po stronie północnej z jurajskich skal wapiennych. Na zewnątrz rozciągają się wysoczyzny pokryte osadami glacialnymi, drenowane przez doliny systemu Pilicy.

Na szczycie Góry Chełmskiej istniał we wczesnym średniowieczu (X–XII w.) gród obronny, po którym pozostało potężne grodzisko z trzema wałami i fosą (K a m i Ń s k a 1958). Szczytowa powierzchnia wzgórza jest rezerwatem leśnym (O l a c z e k 1972), a w dolnej partii zbocza południowego dokonywana jest intensywna eksploatacja piaskowca dla celów budowlanych. W szeregu kamieniołomów, usytuowanych zarówno na pochyłym stoku, jak i na zrównaniu podstokowym odsłania się do głębokości kilkunastu metrów piaskowiec albski oraz przykrywająca go cienka pokrywa plejstocenna. Skutki procesów egzogenicznych, które działały na stoku podczas trzeciorzędu oraz w czwartorzędzie i utworzyły złożony profil wietrzeniowy – regolit (O l l i c r, P a i n 1996) będą przedmiotem analizy i interpretacji paleogeograficznej.

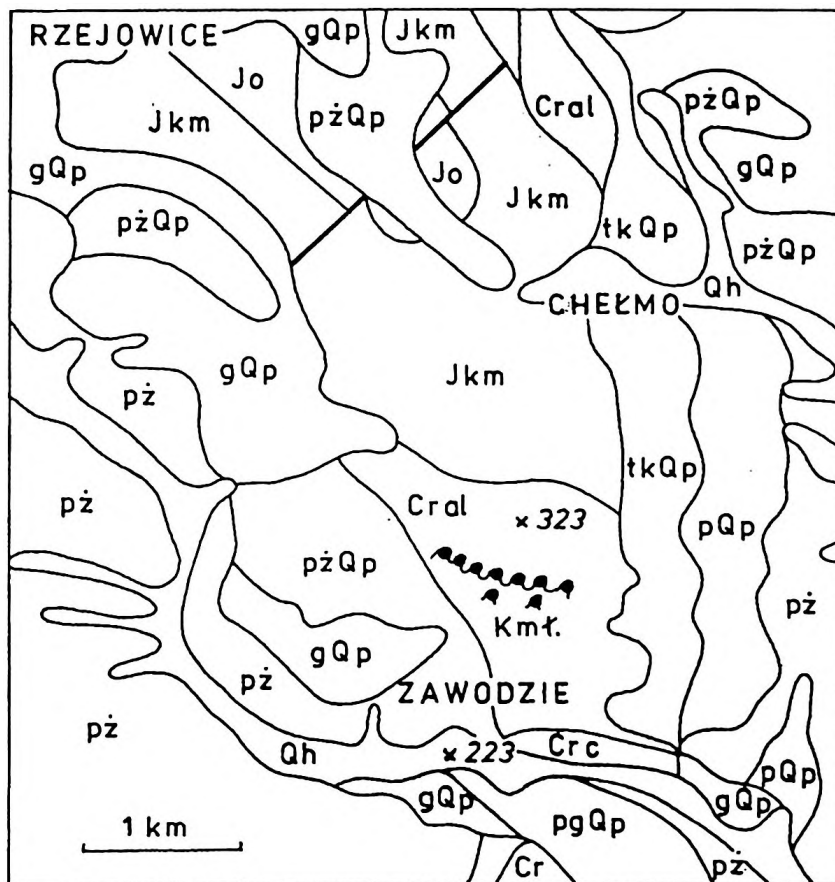
BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU

Synklinorium szczecińsko-lódzko-miechowskie utworzone na skutek tektonicznych ruchów laramijskich, dzieli się na trzy odcinki depresyjne oddzielone elewacjami. Elewacja obornicka oddziela nieckę szczecińską od lódzkiej, a elewacja radomska – lódzką od miechowskiej. Góra Chełmo znajduje się w obrębie elewacji radomskiej, zwanej też rygłem Kodrąbia (P o z a r y s k i 1971; W a g r o w s k i 1987). W strefie elewacji zachodziły w czasie ruchów laramijskich silne dyslokacje pionowe, które doprowadziły do podniesienia terenu oraz powstania licznych antyklin i synklin. Są one zdyslokowane przez równoległe i poprzeczne uskoki dzielące je na bloki (T o k a r s k i 1958). W miejscach najwyżej wyniesionych osady kredowe zostały zniszczone i na powierzchni odsłoniły się utwory jurajskie.

Góra Chełmo należy do struktury antyklinalnej o kierunku laramijskim NW–SE, zbudowanej z utworów jury górnej i kredy. Górę i teren przyległego zrównania od strony południowej tworzą piaskowce albu, znajdujące się na południowo-zachodnim skrzydle struktury antyklinalnej, w jądrze antykliny są utwory wapienne oksfordu i kimerydu, które ukazują się na powierzchni po północnej stronie wzgórza (rys. 1). Wzniesienie ma charakter ostańca denudacyjnego, powstałego na skutek większej odporności piaskowców na procesy niszczące niż odporność przyległych skal wapiennych.

Piaskowce tworzące Górę Chełmo są skalami bezwęglanowymi osadzonymi w płytkim morzu (W a g r o w s k i 1987). Są to średnio- i drobnoziarniste

piaskowce o lepszemu krzemionkowym, gruboławicowe, na ogół słabo związane, o znacznej porowatości. W odkrywkach na południowym stoku wzgórza ławice mają nachylenie ku południowemu zachodowi i bieg NW-SE, zgodny z przebiegiem struktury tektonicznej. Piaskowce są spękane i wykazują obecność systemu pionowych szczelin ciosowych. Wydźwignięte pod koniec masyfów



Rys. 1. Szkic geologiczny okolicy Góry Chelmo według Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 arkusz Rzejowice – Wągrów s k i 1987 i Przedbórz – K w a p i s z 1983, uproszczony)

J km – wapień kimerydu; Cr al – piaskowce albu; Cr c – piaskowce cenomanu; pz Q p – piaski i żwiry lodowcowe; p z – piaski i żwiry wodnolodowcowe; g Q p – glina zwalowa; tk Q p – piaski i żwiry fluwioglacjalne terasy kemojowej; p Q p – piaski pyłowate perylacjalne z okruchami skal miejscowych i północnych na glinie zwalowej; Q h – piaski humusowe, namuły, mady w zagłębieniach bezodpływowych i na dnach dolin; kmf – kmiencioły

Geological sketch of the Mt. Chelmo surrounding (after Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, sheets Rzejowice and Przedbórz, simplified)

J km – Kimmeridgian limestones; Cr al – Albian sandstones; Cr c – Cenomanian sandstones; pz Q p – glacial sand and gravel; p z – fluvioglacjal sand and gravel; g Q p – till; tk Q p – fluvioglacjal sand and gravel of a kame terrace; p Q p – periglacial dusty sand with fragments of local and northern rocks on till; Q h – organic sand, muds in closed depressions and valley bottoms; kmf – quarries

w elewacji radomskiej mezozoiczne utwory morskie poddane zostały w trzeciorzędowych warunkach lądowych przekształceniu przez długotrwałe procesy wietrzeniowe i denudacyjne, które doprowadziły do wypreparowania wzgórza w formę ostańcową i powstania głębokiej strefy zwietrzenia (fot. 2).

Szczyt Góry Chelmo nie wykazuje obecności osadów pochodzenia glacialnego. Niżej, na wysokości około 260 m, w strefie przechodzenia stromego stoku w spłaszczenie podstokowe można napotkać rozrzucone na powierzchni glazy eratyczne (fot. 3), a także niewielki strzęp gliny zwałowej, które mogą świadczyć o wkroczeniu tu lodowca. Na zewnątrz, po stronie zachodniej i wschodniej wzgórza występują na powierzchni utwory glacialne zlodowacenia środkowopolskiego, stadiału maksymalnego – piaski i żwiry wodnolodowcowe oraz gliny zwałowe. Ku południowi, poniżej stromego stoku wzgórza rozciąga się łagodnie pochylona powierzchnia denudacyjna pozbawiona osadów glacialnych, zbudowana z tych samych piaskowców albskich, co wzgórze. Od strony północnej na zdenudowanej powierzchni odsłonięte są wapienne utwory kimerydu.

Trzeciorzędowa strefa wietrzeniowa przy powierzchni wzgórza została zmieniona przez wietrzenie plejstocenne, które spowodowało wyodrębnienie się ze starszej strefy typu fersjalitowego strefy mechanicznego wietrzenia blokowego. Zwietrzelnina podlegała na zboczach przemieszczeniom i miejscami utworzyły się cienkie pokrywy osadów stokowych. Środowisko plejstocenne zapisało się także przez obecność struktur zmarzlinowych oraz nałożonych na powierzchnię osadów eolicznych.

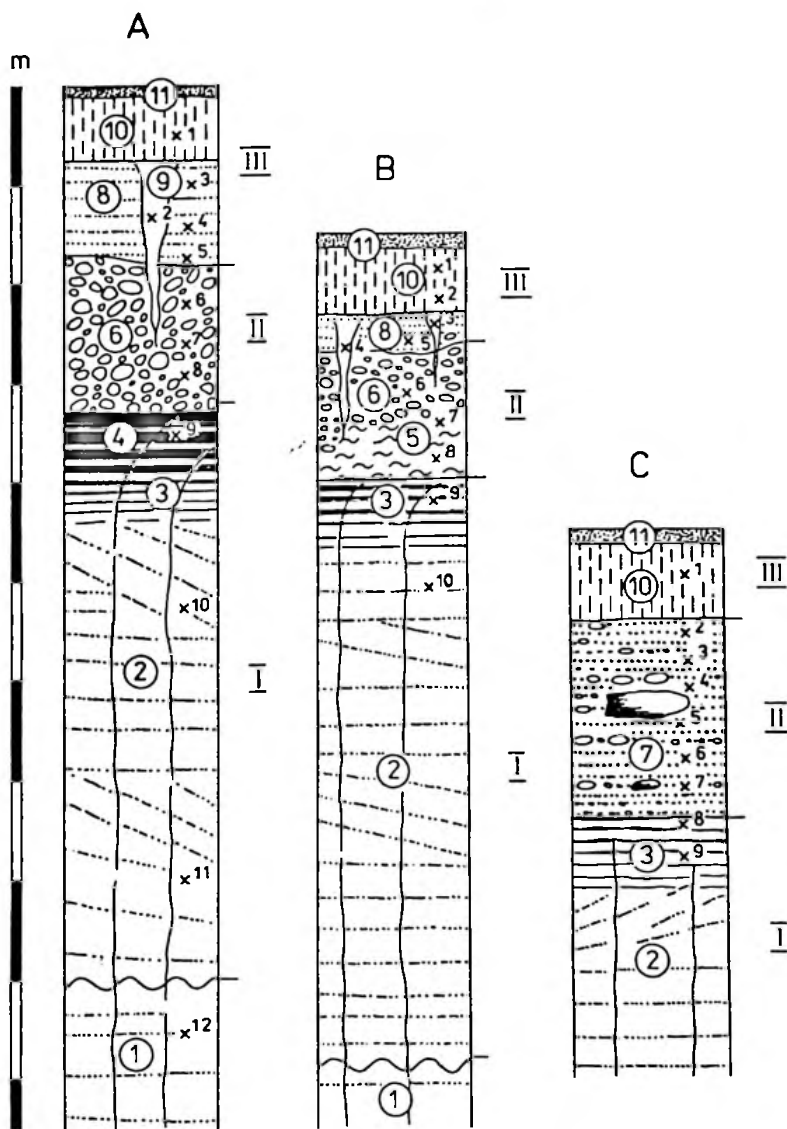
Elementy profilu wietrzeniowego i wkomponowanych w niego osadów zostaną opisane w kolejności przedstawionej na rysunku 2.

ELEMENTY PROFILU WIETRZENIOWEGO

Najstarsza część profilu (rys. 2 – I) to piaskowiec albski o cechach zwietrzenia fersjalitowego (B e d n a r e k, P r u s i n k i e w i e z 1990). Strefa ta odznacza się wzbogaceniem w tlenki żelaza widocznym w intensywnej barwie rdzawo-czerwonej. Sięga ona do głębokości 8–10 m od współczesnej powierzchni. Wytrącenia żelaziste tworzą poziome smugi i pasma, coraz grubsze i gęstsze ku górze. W stropie w niektórych miejscach obecny jest twardy pancierz żelazisty o barwie brązowoczarnej (fot. 4). Tlenki żelaza przeniknęły do warstw piaskowca i osadziły się w postaci niskouwodnionego getytu lub hematytu, w pancerzu prawdopodobnie z domieszką manganu.

Piaskowiec wykazuje obecność licznych szczelin ciosowych, które w omawianej strefie wypełnione są zwietrzelinowym materiałem ilastym. Jest to czerwony (w skali Munsela 2,5 YR 5/6) il o zawartości Fe_2O_3 4,29%*, składający się głównie z illitu z getytem, który wnikał do głębokości wielu metrów

*Żelazo wolne oznaczono metodą Jacksona w laboratorium gleboznawczym Katedry Nauk o Środowisku Glebowym SGGW w Warszawie.



Rys. 2. Przekroje przez strefę wietrzeniową na południowym stoku Góry Chelmo

1 – niezwiertzały piaskowiec albu; 2 – strefa zwiertzenia fersjalitowego – czerwono-brązowych wytrąceń żelazistych i maciek czerwonego ilu w szczelinach ciosowych piaskowca; 3 – zwiertzelina płytowa w stropie strefy fersjalitowej; 4 – splekana płytowo skorupa żelazista; 5 – czerwona zwiertzelina gruzowo-ilasta; 6 – żółto-rdzawa zwiertzelina gruzowo-piaszczysta; 7 – gruzowo-piaszczysty osad stokowy; 8 – piasek splukiwania brzdolowego; 9 – klin zmarzlinowy wypełniony piaskiem; 10 – eoliczna pokrywa pyłasta; 11 – poziom próchniczny; x – miejsce pobrania próbki

Sections through the weathering zone on the southern slope of Mt. Chelmo

1 – unweathered Albian sandstones; 2 – zone of fersialitic weathering of red-brown iron precipitations and sinters of red clay in joint fissures of sandstone; 3 – sheet alterite at the top of a fersialitic zone; 4 – ferricrete jointed into sheets; 5 – debris-clayey alterite, red in colour; 6 – debris-sandy alterite, yellow-rusty in colour; 7 – debris-sandy slope deposit; 8 – sand due to rill wash; 9 – ice wedge filled with sand; 10 – aeolian dust cover; 11 – organic horizon; x – sample locality

w dawnej strefie wietrzenia. Nacieki występują w postaci skorup na ścianach szczelin (fot. 5). Czerwona zwietrzelina ilasta z zawartością żelaza 4,47% tworzy też miejscami gniazda w obrębie stokowo przemieszczonej zwietrzliny gruzowej (patrz niżej).

Górna część omawianej strefy jest zwietrzała płytowo. Piaskowiec wzbogacony mniej lub bardziej w związki żelaza, również spojony przez żelazisty pancierz, potrzaskany jest na cienkie, najczęściej kilkucentymetrowej grubości płyty i ostrokrawędziste, płaskie bloki, między którymi jest zwietrzelina piaszczysta. Mechaniczne zwietrzenie płytowe sięga do około 1 m od stropu strefy i jest współkształtne ze stokiem wzgórza.

Szczeliny ciosowe w górnej części strefy fersialitowej, w obrębie zwietrzliny płytowej, są zagięte zgodnie ze spadkiem i tworzą kosy (haki) stokowe (fot. 6). Odgięcie obejmuje strefę głębokości około 1 m i występuje na najbardziej pochylonym stoku. Świadczy to o nieznacznym masowym ruchu tej części zwietrzliny.

Cechy morfoskopowe ziarn kwarcowych, zbadane zmodyfikowaną metodą *Cailloux* (1959), przedstawione w tabeli 1, pozwalają stwierdzić, że w całości materiał tworzący strefę wietrzenia fersialitowego odznacza się obróbką nabytą w środowisku wodnym i następnie przekształceniem chemicznym. Wyraża się to w ogromnej przewadze składników zaliczonych do kategorii M, obejmującej ziarna o kształcie stępionym i powierzchni zmatowionej, z prześwitami uprzedniego zblyszczania. Ilość ziarn pozostałych kategorii jest nieznaczna, przy czym ziarna zaokrąglone matowe, o cechach typowo eolicznych, mogły stać się takimi dzięki korozji chemicznej nielicznych ziarn silnie zaokrąglonych przez obróbkę wodną, która najczęściej powoduje tylko stępienie. Cechy te, stwierdzone w obrębie strefy intensywnego wietrzenia chemicznego typu fersialitowego, sugerują związek zmatowienia z tym wietrzeniem. Takiemu wyjaśnieniu przeczą jednak identyczne cechy morfoskopowe składników piaskowca poza zasięgiem wietrzenia i inne fakty, o których będzie mowa niżej.

W części zwietrzalej płytowo drobny materiał wypełniający przestrzenie między płytami wydaje się zawierać miejscami domieszkę składników pochodzących z osadów nałożonych na piaskowiec zwietrzały na miejscu. Przeniknął on zapewne z infiltrującą wodą. Wyraża się to w zmianie proporcji udziału ziarn o różnej obróbce w zbadanych próbkach z tej części profilu (tab. 1 – A 9, B 10).

Druga część profilu (rys. 2 – II) zawiera różne odmiany zwietrzliny gruzowej, spoczywającej na piaskowcu zwietrzalym fersialitowo i spękanym płytowo. Ogólną właściwością tej strefy jest intensywne zwietrzenie mechaniczne, które spowodowało rozkruszenie utworu pierwotnego na różnoziarnisty gruz, i przemieszczenia masy gruzowej. Zwietrzelina zawiera składniki klastyczne od blokowych i żwirowych, do ilastych. Ułożenie składników gruboziarnistych jest chaotyczne lub uporządkowane pod wpływem procesów stokowych. Odlamki piaskowca wykazują we wszystkich odmianach zwietrzliny stępienie naroży, które może być wynikiem zwietrzenia wystających części, a czasem są wyraźnie

zaokrąglone, co jest zapewne wynikiem obtoczenia w czasie transportu po stoku (fot. 7). Gruz podlegał przemieszczaniu o zróżnicowanym charakterze – ruch masowy, splezywanie, splukiwanie, wymarżanie – zapisanym w orientacji składników oraz segregacji materiału i lokalnie utworzeniu warstwowania.

Grubsze składniki zwietrzliny gruzowej są to odłamki piaskowca w dużej części polizarniste (tab. 1). Zwietrzlina nie wykazuje, poza wyjątkami o których będzie mowa niżej, domieszki mineralów, które mogłyby świadczyć o wpływie osadów młodszych od albskich na jej skład. Zaznaczają się jednak pewne cechy obróbki składników kwarcowych, które mogą wskazywać na przeobrażenie części zwietrzliny przez dodanie ziarn obrobionych przez wiatr.

Zwietrzlina gruzowa zawiera we wszystkich odmianach odłamki żałazionego piaskowca ze skorupy w feralitowej części profilu oraz skorupkowe zlepki czerwonej zwietrzliny ilastej, takiej jaka wypełnia szczeliny ciosowe w piaskowcu. Cechą ogólną jest też zmiana barwy tej części profilu wietrzeniowego na żółto-rdzawą, w odróżnieniu od barwy czerwono-brązowo-czarnej dominującej w części niższej. Świadczy to o przesycaeniu części górnej profilu przez bardziej uwodnione tlenki żelaza typu limonitu. Miejscami tylko są tu smugi materiału z zachowaną barwą czerwonawą.

W przekroju usytuowanym najwyżej na stoku (rys. 2 – A) około 2,5-metrowej grubości strefa gruzowa składa się z elementów grubszych o rozmiarach kilkunastu centymetrów oraz składników piaszczystych między nimi. Orientacja osi długich największych kamieni wskazuje na niewielki ruch zwietrzliny *en masse*. Charakterystyczna jest tu zawartość płaskich, wydłużonych fragmentów czarnej zwietrzliny płytowej, często ustawionych w pozycji wskazującej na ruch ku górze pod wpływem procesów wymarżania.

Zwietrzlina odznacza się zwiększonym w stosunku do niższych partii przekroju udziałem ziarn kwarcu typu RM – zaokrąglonych matowych, co wydaje się świadczyć o przeniknięciu do niej składników eolizowanych w trakcie plejstocenijskiej ewolucji profilu (tab. 1 – A 6, 7, 8).

W przekroju położonym nieco niżej na stoku wzgórza (rys. 2 – B) pokrywa zwietrzliny gruzowej ma skład bardziej skomplikowany. Jest w niej zawarta część gruzowo-piaszczysta o barwie żółto-brązowej (w skali Munsela 10 YR 8/3, 8/6) oraz część czerwona (2,5 YR 5/6, 5/8). Zwietrzlina zawierająca czerwony il zachowana jest tu wyjątkowo i tworzy niewielkie gniazdo bezpośrednio na piaskowcu zwietrzałym płytowo. Zapewne jest to resztką zwietrzliny ilastej, która powstała podczas rozwoju strefy wietrzenia feralitowego i później została zniszczona przez procesy denudacyjne. Taki sam czerwony il wypełnia szczeliny ciosowe w piaskowcu do głębokości wielu metrów.

Cechy morfoskopowe ziarn kwarcu w obrębie omawianej pokrywy są zróżnicowane. W części górnej o barwie żółto-rdzawej (tab. 1 – B 6) obecne są głównie ziarna M – stępione matowe, i niewielka, jednak większa niż w wyjściowym piaskowcu, ilość ziarn zaokrąglonych matowych, których udział jest charakterystyczny dla nałożonych powyżej pokryw osadowych.

Tabela 1

Cechy morfoskopowe składników kwarcowych i udział ziarn niekwarcowych oraz polizjarnistych odłamków piaskowca w piasku gruboziarnistym (0,8–0,5 mm) w profilu wietrzeniowym na Górze Chelmo

Morphoscopic properties of quartz constituents and content of non-quartz grains and polygrain sandstone fragments in coarse sand (0.8–0.5 mm) in the weathering profile of Mt. Chelmo

| Przekrój | Nr próbki | Poziom | Ziarna kwarcowe % | | | | | | Ziarna niekwarcowe % | Polimineralne ziarna krystaliczne | Polizjarniste odłamki piaskowca % |
|----------|-----------|---|-------------------|------|-----|------|------|---|----------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| | | | RM | EL | NU | M | 6 | 7 | | | |
| I | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | | |
| A | 1 | Pokrywa pylasta | 50,7 | 8,9 | 0,5 | 39,9 | 4,2 | | 6 | | |
| | 2 | Piaszczyste wypełnienie klina zmarzlinowego | 52,5 | 3,6 | 2,9 | 41,0 | 6,7 | + | 8 | | |
| | 3 | Pasek wypełniający brzdę | 62,2 | 6,1 | 1,2 | 30,5 | 11,8 | + | 0 | | |
| | 4 | Pasek wypełniający brzdę | 56,8 | 5,3 | 0,0 | 37,9 | 10,7 | + | 9 | | |
| | 5 | Pasek wypełniający brzdę | 55,1 | 3,9 | 1,4 | 39,6 | 9,2 | | 10 | | |
| | 6 | Zwietrzelina gruzowo-piaszczysta | 34,4 | 17,2 | 3,4 | 51,7 | 6,3 | + | 73 | | |
| | 7 | Zwietrzelina gruzowo-piaszczysta | 39,8 | 8,7 | 2,9 | 48,6 | 7,2 | | 48 | | |
| | 8 | Zwietrzelina gruzowo-piaszczysta | 34,7 | 4,0 | 1,9 | 59,4 | 4,7 | | 49 | | |
| | 9 | Zwietrzelina płytowa | 19,6 | 39,2 | 0,0 | 41,2 | 8,1 | | 52 | | |
| | 10 | Piaskowiec w strefie fersialitowej | 5,0 | 0,0 | 0,0 | 95,0 | 3,2 | | 87 | | |
| | 11 | Piaskowiec w strefie fersialitowej | 20,5 | 6,4 | 1,3 | 71,8 | 3,7 | | | | |
| | 12 | Piaskowiec | 5,7 | 0,0 | 1,2 | 93,1 | 2,2 | | | | |
| B | 1 | Pokrywa pylasta | 59,6 | 3,2 | 0,0 | 37,2 | 10,7 | + | 0 | | |
| | 2 | Pokrywa pylasta | 64,5 | 4,6 | 0,5 | 30,4 | 8,4 | + | 0 | | |
| | 3 | Piaszczyste wypełnienie klina zmarzlinowego | 60,0 | 5,0 | 0,0 | 35,0 | 6,7 | | śląd | | |
| | 4 | Piaszczyste wypełnienie klina zmarzlinowego | 66,8 | 5,7 | 0,5 | 27,0 | 8,3 | + | śląd | | |
| | 5 | Pasek wypełniający brzdę | 70,1 | 1,6 | 0,6 | 27,7 | 8,5 | + | śląd | | |
| | 6 | Zwietrzelina gruzowo-piaszczysta (żółta) | 28,6 | 7,5 | 1,5 | 62,4 | 2,9 | | 52 | | |
| | 7 | Zwietrzelina gruzowo-piaszczysta (czerwona) | 4,7 | 80,0 | 0,6 | 14,7 | 3,4 | | 59 | | |
| | 8 | Zwietrzelina gruzowo-piaszczysta (czerwona) | 11,0 | 73,8 | 0,0 | 15,2 | 2,0 | | 64 | | |
| | 9 | Zwietrzelina płytowa | 37,8 | 3,3 | 3,3 | 55,6 | 6,2 | | 85 | | |
| | 10 | Piaskowiec w strefie fersialitowej | 11,8 | 2,9 | 2,9 | 82,4 | 2,9 | | 97 | | |

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|---|---|---------------------------------|------|------|-----|------|------|---|----|
| C | 1 | Pokrywa pylasta | 52,2 | 5,1 | 0,0 | 42,7 | 10,0 | + | 6 |
| | 2 | Guzowo-piaszczysty osad stokowy | 54,9 | 6,6 | 0,5 | 38,0 | 9,4 | + | 10 |
| | 3 | Guzowo-piaszczysty osad stokowy | 4,2 | 0,0 | 0,0 | 95,8 | 0,8 | | 53 |
| | 4 | Guzowo-piaszczysty osad stokowy | 19,3 | 1,4 | 2,1 | 77,2 | 6,5 | | 29 |
| | 5 | Guzowo-piaszczysty osad stokowy | 2,5 | 0,0 | 0,0 | 97,5 | 2,5 | | 32 |
| | 6 | Guzowo-piaszczysty osad stokowy | 3,6 | 0,0 | 0,0 | 96,4 | 0,0 | | 78 |
| | 7 | Guzowo-piaszczysty osad stokowy | 3,1 | 0,0 | 3,1 | 93,8 | 3,5 | | 21 |
| D | 8 | Zwierzelina płytowa | 4,8 | 4,7 | 0,7 | 89,8 | 0,0 | | 49 |
| | 9 | Zwierzelina płytowa | 5,6 | 1,4 | 0,0 | 93,0 | 1,4 | | 88 |
| | 1 | Gлина zwalowa | 47,3 | 13,6 | 1,2 | 37,9 | 9,3 | + | 8 |
| | 2 | Osad fluwioglacjalny | 41,8 | 22,4 | 4,8 | 30,9 | 12,7 | + | 0 |
| | 3 | Osad fluwioglacjalny | 47,6 | 16,8 | 4,2 | 31,4 | 11,2 | + | 0 |

RM – ziarna zaokrąglone matowe; Fl – ziarna stopione błyszczące; NU – ziarna nieobrobione; M – ziarna pośrednie (stopione, amartowane częściowo lub całkowicie)
 RM – round mat grains; Fl – polished dull-braded grains; NU – non-abraded grains; M – medium grains

Szczególnie interesujące okazały się cechy obróbki ziarn w zwietrzelinie gruzowej o barwie czerwonej. Jest tu ogromna przewaga ziarn EL – stępionych błyszczących, typowych ziarn o obróbce wodnej. Nie ma śladów nałożenia korozji chemicznej, powodującej zmatowienie, jak to jest we wszystkich innych odmianach zwietrzałego piaskowca w opisywanym stanowisku. Wynika z tego, po pierwsze, że zwietrzenie chemiczne odpowiedzialne za utworzenie czerwonej zwietrzliny nie powodowało zmatowienia tworzących ją składników kwarcowych i po drugie, że albskie osady piaskowcowe zawierały również partie, które składały się z ziarn obrobionych przez wodę, niezmiennych przez procesy chemiczne. Być może, zostały one w całości zdenudowane, bowiem w aktualnie dostępnych odsłonięciach piaskowca takich partii się nie stwierdza i jedyny ich ślad jest w czerwonej zwietrzelinie gruzowej.

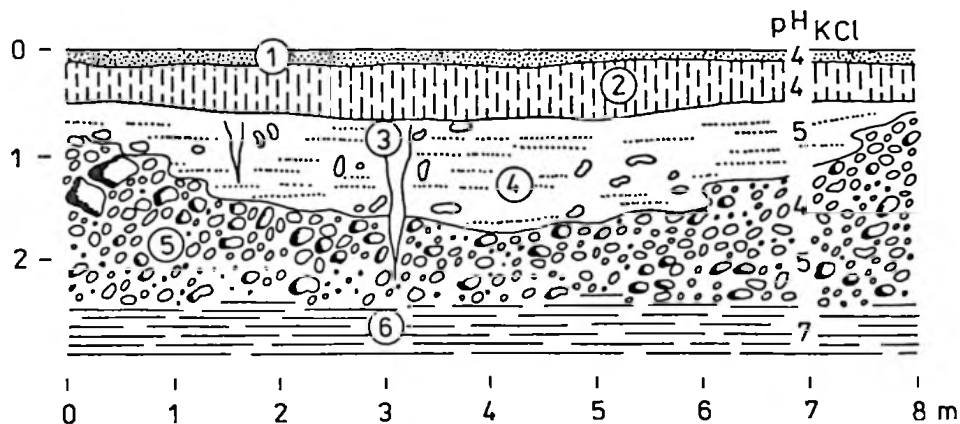
Przekrój usytuowany jeszcze niżej na stoku (rys. 2 – C) obejmuje zwietrzelinę gruzową w postaci osadu piaszczysto-kamienistego o znacznym stopniu rozsegregowania i miejscami wyraźnej strukturze warstwowej (fot. 8) podkreślonej w wielu miejscach rdzawymi fibrami żelazistymi. Zawiera ona warstwy piaszczyste równoległe do stoku, pasma głazików piaskowcowych i tkwiące bezładnie duże głązy piaskowca albskiego. W niektórych miejscach utwór przybiera charakter stokowego osadu rytmicznie warstwowanego typu *grèzes lités*. Grubość zwietrzliny przemieszczonej przez procesy stokowe z udziałem splukiwania na zboczu Góry Chelmskiej sięga 2,5 m.

Całość osadu wykazuje we frakcji 0,8–0,5 mm zmienny, ale zawsze duży, udział poliziarnistych odłamków piaskowca i nieznaczną zawartość minerałów niekwarcowych (tab. 1). Zawiera również drobne, skorupkowe zlepki czerwonej zwietrzliny ilastej oraz ciemnej barwy odłamki zażelazionego piaskowca ze skorupy żelazistej w fersjalitowej części profilu wietrzeniowego.

Obróbka materiału wskazuje na jego pochodzenie z piaskowca albskiego i brak zmian pod wpływem procesów następczych. Tylko najwyższa warstwa osadu (tab. 1 – C 2) ma cechy charakterystyczne dla utworów pokrywowych i prawdopodobnie jest częścią młodszego od gruzowych utworów stokowych piaszczystego, bruzdowego osadu splukiwaniowego, który będzie opisany niżej.

Trzeci element profilu (rys. 2 – III) obejmuje osady pokrywowe, które składają się z dwóch części – pokrywy piaszczystej i pokrywy pylastej – utworów nałożonych na miejscową zwietrzelinę piaskowca.

Pokrywa piaszczysta (rys. 2 – 8) występuje w postaci wypełnień bruzd i tworzy w przekrojach poprzecznych do stoku soczewki grubości do ponad 1 m oraz szerokości kilku metrów (rys. 3). Jest to żółty piasek z pojedynczymi kamieniami, miejscami o wyraźnym warstwowaniu laminarnym, wskazującym na wodny czynnik transportu (fot. 9). Dość liczne są w nim pasma rdzawych wytrąceń żelazistych. Kamienie wypreparowane erozyjnie na dnach bruzd mogły dostawać się do wnętrza osadu na skutek wymarzania, o czym świadczy orientacja niektórych z nich. Osad ma charakter sedymentu fluwialnego osadzonego w płytkich bruzdach erodowanych przez wody spływające epizodycznie po stoku.



Rys. 3. Utwory pokrywowe w profilu wietrzeniowym na Górze Chelmo

1 – poziom próchniczny; 2 – eoliczna pokrywa pylasta; 3 – klin zmarzlinowy wypełniony piaskiem; 4 – piasek splukiwania w bruzdzie erozyjnej; 5 – zwietrzelnia gruzowa; 6 – zwietrzelnia płytowa

Cover deposits in the weathering profile in Mt. Chelmo

1 – organic horizon; 2 – aeolian dusty cover; 3 – frost wedge filled with sand; 4 – sand due to rill wash in the erosional furrow; 5 – debris alterite; 6 – sheet alterite

We frakcji piaszczystej osadu jest bardzo mało zlepeków polizarnistych pochodzących z piaskowca albskiego. Monoziarniste kwarcy są "czyste" pozabawione otoczek żelazistych i mają cechy morfoskopowe wskazujące na wysoką obróbkę eoliczną całości materiału (tab. 1 – A 3, 4, 5, B 5). Około 55–70% stanowią we frakcji grubego piasku typowe ziarna eoliczne – zaokrąglone matowe, zaś tylko kilka procent ziarna stępione błyszczące i nieobrobione. Matowość wyraźnie wiąże się z dużym zaokrągleniem ziarn, co odróżnia osad bruzdowy od piaskowca i jego zwietrzliny, w których zmatowienie dotyczy w większości ziarn nie zaokrąglonych lecz tylko stępionych.

Pokrywa piaszczysta odznacza się stosunkowo dużą zawartością (w badanej morfoskopowo frakcji 0,5–0,8 mm) składników niekwarcowych. Ich udział wynosi tu 8–12% i we wszystkich utworach starszych jest mniejszy. W pokrywie stwierdza się ponadto obecność składników krystalicznych polimineralnych, które wydają się wskazywać na obcość jej w stosunku do miejscowego podłoża mezozoicznego. Zarówno pod tym względem jak i co do cech obróbki składników piaszczysty osad bruzdowy wykazuje odmienność od utworów starszych, natomiast podobieństwo do młodszej pokrywy pylastej oraz utworów pochodzenia glacialnego w otoczeniu wzgórza (tab. 1 – D 1, 2, 3).

Od stropu pokrywy piaszczystej rozwinięte są peryglacialne zmarzlinowe struktury szczelinowe (rys. 2 – 9, rys. 3 – 3). Są to niewielkie kliny rozcinające osad bruzdowy i wchodzące do stropu pokrywy gruzowej. Wypełnione są piaskiem o tych samych cechach obróbki i mineralogicznych, co pokrywa piaszczysta (tab. 1 – A 2, B 3, 4) i mają charakter klinów zmarzlinowych z pierwotnym wypełnieniem nielodowym (fot. 10).

Pokrywa pylasta powleka cienką warstwą całą powierzchnię wzgórza i zrównania podstokowego. Jej grubość osiąga 120 cm, ale najczęściej wynosi 50–70 cm (fot. 7, 10). Osad nie wykazuje warstwowania, ma barwę jednolicie szarobezową (w skali Munsela 10YR 7/3) i składa się w 75–85% z pyłu. Zawiera także nieco piasku oraz pojedyncze kamienie. Analiza morfoskopowa (tab. 1 – A 1, B 1, 2, C 1) wskazuje na obróbkę eoliczną składników piaszczystych osadu, a pylastość i ciągłość topograficzna pokrywy na jej lessowy charakter. Osad wykazuje również znamiennej strukturę mikroagregatową, charakterystyczną dla lessu (zlepki sklejone substancją koloidalną) oraz obecność fragmentów roślinnych i humusu rozproszonego w masie osadu. Obecność grubych składników można wytłumaczyć ich wymarzeniem z kamienistego podłoża lub domieszczeniem materiału stokowego. Pod względem składu mineralicznego pokrywa odznacza się powinowactwem z niżej leżącym osadem bruzdowym oraz z utworami glacialnymi otaczającego obszaru. Zawiera we frakcji piasku grubego stosunkowo dużo składników niekwarcowych oraz ziarna polimineralne pochodzące ze skał krystalicznych, których nie ma w piaskowcu albskim i w wietrzeniowych utworach pochodnych.

Pokrywa pylasta zwieńczona jest ciekim poziomem próchnicznym gleby współczesnej.

PALEOŚRODOWISKO I ETAPY KSZTAŁTOWANIA PROFILU

Najstarsza część profilu (rys. 2 – I) kształtowana była przez trzeciorzędowe procesy wietrzeniowe. Czerwona barwa zwietrzliny, ilaste produkty, obecność żelazistego pancerza i wielometrowa grubość strefy oddziaływania procesów chemicznych świadczą o długotrwałym działaniu wietrzenia w warunkach klimatu ciepłego, okresowo suchego. Klimat taki na terenie Polski występował w górnym trzeciorzędzie – neogenie.

Dane paleobotaniczne wskazują, że neogen na obszarze Polski odznaczał się klimatem umiarkowanym ciepłym, początkowo z okresami na przemian wilgotnymi i suchymi o cechach podzwrotnikowych, później coraz suchszym i chłodniejszym (S t u c h l i k 1980, 1987; G i l e w s k a 1987, 1991)

Według B a k k e r a (1967) pokrywy zwietrzelinowe czerwonożółte, takie jak na Górze Chełmo, zawierające 4–8% itu złożonego w 80% z illitu, 5–10% z montmorylonitu i 5–10% z kaolinitu powstają w klimacie subtropikalnym z okresami wilgotnymi i suchymi. W okresach wilgotnych zachodzi intensywne hydroliza minerałów, zaś w suchych, przy wysokiej temperaturze wytrącają się niskouwodnione tlenki żelaza o barwie czerwonej. W wypadku Góry Chełmo okresy suchości mogły też być przyczyną formowania się blisko powierzchni skorupy żelazistej, której szczątki przetrwały do dziś, chociaż górna część fersialitowej strefy wietrzeniowej uległa przekształceniu w strefę gruzową w plejstocenie.

Starsze od neogenu okresy trzeciorzędu można wyłączyć z rozważań dotyczących Góry Chelmo, bowiem wzmożona aktywność tektoniczna podczas fazy staryjskiej (środkowy miocen) spowodowała aktywizację pionowych ruchów, odmłodzenie rzeźby w całym pasie wyżyn południowopolskich i intensywną erozję pokryw wietrzeniowych, aż do odsłonięcia skał litych (L e w a n d o w - s k i 1996; L i s z k o w s k i 1996). Nowe pokrywy zwietrzelinowe mogły utworzyć się później, w czasie uspokojenia ruchów tektonicznych i formowania plioceńskiej powierzchni zrównania.

Wypreparowanie wzgórza Chelmo jako ostańca denudacyjnego i utworzenie zrównania w jego otoczeniu należy więc wiązać z plioceńską fazą denudacji i temu też okresowi przypisać ukształtowanie fersialitowej strefy wietrzeniowej, takiej samej na zboczach góry jak na powierzchni zrównania podstokowego. Kształtowanie mogło odbywać się w bardzo długim czasie, bowiem trwanie pliocenu ocenia się na około 6 milionów lat. Być może, rozwój przedłużył się na wczesny, nieglacialny plejstocen o klimacie jeszcze stosunkowo łagodnym.

W miarę ochładzania się klimatu następowała plejstocenijska ewolucja profilu. Rozpoczęło się niszczenie górnej części fersialitowej strefy wietrzeniowej i przekształcanie jej przez procesy intensywnego wietrzenia fizycznego. Powstała strefa zwietrzliny płytowej, która jest roztraskaną mechanicznie, lecz pozostałą na miejscu zwietrzeliną fersialitową, i następnie zwietrzelina gruzowa, o cechach silnego przekształcenia w środowisku klimatu chłodnego (rys. 2 – II).

Nie ma pewności, że zwietrzenie płytowe powstało już w plejstocenijskim klimacie chłodnym. Nie jest wykluczone, że odpowiedzialne za nie są procesy wietrzenia termicznego w warunkach suchego i ciepłego klimatu panującego pod koniec trzeciorzędu, zachodzące subsynchronicznie z tworzeniem się skorupy żelazistej. Odnosi się jednak wrażenie, że zwietrzenie płytowe jest na tę skorupę nałożone i powstało po jej utworzeniu, być może w dolnej partii strefy wietrzenia mrozowego, na skutek rozwoju soczewek lodu zmarzlinowego.

Zimny klimat plejstocenu powodował wietrzenie mechaniczne, głównie mrozowe oraz intensywne procesy przemieszczania zboczowego zwietrzliny gruzowej. Niska temperatura i duże uwilgotnienie gruntu wywołały obniżenie tempa i zmianę procesów chemicznych. Zwietrzelina przybrała charakter sialitowej i nabyła barwy żółto-brązowo-rdzawej, pochodzącej od wysokouwodnionych tlenków żelaza. Zwietrzały materiał podlegał różnorodnemu transportowi zboczowemu i był odtransportowywany niejednokrotnie daleko od źródła. Gruboklastyczne składniki pochodzące ze stoków znajdujące się często w peryglacialnych osadach dolin obszaru wyżyn środkowopolskich (L i n d n e r 1977). Odprowadzanie drobniejszych składników zwietrzliny ze stoków powodowało powstawanie gołoborzy – gładzowisk zboczowych, charakterystycznych dla średniogórzy europejskich (K l a t k a 1962). Zanotowano je także obnażone na aktualnej powierzchni w rejonie przedborskim (M a n i k o w s k a , L a s k o w s k i 1998).

Zlodowacenia południowopolskie i środkowopolskie objęły obszar, do którego należy Góra Chelmo. Skandynawskie glazy narzutowe oraz mały płat gliny zwałowej leżą na zrównaniu stokowym u podnóża góry, brak jednak osadów glacialnych na powierzchni szczytowej wzgórza. Uważa się, że stopa lądolodu w rejonie północno-zachodniego przedpoła Gór Świętokrzyskich podczas zlodowacenia środkowopolskiego znajdowała się na wysokości 300–330 m n.p.m. (L i n d n e r 1971; K o s m o w s k a - S u f f e z y ń s k a 1972), można więc sądzić, że w tym czasie Góra Chelmo o wysokości około 320 m, była przykryta tylko cienką powłoką lodową lub otoczona górującym nad nią lądolodem i stanowiła wklęsły nunatak.

W osadach pokrywowych na stoku wzgórza zaznacza się we frakcji piaszczystej wzrost zawartości składników niekwarcowych, również polimineralnych odlamków skał krystalicznych, co wydaje się wskazywać na dopływ do nich materiału pochodzenia glacialnego. Źródłem mogły być cienkie płyty sedymentów glacialnych na powierzchni góry, później rozmyte całkowicie, lub też osady plejstocenyjskie w otoczeniu wzgórza rozwiewane przez silne wiatry.

Bliższe określenie w czasie przebiegu wietrzenia gruzowego na Górze Chelmo nie jest możliwe. Brak, jak dotąd, podstaw dla rozpoznania w zwiętrzelinie wieloetapowego biegu zlodowaceń i wpływu zmienności klimatycznej glacialno-interglacialnej.

Najmłodsze elementy profilu – piaszczysty osad bruzdowy ze zmarzlinowymi strukturami szczelinowymi w stropie oraz pokrywa pylasta (rys. 2 – III) są utworami odpowiadającymi najprawdopodobniej chłodnej fazie w okresie ostatniego zlodowacenia.

Spływ wody po stoku zbudowanym z porowatej zwiętrzeliny gruzowej możliwy był, kiedy była ona spojona lodem gruntowym. Wieloletnia zmarzlina stanowiła nieprzepuszczalne podłoże, po którym spływała woda roztopowa i deszczowa. Erodowała ona płytkie bruzdy, w których osadzała wyselekcjonowany, piaszczysty materiał, uprzednio silnie obrobiony przez wiatr. Powierzchnia rozczłonkowywana była przez szczeliny kontrakcji termicznej wypełniające się stopniowo piaskiem nawiewanym z otoczenia.

Ten zespół zjawisk świadczy o bardzo surowych, arktycznych warunkach klimatycznych i braku pokrywy roślinnej. Odpowiada on zjawiskom datowanym w regionie łódzkim na plenivistulian górny (21–15 ka BP), będących wyrazem maksimum zimna vistuliańskiego (G o ź d z i k 1995; M a n i k o w s k a 1995a). Szczególnie wymowna jest wysoka colizacja bruzdowego osadu piaszczystego. Taka wysoka obróbka eoliczna stwierdzana jest we wszystkich fluwialnych osadach plenivistulianu górnego w regionie łódzkim. Dorównuje ona obróbce eolicznej osadów wydmych na obszarze Polski środkowej (M a n i k o w s k a 1995b).

Pokrywa pylasta jest cienką powłoką pyłu nawianego i osadzonego na całej powierzchni, wzbogaconego w grubszy materiał miejscowy. Pył osadzał się na powierzchni pokrytej niskorosłą roślinnością tundrową i ma charakter pokrywy

lessowej. Tundrowa roślinność wkroczyła na obszar wzgórza uprzednio pozbawiony roślinności, co umożliwiało silną obróbkę eoliczną piaszczystego materiału powierzchniowego. Pojawienie się roślinności tundrowej nastąpiło na skutek pewnego złagodzenia warunków klimatycznych i może być uważane za początek późnego vistulianu. W bliższych okolicach Łodzi pierwsza faza późnego vistulianu reprezentowana jest przez osad piaszczysty z warstwami pylastymi, datowany na 15–12 ka BP (M a n i k o w s k a 1985, 1991), który może odpowiadać pokrywie pylastej na Górze Chelmo.

Przy omawianiu profilu wietrzeniowego nie można nie odnieść się do zagadnień gleboznawczych. Gleby na obszarze południowego i zachodniego stoku Góry Chelmo, a więc tym, na którym są opisane wyżej odsłonięcia, zostały określone jako brunatne, miejscami wylugowane i zbielicowane, szkieletowe (O l a c z e k 1972, według: Z r o b e k 1968). Na Mapie Gleb Polski w skali 1 : 300 000 (red. M. Kwinichidze, A. Musierowicz, M. Strzemski) Górę Chelmo zaznaczono sygnaturą rędzin, a w jej otoczeniu gleby bielcowe wytworzone z utworów pyłowych wodnego pochodzenia. Większość tych określeń nie odpowiada rzeczywistości. Gleby wytworzone na piaskowcu nie są oczywiście rędzinami, a ich zaznaczenie na całej powierzchni góry wynika zapewne z generalizacji wymuszonej skalą mapy. Rędzina brunatna może występować tylko u podnóża stoku północnego wzgórza, gdzie przy powierzchni ukazują się wapienie kimerydu.

Gleby na piaskowcu albskim mają profil (do głębokości 1,5 m od powierzchni) składający się ze zwietrzliny gruzowej oraz nałożonej miejscami pokrywy piaszczystej i ciągłej pokrywy pylastej. Są więc rozwinięte na niejednorodnej co do składu i genezy skale macierzystej. Nigdzie nie można stwierdzić śladów bielcowania. Barwa cienkiej pokrywy pylastej, jaśniejsza w stosunku do podłoża, i jej kwaśny odczyn (rys. 3) mogły w dawnych ocenach zostać poczytane za wynik bielcowania. Aktualnie nie ma jednak wątpliwości, że pokrywa stanowi sedyment eoliczny i nie ma nic wspólnego z wodnym pochodzeniem. Nie zaznacza się w niej formowanie żadnego, poza próchnicznym, genetycznego poziomu glebowego. Brak w pile oznak rozwoju glebowego poziomu B i nie można mówić o jego zbrunatnieniu. Powstał jedynie cienki poziom próchniczny, który miejscami został antropogenicznie wzbogacony w substancję organiczną (na spłaszczeniu w obrębie grodziska). Pod pokrywą pylastą piasek lub piaszczysta zwietrzlina gruzowa wykazuje smugi nacieków żelazistych (fibry żelaziste), które mają charakter reliktowy i związane są z dawnym środowiskiem peryglacjalnym.

Z przedstawionych rozważań wynika, że w rozwoju pokrywy glebowej Góry Chelmo ogromną rolę odegrały dawne procesy geologiczne i wietrzeniowe, a udział najmłodszych, holocenijskich procesów glebotwórczych ograniczył się tylko do nagromadzenia niewielkiej ilości próchnicy. Cały głęboki profil jest utworem geologiczno-paleopedologicznym i nie sposób zakwalifikować go do którejś z jednostek genetycznych obowiązujących w Systematyce Gleb Polski.

LITERATURA

- Bakker J., 1967 – Weathering on granites in different climates particularly in Europe. Cong. Coll. Un. Liege (za: Klimaszewski M. - Geomorfologia. PWN, Warszawa, 1978).
- Bednarek R., Prusinkiewicz Z., 1990 – Geografia gleb. PWN, Warszawa: 294s.
- Caillieux A., Tricart J., 1959 – Initiation à l'étude des sables et des galets. Paris: 376s.
- Gilewska S., 1987 – The Tertiary environment of Poland. *Geogr. Pol.*, 53: 19-41.
- Gilewska S., 1991 – Rozwój środowiska Polski w trzeciorzędzie. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko Przyrodnicze. PWN, Warszawa: 37-65.
- Gózdziak J. S., 1995 – Vistulian sediments in the Belchatów open cast mine, Central Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 13-26.
- Kamińska J., 1958 – Grodzisko wyżynne w Chełmie, powiat Radomsko. *Pr i Mater. Muzeum Archeol. i Etnogr. w Łodzi, Ser. Arch.*, 3: 127-140.
- Klarka T., 1962 – Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich (Champs de pierres de Łysogóry, origine et âge). *Acta Geogr. Lodz.*, 12: 124s.
- Kosmowska-Suffczyńska D., 1972 – Z badań nad zasięgiem zlodowacenia środkowopolskiego w Górach Świętokrzyskich, Pasma jeleniowskie – Dolina Kamiennej (The extent of the Middle Poland Glaciation in Holy Cross Mts – South Poland). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42, 1: 93-104.
- Kwapisz B., 1983 – Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej 1 : 50 000, ark. Przedbórz. Inst. Geol., Warszawa: 67s.
- Lewandowski J., 1996 – Główne czynniki neogeńskiej i czwartorzędowej ewolucji morfogenetycznej regionu śląsko-krakowskiego (The main factors of Neogene and Quaternary morphogenetic evolution of the Silesian-Cracow region – S Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 131-148.
- Lindner L., 1971 – Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (Pleistocene stratigraphy and paleogeomorphology of the north-western margin of the Holy Cross Mountains, Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 35: 1-113.
- Lindner L., 1977 – Zlodowacenia plejstocenyjskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich (Pleistocene glaciations in the western part of the Holy Cross Mountains – Central Poland). *Stud. Geol. Pol.*, 53: 143s.
- Liszkowski J., 1996 – Poligeneza rzeźby obszarów wyżynnych Polski w świetle analizy reliktowych pokryw wietrzeniowych (The succession of climates and energetics of erosion processes during the Tertiary based on studies of palaeoalterite formations from the South Polish Uplands). *Acta Geogr. Lodz.*, 71: 165-179.
- Manikowska B., 1985 – O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydym Polski środkowej (On the fossil soils, stratigraphy and lithology of dunes in Central Poland). *Acta Geogr. Lodz.*, 52: 137s.
- Manikowska B., 1991 – Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula Valley near Wyszogród, Central Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39: 137-148.
- Manikowska B., 1995a – The apogee of Vistulian cold in the periglacial area of Central Poland, geological records. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 55-63.
- Manikowska B., 1995b – Acolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20-8 ka BP. *Biał. Perygl.*, 34: 125-165.
- Manikowska B., Laskowski S., 1998 – Gleby. W: Z. Wnuk (red.) Przedborski Park Krajobrazowy - Zespół Nadpilicznych Parków Krajobrazowych: 24-33.
- Olażek R., 1972 – Roślinność rezerwatu "Góra Chełmo" w powiecie radomszczańskim (Vegetation of forest reserve "Góra Chełmo" in Central Poland). *Zesz. Nauk. Univ. Łódz., Nauki Mat.-Przyr.*, A. 51: 65-92.
- Ollier C., Pain C., 1996 – Regolith, silts and landforms. J. Wiley, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore: 316p.

- P o ż a r y s k i W., 1971 – Tektonika elewacji radomskowskiej (The tectonics of the Radomsko elevation). *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 41, 1: 169-179.
- S t u c h l i k L., 1980 – Chronostratygrafia neogenu Polski południowej (północna część Paratetydy centralnej) na podstawie badań paleobotanicznych. (Chronostratigraphy of the Neogene in southern Poland (northern part of the Central Paratethys) on the basis of paleobotanical studies). *Przeegl. Geol.*, 8: 443-448.
- S t u c h l i k L., 1987 – Przegląd badań paleobotanicznych osadów pliocenjskich i wczesno-plejstocenyjskich Polski środkowej i południowej. W: A. Jahn, S. Dyjor (red.) Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 53-63.
- T o k a r s k i A., 1958 – O typach struktur wału matakarpackiego (Notes on Structure types in the Meta-Carpathion Arch). *Kwart. Geol.*, 2, 4: 807-824.
- W ą g r o w s k i A., 1987 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000. ark. Rzeźowice. Inst. Geol., Warszawa: 66s.



fol. B. Manikowska, 2000

Fot. 1. Góra Chelmo od strony wschodniej; widoczna uwarunkowana strukturalnie asymetria zboczy

Mt. Chelmo from the east; note structurally controlled asymmetry of the slopes



fol. B. Manikowska, 2000

Fot. 2. Kamieniołom na stoku południowym Góry Chelmo

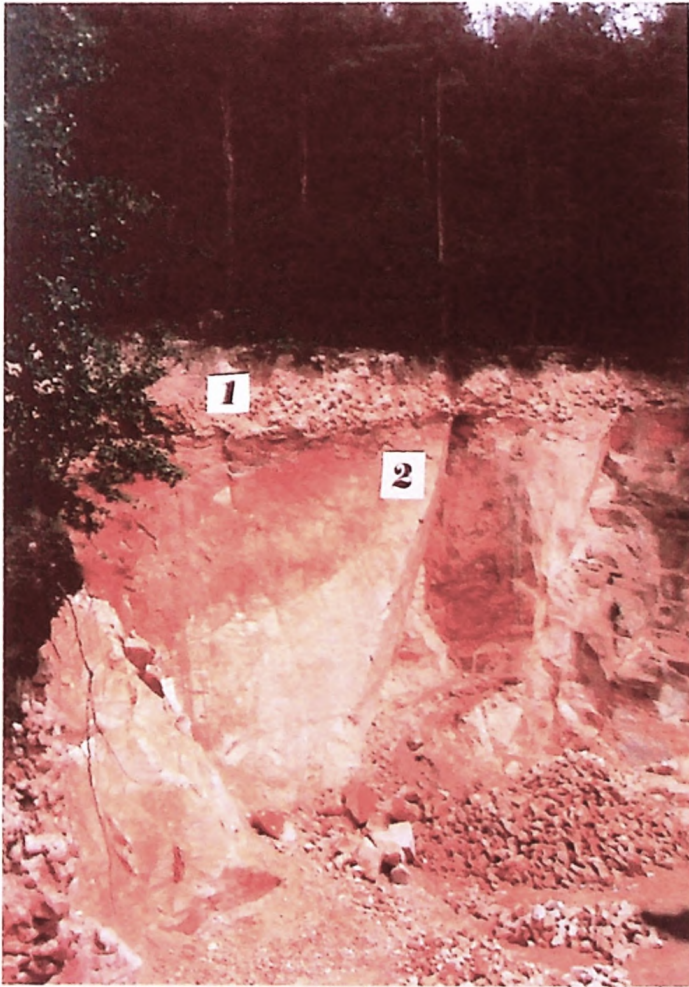
Quarry on the southern slope of Mt. Chelmo



fol. B. Manikowska, 2000

Fot. 3. Głazy erraticzne na zrównaniu podstokowym Góry Chelmo

Erratic blocks on the subsurface planation of Mt. Chelmo



fol. B. Manikowska, 1999

Fot. 4. Profil wietrzeniowy na Górze Chełmo

1 – strefa gruzowa z utworami pokrywowymi; 2 – strefa fersalitowa ze skorupa żelazistą w stropie

Weathering profile in Mt. Chełmo

1 – debris zone with cover deposits; 2 – ferruginous zone with ferriterite at the top



fol. B. Manikowska, 1999

Fot. 5. Czerwony il zwietrzelinowy złuszczonej na ścianie szczeliny ciosowej

Red weathering clay peeled on the wall of the joint fissure



fol. B. Manikowska, 1999

Fot. 6. Profil wietrzeniowy na stoku Góry Chelmo; widoczne zagięcia (kosi) szczelin ciosowych w obrębie strefy zwierzalnej płytowo

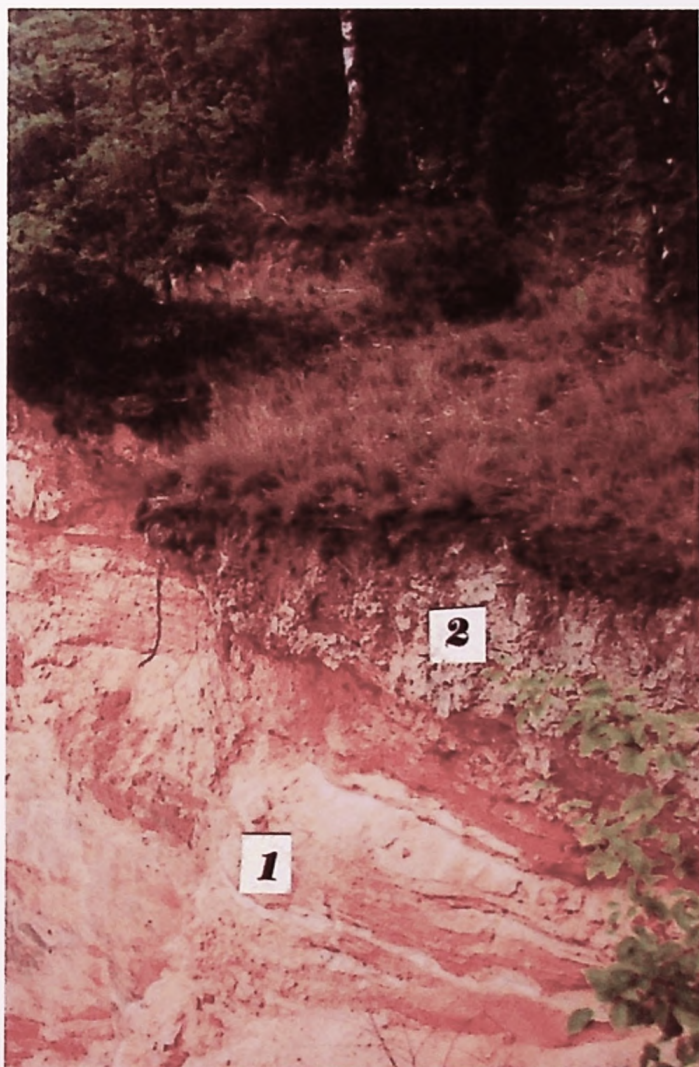
Weathering profile on the slope of Mt. Chelmo; note curvatures of the joint fissures within a zone of sheet weathering



fol. B. Manikowska, 2000

Fot. 7. Strefa zwietrzliny gruzowej (1) na zwietrzelinie płytowej (2) w profilu wietrzeniowym Góry Chelmo; widoczne stępienie gruboziarnistych składników zwietrzliny gruzowej

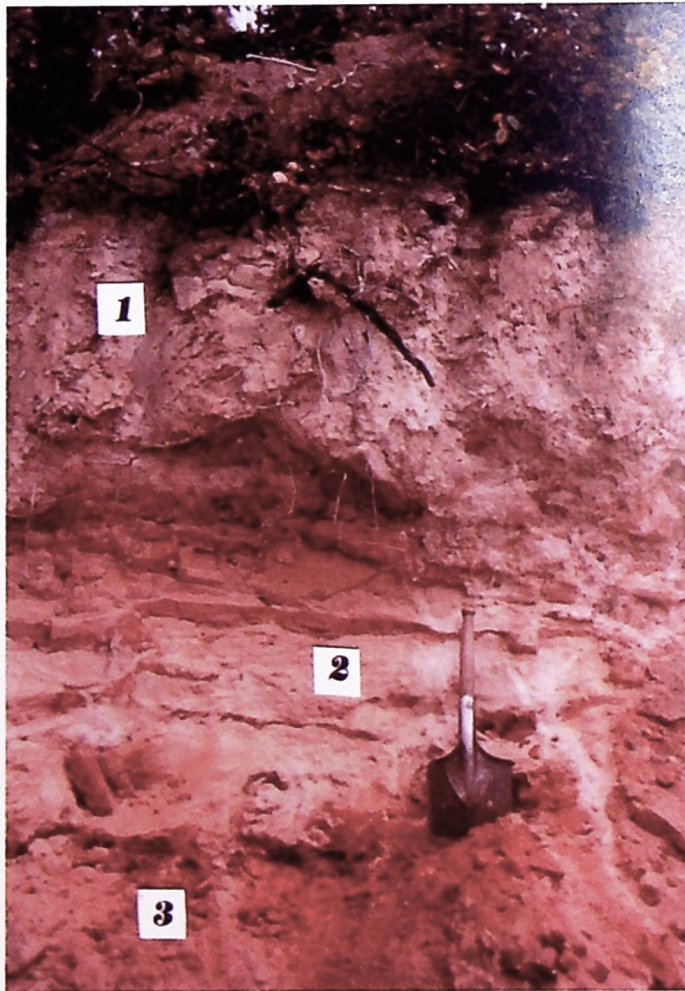
Zone of debris alterite (1) over sheet alterite (2) in the weathering profile of Mt. Chelmo; note dullness of coarse components of debris alterite



fat. B. Manikowska, 1999

Fot. 8. Zwietrzelina gruzowa warstwowana na stoku Góry Chelmo (1) z nałożoną pokrywą pylastą (2)

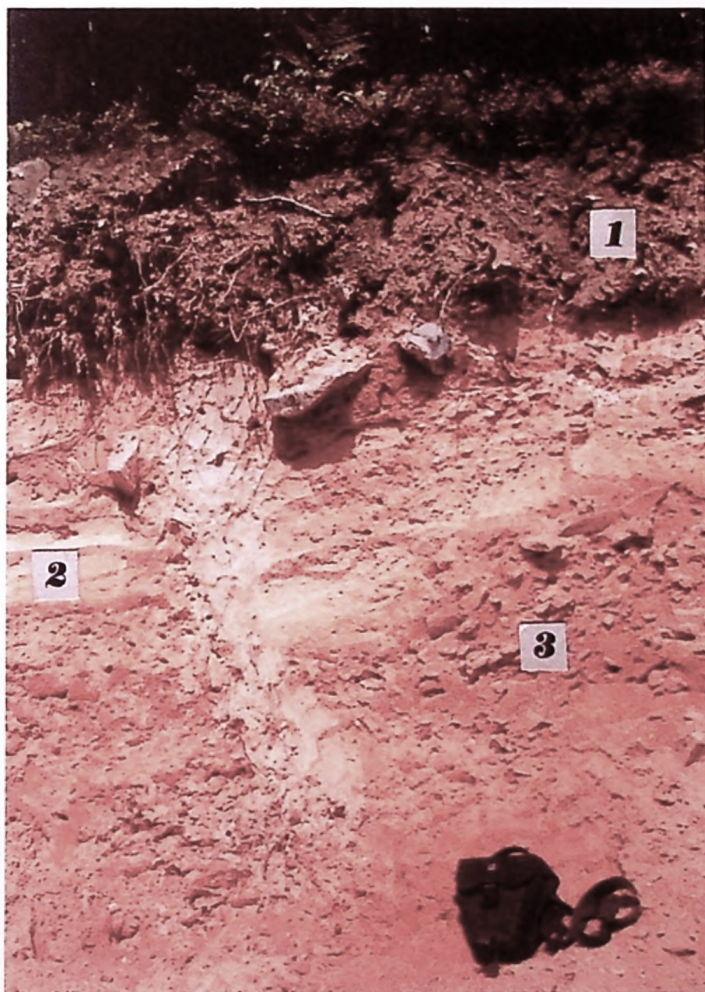
Bedded debris alterite on the slope of Mt. Chelmo (1) overlain by dusty cover (2)



fol. B. Manikowska, 2000

Fot. 9. Przykryty pyłem (1) piaszczysty osad splukiwania (2) w bruzdzie wyciętej gruzowej (3) na stoku Góry Chelmo

Sandy wash deposit (2) covered with dust (1) in the furrow cut in debris alterite (3) on the slope of Mt. Chelmo



fol. B. Manikowska, 2000

Fot. 10. Klin zmarzlinowy pod pokrywą pylastą (1) rozcinający osad bruzdowy (2) i zwietrzelinę gruzową (3)

Frost wedge cast beneath dust cover (1) cutting furrow deposit (2) and debris alterite (3)

Barbara Manikowska

TERTIARY AND PLEISTOCENE ELEMENTS OF THE WEATHERING PROFILE OF MT. CHEŁMO NEAR PRZEDBÓRZ

SUMMARY

A b s t r a c t. The weathering profile on the southern slope of the Mt. Chełmo is presented. Mt. Chełmo is an inselberg-like form manifested as an isolated hill within the Kodrąb elevation, the Szczecin-Łódź-Miechów synclinorium. In the profile, formed in Albian sandstone, the following parts have been distinguished: the ferrisialitic part with the ferricrete that is weathered into sheets at the top, the debris part revealing features of downslope displacement, till the formation of bedded slope deposits, and finally the cover part involving wash deposit and dusty aeolian cover.

Processes of intense chemical weathering in a warm climate with alternating wet and dry periods, and afterwards largely mechanical weathering in a cold climate have been recorded. The former has been attributed to the Pliocene period of planation and weathering, the latter dates back to the Pleistocene. The accumulation of cover deposits took place during the maximum and the decline of the last glaciation.

Mt. Chełmo is located in the south of the Łódź District, in the region termed Wzgórza Radomszczańskie. Geologically, it belongs to the Radomsko elevation which is a part of the Szczecin-Łódź-Miechów synclinorium. The hill (323 m) is an isolated inselberg-like form formed of Albian sandstones. It is surrounded by the Tertiary planation surface, accompanied on the outside by glacial accumulation plains. The weathering profile that exposed at the quarry on the southern slope of the hill has been studied.

The lowermost deep part of the profile reveals features of chemical weathering of the ferrisialitic type. This is expressed by the precipitations of iron oxides, brown and red in colour, at depths of up to 10 m, by the presence of red clayey products in the joint fissures of sandstone and in the pits on their surface, and by the formation of black ferricrete at the top.

In the second part of the profile, intense mechanical weathering is noticeable. In the upper part of the ferrisialitic zone, the sheet alterite, remaining in situ, developed, while upward the debris alterite originated which shows an intense downslope displacement. In the sheet alterite, one may observe only a faint movement expressed as curvatures of preserved joint fissures. The debris alterite displays symptoms of the mass movement or the transport selecting material into bedded slope deposits. It has a nature of sialitic alterite, and is yellow and brown in colour.

The third part of the profile, above the debris alterite, consists of cover deposits. The sandy cover infills small furrows on the slope, whereas the dusty cover coats the entire surface with a thin layer. The sand is a fluvial deposit, while the dust has an aeolian origin. At the top of the sand, frost wedges are developed.

Morphoscopic studies of quartz components indicate the specific properties of physical and chemical abrasion of Albian sandstone, the lack of a ferrisialitic chemical weathering influence

and the intensification of aeolian properties in the upper parts of the profile. It has been also noted that the content of non-quartz particles increases upwards which may suggest a supply of glacial material in younger stages of the profile evolution.

The ferrisialitic part together with ferricrete is the Tertiary element of the profile. One should attribute this with conditions of a warm climate, with alternating wet and dry periods. It developed possibly during the formation of the Pliocene planation surface.

The debris part of the profile originated in the Pleistocene, largely under frost weathering conditions, however more precise determination of the course of the processes in particular glacial periods is impossible. The youngest element, viz. the sandy cover with frost wedges and the dusty cover, was probably formed during the maximum and the decline of the last glaciation.

Małgorzata Roman

Katolicki Uniwersytet Lubelski

Lódź

Stanisław Lisicki

Zakład Geologii Geozastępczości

Warszawa

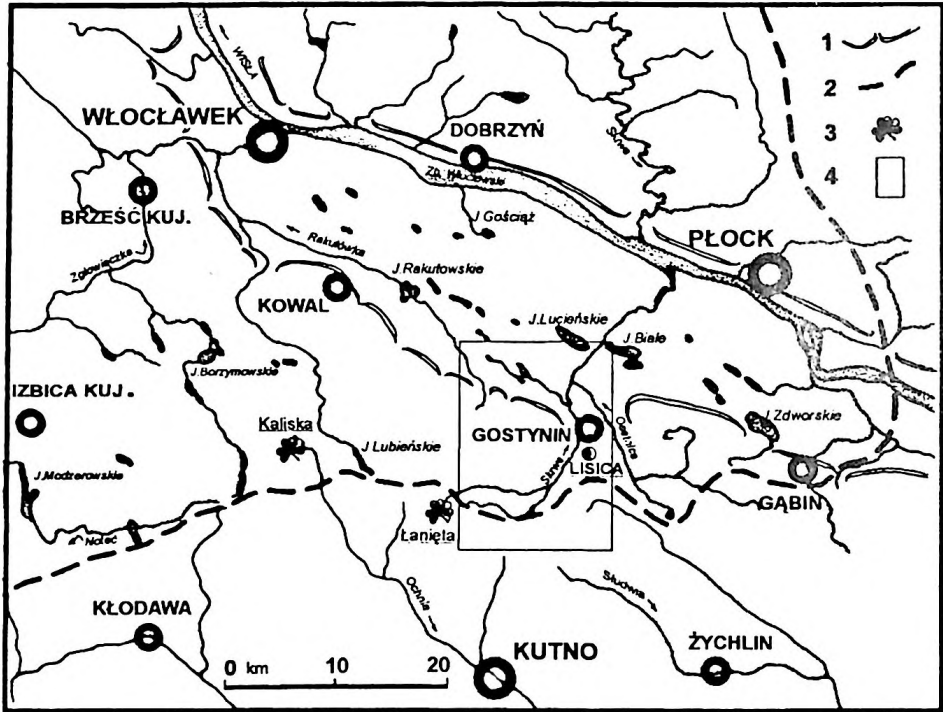
STRATYGRAFIA OKOLIC GOSTYNINA W ASPEKCIE BADAŃ OSADÓW GLACIGENICZNYCH Z LISICY

ZARYS TREŚCI

Zestawiono wyniki badań geologicznych prowadzonych w odsłonięciu Lisica znajdującym się w strefie marginalnej zasięgu lądolodu wisły. Wydzielono trzy poziomy glin lodowcowych reprezentujących odrębne nasunięcia lądolodu. Wiek i ranga tych nasunięć nadal są przedmiotem dyskusji.

WPROWADZENIE

Dawne wyrobisko cegielni Lisica koło Gostynina znajduje się na południowym obrzeżeniu Kotliny Płockiej, tuż na zapleczu maksymalnego zasięgu lądolodu wisły (rys. 1, 2). Takie położenie oraz fakt występowania w Lisicy kilku horyzontów glin lodowcowych było powodem, że odsłonięcie to budziło zainteresowania geologów prowadzących prace kartograficzne (S k o m p s k i, K a w e c k a 1962; S k o m p s k i 1970; R o m a n 1999b) oraz zajmujących się badaniem cech osadów morenowych (K l a t k o w a 1992; C z u b l a 1999). Znamionym dla tego rejonu zagadnieniem jest ustalenie ilości oraz wieku transgresji, a także zasięgu lądolodu ostatniego zlodowacenia. O „wielkiej oscylacji” w Kotlinie Płockiej pisał L e n c e w i c z (1927), a za transgresją lodowca sięgającego po okolice Gąbina i Gostynina miały przemawiać: obecność jezior rynnowych oraz świeżość form lodowcowych (L e n c e w i c z 1927, 1936). Koncepcja zlodowacenia dolinowego w Kotlinie Płockiej przetrwała aż do opublikowania prac Ł y c z e w s k i e j (1960) i M o j s k i e g o (1966). W rejonie Gostynina brak jest form czołowo-morenowych, jednak różnice w morfologii i typie osadów na północ i południe od linii Gostynin–Gąbin sprawiły, że większość badaczy tędy prowadzi granicę zasięgu ostatniego lądolodu (R u t k o w s k i 1916; W o l d s t e d t 1932, 1935;



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań

1 – granica Kotliny Płockiej; 2 – linia maksymalnego zasięgu lądolodu wisty; 3 – stanowiska flory eemskiej; 4 – obszar objęty szkicem geomorfologicznym.

Location map of the study area

1 – boundary of the Plock Basin; 2 – the maximum extent line of the Vistulian Glaciation; 3 – sites with fossil flora ascribed to the Eemian Interglacial; 4 – range of the geomorphological sketch

Galon 1957; Galon, Roszkówna 1967), mniej więcej zgodną z zasięgiem wyznaczonym przez Majdanowskiego (1948) po południowej granicy występowania jezior rynnowych. Dopiero Skompski (1969) i Baraniecka (1965, 1989, 1993), uwzględniając kryteria geologiczne, uściślają przebieg zasięgu lobu płockiego w tym rejonie. Na ogół przyjmowano, że lądolód wisty jednokrotnie wkroczył na obszar południowej części Kotliny Płockiej pozostawiając glinę, której przynależność do ostatniego zlodowacenia udokumentowano w Kaliskiej (Baraniecka 1965; Janczyk-Kopikowa 1965). Rozbieżne stanowiska zajmowano co do wieku tej transgresji. Opowiadano się za przekraczającym zasięgiem, w obrębie lobu płockiego, lądolodu fazy poznańskiej w stosunku do fazy leszczyńskiej (Mojski 1969; Skompski 1969; Kozarski 1986) lub uznawano lob płocki (koniński) za związany z fazą leszczyńską (Różycki 1961, 1972, rys. 48; Baraniecka

1989, 1993). W rejonie Dobrzyń S k o m p s k i (1969) wyróżnił dwa epizody glacialne odpowiadające subfazom gąbińskiej i płockiej w obrębie fazy poznańskiej. M a r k s (1988, 1991) rozważał możliwość wkroczenia lądolodów stadiałów torunia i świecia (odpowiednio W2 i W3) aż po rejon północnej części Kotliny Płockiej.

Niniejszy artykuł jest zestawieniem badań prowadzonych w odsłonięciu Lisica, których wyniki mogłyby posłużyć ustaleniom stratygraficznym czy wnioskom paleogeograficznym. Podstawą prezentowanych wyników są materiały badawcze zebrane w terenie w trakcie kartowania geologicznego i geomorfologicznego w latach 1996–1999. Prace te prowadzono w ramach badań statutowych Katedry Badań Czwartorzędu UŁ oraz opracowywania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000 arkusz Gostynin.

Dotyychczasowy zakres badań osadów w Lisicy obejmował: analizę litologiczną i badania ułożenia dłuższej osi klastów w glinach (S k o m p s k i 1969; K l a t k o w a 1992), datowania wieku metodą termoluminescencyjną (K l a t k o w a 1993), analizę litofacjalną i analizę kopalnych struktur peryglacialnych (R o m a n 1998, 1999a) oraz uproszczoną analizę składu petrograficznego żwirów frakcji >20 mm z glin lodowcowych z wydzieleniem erratyków przewodnich (C z u b l a 1999). W 2000 roku w Państwowym Instytucie Geologicznym w Warszawie została przeprowadzona analiza wyników badań petrograficznych drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych, wykonanych przez B. Gronkowską-Krystek w firmie Petrogeo.

BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC LISICY

W podłożu czwartorzędowym okolic Lisicy występują ility i mułki serii poznańskiej zaliczone do pliocenu (rys. 3). Powierzchnia podczwartorzędowa zalega przeciętnie na wysokości 85–70 m n.p.m., natomiast w rejonie Gostynina występuje południkowo wydłużone obniżenie otwarte ku Kotlinie Płockiej. Geneza obniżenia jest złożona. Uformowane zostało głównie w wyniku erozji rzecznej i egzaracji lodowcowej, choć pośrednio do jego powstania przyczyniły się także procesy tektoniczne. Dno obniżenia zalega miejscami poniżej 40 m n.p.m.

Osady plejstoceniowe reprezentowane są przez 2–4 poziomy glin lodowcowych, oddzielonych piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi, a w rejonie Gostynina także rzecznyymi oraz iltami i mułkami zastoiskowymi. Najstarsza glina spoczywa zwykle bezpośrednio na utworach pliocenu i lokalnie wraz z nimi bierze udział w zaburzeniach glacitektonicznych. Zachowana jest fragmentarycznie, w obniżeniach lub na stokach powierzchni podczwartorzędowej. Jest to szara, często ilasta, zwarta glina zwałowa złożona przez któryś z lądolodów południowopolskich.

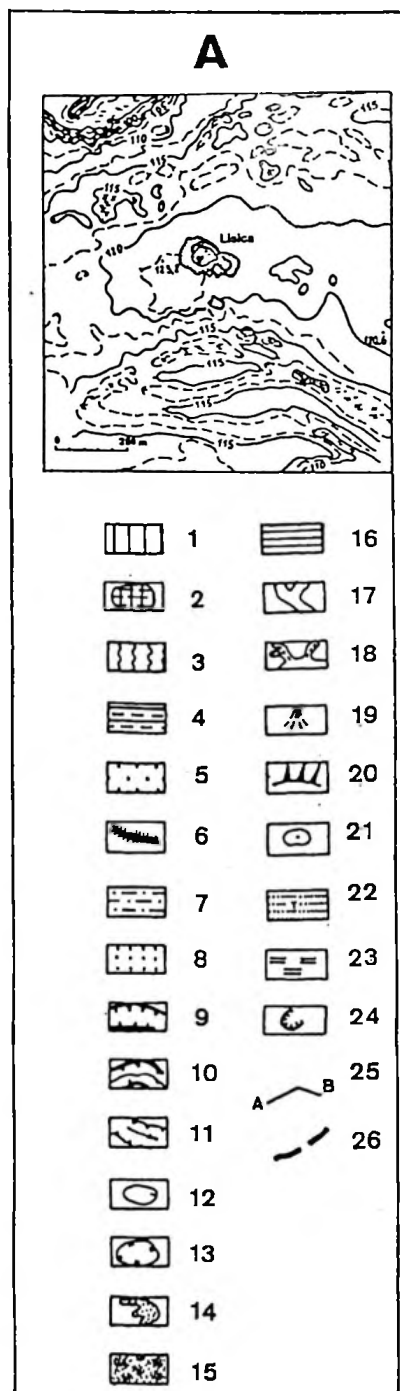
Według dotychczasowej analizy wyników badań geologicznych dolna glina zlodowaceń środkowopolskich – zlodowacenia odry – występuje na południe

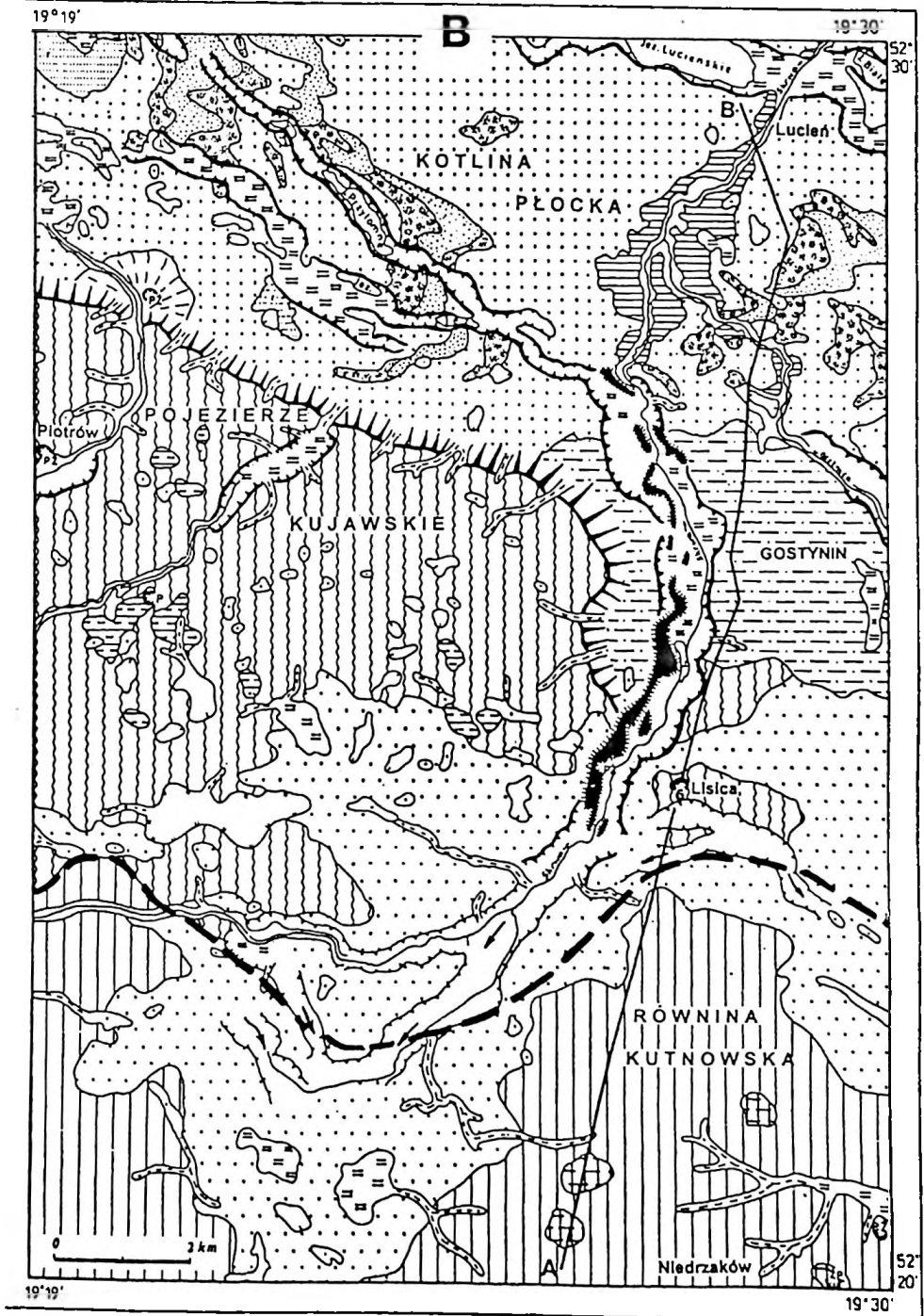
Rys. 2. Sytuacja morfologiczna odsłonięcia w Lisicy (A) oraz szkic geomorfologiczny okolic Lisicy i Gostynina

1 – wysoczyzna polodowcowa płaska; 2 – wzgórza morenowe przekształcone; 3 – wysoczyzna polodowcowa falista; 4 – moreny martwego lodu; 5 – sandry; 6 – ozy; 7 – poziom ciechomiccki; 8 – poziomy rzeczno-lodowcowe; 9 – rynny polodowcowe; 10 – rynny polodowcowe wykorzystane przez rzeki i częściowo przez nie przeobrażone; 11 – doliny wód roztopowych; 12 – wytopiska; 13 – niecki wytopiskowe; 14 – wydmy; 15 – równiny piasków przewianych; 16 – tarasy nadzalewowe 2-3 m n.p.rz.; 17 – dna dolin rzecznych; 18 – dolinki erozyjne; 19 – stożki napływowe; 20 – długie stoki; 21 – drobne zagłębienia o różnej genezie; 22 – równiny jeziorne; 23 – równiny torfowe; 24 – ważniejsze wyrobiska; P – piaskownice, Ż – żwirtonie, G – gliniaki; 25 – linia przekroju geologicznego; 26 – granica maksymalnego zasięgu lodowodu wisły

Morphological setting of the exposure Lisica (A) and geomorphological sketch of the Lisica and Gostynin surroundings

1 – flat till plain; 2 – altered morainic hills; 3 – undulating till plain; 4 – dead-ice moraines; 5 – outwash plains; 6 – eskers; 7 – Cechomice level; 8 – fluvio-glacial (pradolina) plains; 9 – subglacial channels; 10 – subglacial channels adopted by rivers and partly transformed by them; 11 – meltwater valleys; 12 – kettle-holes; 13 – extensive kettle-holes; 14 – dunes; 15 – aeolian plains; 16 – terraces 2-3 m above river level; 17 – valley floors; 18 – erosional valleys; 19 – alluvial fans; 20 – long slopes; 21 – small depressions of various origin; 22 – lacustrine plains; 23 – peat plains; 24 – major excavations; P – sand-pits, Ż – gravel-pits, G – clay-pits; 25 – line of geological section; 26 – the maximum extent line of the Vistulian Glaciation





od Lisicy. W rejonie obniżenia Gostynina glina ta została usunięta głównie w wyniku erozji wód lodowcowych (ekstra- i subglacialnych) nasuwającego się lądolodu warty.

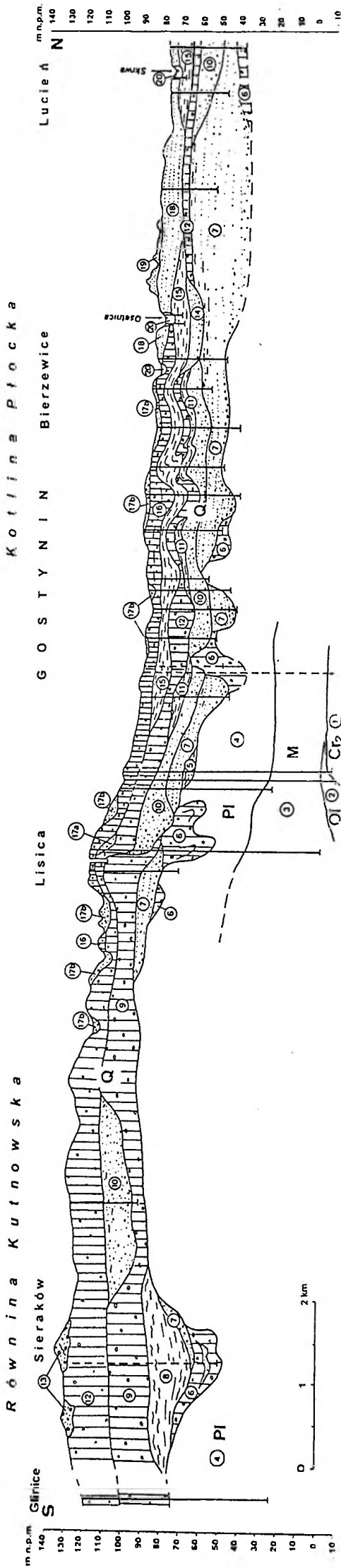
Glina warciańska buduje powierzchnię zdenudowanej, płaskiej wysoczyzny na południe od Lisicy (rys. 2), a dalej ku północy opada zwartym pokładem współkształtnie do ówczesnej morfologii terenu. Jest to najczęściej brązowa w odsłonięciach, a szara w wierceniach piaszczysta glina zwałowa, ze znaczną domieszką żwirów i głazów.

Najmlodsza glina buduje w rejonie Lisicy wysoczyznę o wyraźnych cechach rzeźby młodogłacialnej (rys. 2). Ciągły poziom tej gliny opada ku pradolinie Wisły i w okolicy Gostynina i Bierzewic zalega około 20 m niżej, tworząc wraz z pokrywającymi go piaskami fluwiogłacialnymi powierzchnię tzw. poziomu ciechomicznego (por. Skompski 1969). Jest to najczęściej piaszczysta glina zwałowa o charakterystycznej czerwonobrązowej barwie, wyraźnie różnej od zabarwienia glin starszych poziomów. Powszechne są w niej wytrącenia węglanu wapnia oraz konkracje lub naskorupienia węglanowe. W strefie marginalnej zasięgu lądolodu wisły, oraz na powierzchni ozów ma charakter gliny spływowej. Największą miąższość osiąga w Gostyninie, gdzie lokalnie wykazuje dwudzielność wyrażoną odmiennymi cechami makroskopowymi (dane z opisów profili wierceń archiwalnych). Ku południowi miąższość gliny zwałowej stopniowo maleje, a jej zanikające płyty wyznaczają zasięg ostatniego lądolodu.

W rejonie Gostynina najmlodszą glinę podścielają ilasto-mułkowe osady zastoiskowe, które są tu przewodnim poziomem litostratygraficznym. Ich wiek jest dyskusyjny (Skompski 1969; Baraniecka 1993; Roman, Turkowska 1998). Prawdopodobnie są to osady związane ze starszym od stadiału górnego (leszczyńsko-pomorskiego) epizodem glacialnym ostatniego zlodowacenia.

OPIS ODSŁONIĘCIA Z UWZGLĘDNIENIEM WYNIKÓW BADAŃ ARCHIWALNYCH

Eksploatację glin na potrzeby cegielni w Lisicy rozpoczęto już w latach 40-tych i kontynuowano do 1985 roku. Wyrobisko osiągnęło głębokość kilkunastu metrów. Obecnie wypełnione jest wodą do głębokości 9,5 m, a znaczna część ścian jest zapełniona. W północnej części gliniarki w Lisicy, w ścianie o wysokości 9 m, występują trzy poziomy glin lodowcowych o różnych cechach strukturalnych i teksturalnych. Granice pomiędzy poszczególnymi poziomami są wyraźne, podkreślone powierzchniami ścięcia. Lokalnie gliny rozdzielone są pakietami zaburzonych osadów mulkowo-piaszczystych, bądź piaszczysto-żwirowymi osadami wodnolodowcowymi. Ponadto w stropie dolnej i środkowej gliny lodowcowej stwierdzono obecność kopalnych struktur peryglacialnych (Roman 1998, 1999a). Syntetyczny profil odsłonięcia w Lisicy przedstawiono na rys. 4 A.



Rys. 3. Przekrój geologiczny A-B

kreda: kreda górna (Cr, 1 - wapienie margliste; trzeciorzęd: oligocen (Ol): 2 - ły i piaski, piaski glaukonitowe, miocen (M): 3 - piaski, mulki, ły iły psre; czwartorzęd: preglacjal: 4 - ły psre; czwartorzęd: preglacjal: 5 - piaski mulkewate; zlodowacenia poludniowopolskie: 6 - gliny lodowcowe, interglacjal mazowiecki: 7 - piaski i żwirny rzeczne, mulki z detrytusem roślin, zlodowacenia środkowopolskie: 8 - ły; mulki; piaski zasroiskowe, 9 - gliny lodowcowe; warty: 10 - piaski i żwirny wodnolodowcowe, 11 - mulki i ły zasroiskowe, 12 - gliny lodowcowe, 13 - glazy, żwirny i piaski murek recessyjnych, interglacjal cemski: 14 - piaski ze żwirtem i detrytusem roślin rzeczne, zlodowacenie warty: 15 - ły i mulki zasroiskowe, 16 - gliny lodowcowe; 17 - piaski ze żwirtem wodnolodowcowe, plejstocen/holocen: 18 - piaski rzeczno-lodowcowe, plejstocen/holocen: 19 - piaski cwiżne, 20 - piaski rzeczne

Geological section A-B

Cretaceous: Upper Cretaceous (Cr, 1 - marly limestone; Tertiary: Oligocene (Ol): 2 - clay with sand, glauconitic sand, Miocene (M): 3 - sand, silt, coal clay and brown coal; Quaternary: Preglacial: 4 - variegated clay; Quaternary: Preglacial: 5 - silty sand, South Polish Glaciations: 6 - till, Masovian Interglacial: 7 - fluvial sand with gravel, silt and sand, 9 - till, Warta n. 10 - fluvio-glacial sand with gravel, 11 - limnoglacial clay and silt, 12 - till, 13 - boulders, gravel and sand of recession moraines, Eemian Interglacial: 14 - fluvial sand with gravel and plant detritus, Visulian Glaciation: 15 - limnoglacial clay and silt, 16 - till, 17 a, b - fluvio-glacial sands with gravel, 18 - fluvio-glacial (pradolina) sand, Pleistocene/Holocene: 19 - aeolian sand; 20 - fluvial sand

Dolny poziom glin lodowcowych (I), odsłania się w ścianie od głębokości 6,5 m i występuje jedynie na przestrzeni około 12 m. Do badań dostępna jest górna partia gliny o grubości do 1,5 m. Poziom I buduje ilasta, wapnista brunatna glina zwałowa, o wyjątkowo niskiej zawartości materiału żwirowego. Charakteryzuje się masywną strukturą, a przesuszona wykazuje płytkowo-gruzelkową oddzielność, co wyraźnie jest widoczne w ścianie odsłonięcia. Glinę określono jako bazalną z nałożenia. Według K l a t k o w e j (1992) glinę tego poziomu cechuje wyraźna orientacja dłuższej osi klastów, przy czym około 90% z nich wykazuje niewielkie (nie przekraczające 10°) nachylenie w stronę proksymalną (rys. 4 E). Taki układ detrytusu skalnego wskazywał, że glina została odłożona pod stopą znajdującego się w ruchu lodowca.

Środkowy poziom gliny (II), reprezentowany jest przez piaszczystą, wapnistą, jasnoszaro-brązową w spągu, a wyżej brązową glinę zwałową o masywnej strukturze. W ścianie odsłonięcia glina wykazuje oddzielność blokową, a pionowe szczeliny pęknięć obejmują całą miąższość warstwy wynoszącą około 4 m. Glina ta ścina erozyjnie poziom I. Lokalnie podścielona jest cienką warstwą zaburzonych glacydynamicznie mułków laminowanych piaskiem pylastym (rys. 4 A). W spągu zawiera rozwleczone warstewki ilasto-mułkowe lub piaszczysto-mułkowe będące wyrazem glacytonityzacji. W wyższych partiach gliny występują drobne porwaki piaszczyste z zachowaną pierwotną strukturą sedymentacyjną oraz żwirowo-piaszczyste wypełnienia kanałów wód inglacjalnych. W stropowej partii gliny, zwłaszcza we wschodniej części odsłoniętej ściany, pojawiają się smugi silnie piaszczystej gliny wzbogaconej w żwiry i głązy, wkładki gliniastego piasku oraz przelawienia słabo wysortowanego materiału piaszczysto-żwirowego. Pozornie jednolity poziom II obejmuje zatem cienką warstwę (około 0,5–1,0 m) gliny bazalnej z nałożenia oraz spoczywającą na niej glinę wytopnieniową z pokrywą gliny ablacyjnej z wytopienia. Według K l a t k o w e j (1992) koncentracja kierunków dłuższych osi gładzików w środkowym poziomie gliny morenowej jest wysoka (rys. 4 E). Kąty upadu osi wykazują znaczne zróżnicowanie, a przeważająca (choć bez wyraźnej dominacji) część klastów nachylona jest w stronę proksymalną. Na podstawie tych cech K l a t k o w a (1992) określiła, że poziom środkowy w całości buduje glina subglacialna z wytopienia.

Górny poziom gliny (III) występuje w postaci ciągłego horyzontu o miąższości 2–2,5 m, który można śledzić na długości około 90 m. Poziom III buduje czerwono-brązowa, piaszczysta glina zwałowa z jasnoszarymi przebarwieniami. Charakterystyczne są konrecje, rizokrecje oraz naskorupienia węgla wapnia, przy czym przypowierzchniowa warstwa gliny jest odwapniona i zwietrzała do głębokości około 1,5 m. Kontakt z gliną środkowego poziomu jest ostry. Lokalnie gliny rozdziela warstwa piaszczysto-żwirowych osadów wodnolodowcowych, ściętych dość wyrównaną powierzchnią spągową górnej gliny. Dolne partie gliny mają strukturę warstwową lub są wręcz przewarstwiane gliniastym piaskiem ze

zwirem. Wyżej występuje masywna piaszczysta glina wykazująca w stanie suchym gruzelkową oddzielność. Trudne jest określenie subsródowniska depozycji opisanej powyżej gliny. Z badań K l a t k o w e j (1992) nad ułożeniem materiału skalnego w najwyższej glinie z Lisicy wynika, że dłuższe osie klastów wykazują niski stopień uporządkowania, przeważa dystalna inklinacja tych osi oraz nierównomierny rozkład kątów upadu (rys. 4 E). Te cechy w powiązaniu ze strukturą gliny miały przemawiać za jej ablacyjną genezą (K l a t k o w a 1992). Zastanawiający jest jednak szeroki zasięg lateralny gliny o podobnym charakterze i miąższości stwierdzony przez R o m a n (1999b) w trakcie kartowania geologicznego. W odsłonięciach położonych na południe od strefy krawędzi Kotliny Płockiej obserwowano zróżnicowanie pionowe w obrębie najmłodszej gliny, wyrażające się podobnie jak w Lisicy obecnością warstwowanej gliny poniżej typowej gliny wytopnieniowej. Nie stwierdzono glacytikonitów związanych z tym poziomem gliny. Charakterystyczne facje gliny ablacyjnej spływowej rozpoznano tylko w otulinach form szczelinowych, w morenach martwego lodu oraz w proksymalnych częściach sandrów zewnętrznych. Prawdopodobnie typ zdeponowanej gliny w dużym stopniu wynikał z pasywnego charakteru i małej miąższości lodowca, który po zajęciu obniżenia Kotliny Płockiej przelał się już tylko cienką pokrywą na obszar ówczesnych wysoczyzn.

Badania kopalnych struktur peryglacialnych (R o m a n 1998, 1999a) wykazały, że w stropie dolnego (I) i środkowego (II) poziomu glin lodowcowych występują epigenetyczne struktury kontrakcji termicznej (rys. 4). W obrębie dolnej gliny zachowały się jedynie korzeniowe części klinów z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym. Górne partie klinów zostały ścięte, a płaszczyzny pęknięć kontrakcyjnych wychylone z pierwotnego położenia podczas transgresji lądolodu odpowiedzialnego za złożenie gliny II. Badania morfoskopowe piasków pobranych z wypełnień klinów (rys. 5), wykazały wysoki stopień colizacji ziaren kwarcowych (średnio: 49% ziaren RM przy 16,7% EL i braku NU). W stropie II poziomu gliny występują kliny ze złożonym wypełnieniem. Piaski z dolnej części klinów wykazują średni stopień colizacji (średnio: 40,1% ziaren RM, 23,4% EL, brak NU) jednak wyraźnie wyższy niż osady międzyglinowe (średnio: 32,1% RM, 34,8% EL, 1,3% NU). Kopalne struktury peryglacialne stwierdzone w Lisicy są ważnym wskaźnikiem rozdzielności poszczególnych poziomów glin lodowcowych, przemawiają zatem za samodzielnością nasunięć lądolodów odpowiedzialnych za złożenie glin.

Badania K l a t k o w e j (1992) nad ułożeniem klastów w glinach morenowych miały służyć nie tylko wydzieleniom facjalnym, lecz także wyznaczeniu lokalnych kierunków transportu lodowego. Przy założeniu, że wyraźnie różna orientacja dłuższych osi glazików w poszczególnych poziomach glin, śledzona w skali regionalnej, wynika z odrębności nasunięć lądolodu, K l a t k o w a próbowała wyciągać również wnioski stratygraficzne. W odniesieniu do Lisicy K l a t k o w a sugerowała możliwość złożenia glin I, II i III jako odmian facjalnych

A - Syncretic profile of the exposure on the northern wall of the excavations: 1 - wedge casts of primary infilling (a) and composite wedge casts (b); 2 - shear plain; 3 - glaciodynamic disturbances; 4 - location of channel samples subjected to lithologic and petrographic analyses; 5 - lithologic code by Zieba et al. (1995); 6 - numbers of till horizons; 7 - TL datings after Karłowicz (1993)

B - Petrographic coefficients of fine gravel fraction (5-10 mm) of tills of the total of gravels of fraction (5-10 mm) in tills: Kr - crystalline rocks; Wp - Scandinavian sandstones and quartzites; WI - local limestones and marls; Pl - local sandstones; Mll - local siltstones and clays

C - Percentage of gravels of fraction 5-10 mm in tills: Kr - crystalline rocks; Wp - Scandinavian sandstones and quartzites; WI - local limestones and marls; Pl - local sandstones; Mll - local siltstones and clays

D - Simplified petrographic composition of coarse fraction (> 20 mm) in till sand and petrographic coefficients after Czubiak (1999): Lk - local rocks; Wp - Palaeozoic limestones; Dp - dolomites; S - sandstones and quartzites; FQ - flints and cherts; Kr - crystalline rocks

E - Long axes of erratics after Karłowicz (1992): L-a - orientation; L-a1 - inclination; L-a D - dips

F - Diagrams of orientation of long axes of pebbles in tills at Lisica after Skompski (1967) - azimuth of the main trend of long axes of pebbles indicating the direction of the ice shear advance; (13,0-14,0) - depth of the position of pebbles in tills, in metres

Results of examination of glaciogenic sediments at Lisica

A - Syncretic profile of the exposure on the northern wall of the excavations: 1 - kliny z pierwotnym (a) i złożonym (b) wypełnieniem; 2 - powierzchnie ściecia; 3 - zaburzenia gładkiodynamiczne; 4 - miejsca pobrania prób brzdawych do badań litologiczno-petrograficznych; 5 - oznaczenia litologiczne; 6 - numery poziomów glin lodowcowych; 7 - datowania TL; 8 - wykresy orientacji osi długich osi emeryków; 9 - wykresy orientacji osi długich osi emeryków w glinach lodowcowych z Lisicy za Skompskim (1967) - azymut głównego kierunku dłuższych osi emeryków w glinach lodowcowych w m. 13,0-14,0; 10 - głębokość położenia hadanych glinek w glinach lodowcowych w m. 13,0-14,0

B - Wyploty orientacji osi długich osi emeryków z Lisicy za Skompskim (1967): L-a - orientacja osi długich; L-a1 - inklinacja osi długich; L-a D - kąty upadu osi długich

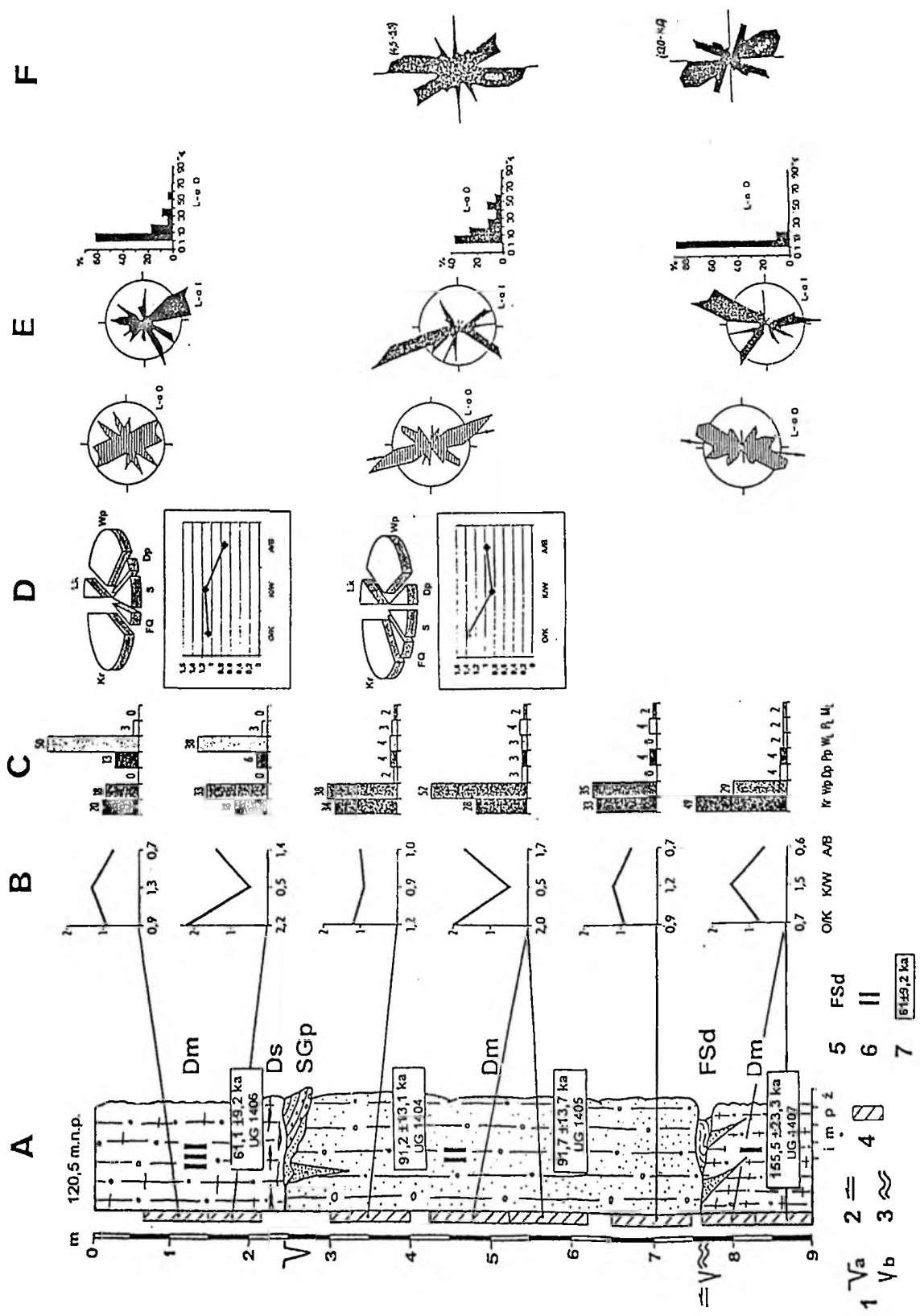
C - Wykresy orientacji osi długich osi emeryków w glinach lodowcowych z Lisicy za Skompskim (1967): L-a - orientacja osi długich; L-a1 - inklinacja osi długich; L-a D - kąty upadu osi długich

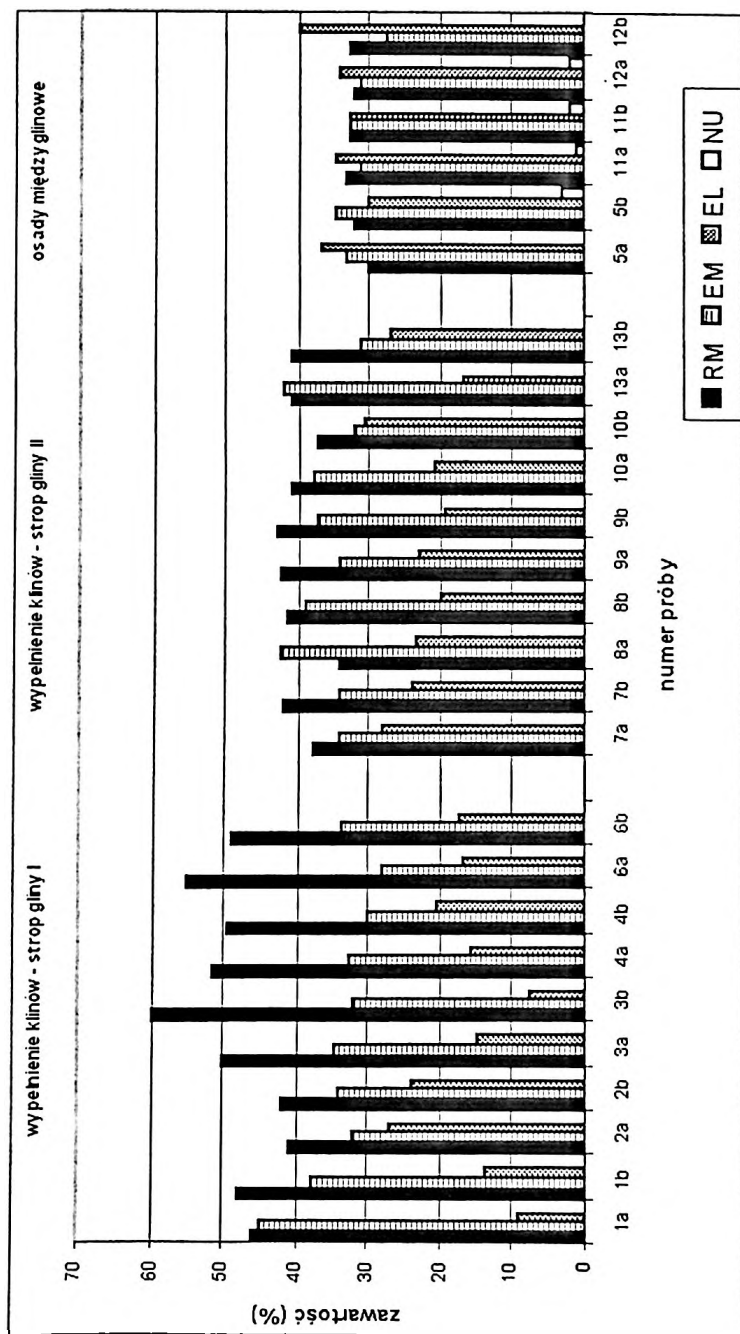
D - Wgłębienie i kwarceolizacja w glinach lodowcowych oraz wskaźniki petrograficzne za Czubiakiem (1999): Lk - skały lokalne; Wp - wapienie paleozoiczne; Dp - dolomity; S - piaskowce i kwarcyty; Kr - skały krystaliczne

E - Wgłębienie i kwarceolizacja w glinach lodowcowych oraz wskaźniki petrograficzne za Czubiakiem (1999): Lk - skały lokalne; Wp - wapienie i młocce lokalne; Pl - piaskowce lokalne; Mll - młocce i Howerce lokalne

F - Wgłębienie i kwarceolizacja w glinach lodowcowych oraz wskaźniki petrograficzne za Czubiakiem (1999): Lk - skały lokalne; Wp - wapienie i młocce lokalne; Pl - piaskowce lokalne; Mll - młocce i Howerce lokalne

Rys. 4. Zestawienie wyników badań osadów glaciogenicznych z Lisicy





Rys. 5. Obróbka ziaren kwarcowych frakcji 0,8–1,0 mm (próbka a) i 0,6–0,8 mm (próbka b) z wypełnień klinów oraz z osadów międzyglinowych na podstawie metody morfoskopowej *Cailloux* (1942) w modyfikacji *Goździka* (1980) i *Klatkovej* (1982)

typy ziaren: RM – kuliste matowe, charakterystyczne dla obróbki colicznaj; EM – pośrednie, częściowo matowe ze śladami nakładania się dwóch środowisk transportu; EL – stepione, błyszczące, obrobione w warunkach wody płynącej; NU – świeże, anigularne, nieobrobione; liczebność każdej próby co najmniej 100 ziaren

Quartz grain abrasion of 0,8–1,0 mm fraction (sample a) and 0,6–0,8 mm fraction (sample b) derived from wedge cast infills and intertill sediments based on the morphoscopic method by *Cailloux* (1942), modified by *Goździk* (1980) and *Klatkova* (1982)

quartz grain types: RM – found mat, characteristic of acolian abrasion; EM – transitional, partly mat with traces of two environments; EL – polished dull-angled in the running water environment; NU – fresh, angular, non-angled; at least 100 grains in each sample were examined

w jednym cyklu depozycyjnym lub przypisując większe znaczenie zmianie orientacji klastów; proponowała rozdzielenie wiekowe gliny I (prawdopodobnie warciańskiej) od glin II i III złożonych w trakcie jednego, vistuliańskiego nasunięcia łądolodu. Uściśleniu powyższych sugestii stratygraficznych miały służyć datowania wieku bezwzględne metodą TL. Wyniki datowań glin z Lisicy zamieszczone zostały w zbiorczej tabeli (K l a t k o w a 1993) i nie były przez autorkę szerzej komentowane. W niniejszej pracy wyniki datowań TL glin z Lisicy zamieszczono na rys. 4 A, uzyskano jednak jedynie orientacyjne informacje co do głębokości pobranych prób (C z y ż, inf. ustne).

S k o m p s k i (1969) wyróżnił w odsłonięciu w Lisicy dwa poziomy glin lodowcowych, z których górny miał sięgać do głębokości ok. 6,5 m (obejmowałby zatem gliny poziomów II i III). Po wyznaczeniu azymutu głównego kierunku dłuższych osi gładzików w glinach i porównaniu z badaniami regionalnymi, S k o m p s k i określił, że orientacja klastów dolnej gliny jest charakterystyczna dla nasunięcia łądolodu środkowopolskiego, natomiast górnej odpowiada kierunkowi transgresji łądolodu północnopolskiego (rys. 4 F'). Badania dotyczące dolnej gliny prowadzone były na głębokości 13–14 m. Obecnie ta część odsłonięcia jest zalana wodą. Trudno jest ocenić czy pomiary dotyczą tego samego poziomu, którego strop odsłania się obecnie w dolnej części glinianki.

C z u b l a (1999) z odkrywki w Lisicy pobrał dwie próbki gładzików o średnicy ponad 20 mm z górnego (III) i środkowego (II) poziomu glin. Wyniki badań przewodnich erratyków krystalicznych skał fennoskandzkich i bałtyckich skał węglanowych wskazały na przesunięcie się na zachód obszaru alimentacyjnego łądolodu, który zakumulował górną glinę lodowcową, w stosunku do łądolodu, który pozostawił glinę środkową. Według C z u b l i (1999) glina starsza (tu: środkowa II) charakteryzuje się zrównoważonym udziałem skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych oraz wyraźnym udziałem dolomitów (rys. 4 D). W górnej glinie przeważają skały krystaliczne nad wapieniami, a dolomitów jest znacznie mniej. W Glinach obu poziomów ważna jest rola skał lokalnych oraz krzemieni i czertów (łącznie około 9–12%). Wysoka zawartość tych skał ma według C z u b l i wyróżniać gliny ostatniego zlodowacenia od zlodowacenia warty, które pozostawiło gliny ubogie w skały lokalne. Gliny obu badanych poziomów z Lisicy byłyby więc według C z u b l i odpowiednikiem, wydzielonych przez S k o m p s k i e g o (1969), glin dwóch subfaz fazy poznańskiej najmłodszego zlodowacenia: subfazy gąbińskiej i płockiej.

Ostatnie badania drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych z cegielni Lisica częściowo potwierdziły charakterystykę petrograficzną większych klastów badanych przez C z u b l e (1999). Do badań pobrano osiem brzdowych próbek gliny o długości około 1 m (rys. 4 A).

W dolnym poziomie (I) frekwencja ziaren żwiru jest bardzo mała, więc łączna ich suma w dwóch próbkach wyniosła tylko 52 sztuki. Mimo, iż nie jest to wystarczająca statystycznie ilość mówiąca jednoznacznie o składzie petrograficznym drobnej frakcji żwirowej glin w danej próbce, pewne prawidłowości

zarysowują się wyraźnie. W glinie dolnego poziomu skały krystaliczne znacznie przeważają nad wapieniami paleozoicznymi i stanowią prawie 50% całego spektrum petrograficznego (rys. 4 B, C). Jest to typowa cecha dla litotypu S_p , który na obszarze dorzecza Wisły charakteryzuje gliny starszego stadiału zlodowacenia sanu (L i s i c k i w druku).

Z poziomu środkowego (II) pobrano i zbadano cztery próbki gliny. Otrzymana charakterystyka petrograficzna jest bardzo różnorodna (rys. 4 B, C). W dolnej próbce ilość żwirów wapieni paleozoicznych jest zbliżona do ilości skał krystalicznych i brak jest dolomitów. W dwóch próbkach środkowych dominują wapienie paleozoiczne w ilości ponad 50%. Górna próbka charakteryzuje się nieznaczną przewagą wapieni nad skałami krystalicznymi, co zgodne jest z wynikami badań wykonanych przez Czubię (1999) dla dolnej próbki (rys. 4 D). Dolna próbka została pobrana ze spągowej partii gliny poziomu środkowego, reprezentowanej przez glinę bazalną z nałożenia. Petrograficzny skład drobnej frakcji żwirowej sugeruje podobieństwo do gliny poziomu dolnego oraz wymieszanie materiału skalnego gliny poziomu środkowego i gliny podścielającej. Dwie próbki środkowe charakteryzują litotyp O_2 utożsamiany w dorzeczu Wisły z gliną młodszego stadiału zlodowacenia odry (L i s i c k i w druku). Próbka górna należy do litotypu W_2 reprezentującego glinę młodszego stadiału zlodowacenia warty.

Próbka pobrana z dolnej części poziomu górnego (III) wykazuje duży udział żwirów skał lokalnych (zlepy marglisto-piaszczyste), co potwierdza wcześniejsze wnioski Czubi (1999). Ilość skał lokalnych przekracza 40%, a wśród zespołu skał skandynawskich przeważają wapienie paleozoiczne (rys. 4). Gлина ta charakteryzuje litotyp B2 wiązany stratygraficznie w dorzeczu Wisły z młodszym stadiem zlodowacenia wisły (L i s i c k i w druku). Najwyżej pobrana próbka reprezentuje glinę zwietrzałą, w której żwiry skał krystalicznych przeważają nad wapieniami paleozoicznymi, a zawartość skał lokalnych jest bardzo wysoka i wynosi około 50%. Skład petrograficzny tej próbki jest zbliżony do składu górnej próbki badanej przez Czubię (1999).

PODSUMOWANIE

Na podstawie dotychczasowych badań geologicznych przeprowadzonych w dawnym wyrobisku cegielni w Lisicy oraz na obszarze arkusza Gostynin Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, a także w świetle najnowszych badań petrograficznych glin lodowcowych odsłaniających się w Lisicy, można wyciągnąć następujące wnioski:

1. Cegielnia w Lisicy jest kluczowym stanowiskiem, którego położenie blisko południowej granicy ostatniego zlodowacenia i otrzymane ze stanowiska wyniki badań rzutują na stratygraficzną interpretację profilu osadów czwartorzędowych tej części dorzecza Wisły.

2. Odślaniające się w Lisicy gliny lodowcowe reprezentują trzy odrębne epizody glacialne. Przemawia za tym obecność glin bazalnych w obrębie każdego z poziomów, występowanie epigenetycznych struktur peryglacialnych rozwiniętych na powierzchni dolnego i środkowego pokładu glin oraz różnice w składzie petrograficznym drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych.

3. W ujęciu stratygraficznym niektóre badania dały sprzeczne ze sobą wyniki. Dotyczy to przede wszystkim datowań wieku bezwzględnego glin metodą termoluminescencyjną i najnowszych badań petrograficznych drobnej frakcji żwirowej (5–10 mm) glin lodowcowych.

4. Na podstawie otrzymanych dat TL można sądzić, że glina dolnego poziomu odślaniającego się w Lisicy należy do zlodowacenia warty, a gliny środkowego i górnego poziomu – do zlodowacenia wisły. Generalnie pokrywałoby się to z wnioskami Cz u b l i (1999) i wcześniejszymi S k o m p s k i e g o (1969) z rejonu Gąbina i Płocka. W szczegółach dotyczących wieku glin zlodowacenia wisły istnieje jednak rozbieżność między datowaniami TL wskazującymi, że gliny II i III pochodzą ze stadiów dolnego (głina II) i środkowego (głina III) ostatniego zlodowacenia a poglądami S k o m p s k i e g o (1969) i C z u b l i (1999) wiążącymi wiek obu tych glin ze stadiem górnym (a ściślej z fazą poznańską).

5. Na podstawie szczegółowego kartowania geomorfologicznego i geologicznego okolic Gostynina oraz badań osadów glacialnych z Lisicy (nie dysponując jeszcze danymi z najnowszych badań petrograficznych) sporządzono przekrój geologiczny A–B (rys. 3). Uznano, że glina (III), budująca urozmaiconą morfologicznie powierzchnię wysoczyzny z zachowanymi jeszcze jeziorami rynnowymi i oczkami wytopiskowymi, została zdeponowana przez lądolód stadiu górnego ostatniego zlodowacenia. Ten sam poziom gliny lodowcowej występuje w Kaliskiej ponad cemskimi osadami jeziornymi. Południowa granica rozprzestrzenienia gliny III przebiega około 1,5 km na S od Lisicy i wyznacza linię maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia wisły. Zdenudowaną wysocznę (rys. 2) położoną na południe od tej linii buduje glina środkowa (II) z Lisicy. Zagłębienia pojeziorne występujące w obrębie tej starszej wysoczyzny polodowcowej wypełnione są osadami cemskimi (B a r a n i c e k a 1989; R o m a n, B a l w i e r z 2000). Wiek gliny II określono na zlodowacenie warty, natomiast niżej zalegającej gliny I na zlodowacenie odry.

6. Na podstawie wyników badań petrograficznych drobnej frakcji żwirowej i porównania ich z charakterystyką stratygraficznych litotypów glin dorzecza Wisły (L i s i c k i 2000), należy wiązać powstanie poziomów glin w Lisicy:

- dolnego (głina I) – ze starszym stadiem zlodowacenia sanu;
- środkowego (głina II) – z młodszym stadiem zlodowacenia odry (dolna część) i z młodszym stadiem zlodowacenia warty (górną część) albo tylko z młodszym stadiem zlodowacenia warty, którego gliny w dolnej części budują porwaki starszych glin zlodowacenia odry;

– górnego (głina III) – z młodszym stadiem zlodowacenia wisły, przy czym górna część tego poziomu jest zwietrzała do głębokości około 1.5 m.

Taka interpretacja stratygraficzna, a zatem i uznanie wysokiego zalegania glin południowopolskich, wydają się możliwe również z tego powodu, że w rejonie Lisicy (Równina Kutnowska), w odróżnieniu od rejonu Gostynina (Kotlina Płocka), podłoże podczwartorzędowe występuje znacznie wyżej (rys. 3).

7. W świetle zebranego materiału przynależność najmłodszej gliny (III) do stadiału górnego ostatniego zlodowacenia nie budzi wątpliwości, jednak nie można jednoznacznie ustalić stratygrafii starszych (I i II) poziomów glin lodowcowych wyróżnionych w Lisicy. Być może rozwiązaniu tej kwestii posłużyłyby badania osadów organogenicznych występujących w pozycji międzyglinowej w Sierakowie (na S od Lisicy, poza zasięgiem zlodowacenia wisły).

LITERATURA

- Baraniecka-Domostławska M. D., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187.
- Baraniecka M. D., 1989 – Zasięg lądolodu bałtyckiego w świetle stanowisk osadów eemskich na Kujawach. *Stud. Mater. Ocean.*, 56. *Geol. Morza*, 4.
- Baraniecka M. D., 1993 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Lubień Kujawski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Cailloux A., 1942 – Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. France*, N. Sér., 21, 46.
- Czubla P., 1999 – Erratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. Maszynopis pracy doktorskiej. IGF i KŚ UE.
- Galon R., 1957 – Zagadnienie ostatniego zlodowacenia w Polsce. *Kosmos*, B, 3, 3.
- Galon R., Roszkówna L., 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski. W: R. Galon, J. Dylík (red.) Czwartorzęd Polski. PWN, Warszawa.
- Goździk J., 1980 – Zastosowanie morfoskopii i graniformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego "Belchatów". *Stud. Region.*, 4, 9.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1965 – Flora interglacjału eemskiego z Kaliskiej koło Chodcza na Kujawach. *Biul. Inst. Geol.*, 187.
- Klatkova H., 1982 – Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 45.
- Klatkova H., 1992 – Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facyjnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- Klatkova H., 1993 – Niektóre cechy glacygenicznych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 65.
- Kozarski S., 1986 – Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim. *Czasop. Geogr.*, 57.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2 (2).
- Lencewicz S., 1936 – Mapa geologiczna Kotliny Płockiej 1:200 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Lisicki S., 2000 – Kryteria stosowania litotypów stratygraficznych glin lodowcowych w badaniach czwartorzędu. *Przegl. Geol.*, 48, 4.

- Lisicki S., w druku – Korelacja litostratygraficzna wybranych profilów osadów czwartorzędowych dorzecza środkowej i dolnej Wisły. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, t. 4. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Lyczevska J., 1960 – Uwagi na temat czwartorzędu Kujaw Wschodnich. *Biul. Inst. Geol.*, 150.
- Majdanowski S., 1948 – Granice zlodowacenia bałtyckiego na Niżu Europejskim w świetle zasięgu rynien jeziornych. *Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk.*, 1.
- Marks L., 1988 – Relation of substrate to the Quaternary paleorelief and sediments, western Mazury and Warmia. *kwart. AGH, Geologia*, 14, 1.
- Marks L., 1991 – Zasięgi zlodowacenia Wisły w środkowej i wschodniej Polsce. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wyd. Nauk. UAM, *Ser. Geografia*, 50.
- Mojski J. E., 1966 – Schylek plejstocenu w zachodniej części Kotliny Płockiej. *Kwart. Geol.*, 4, 4.
- Mojski J. E., 1969 – Stratygrafia zlodowacenia północnopolskiego na obszarze Niżu Polskiego i wyżyn środkowopolskich. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Roman M., 1998 – Kopalne ślady środowiska peryglacialnego w odsłonięciu cegielni Lisica. Mat. Seminarium „Rola plejstocenijskich procesów peryglacialnych w modelowaniu rzeźby Polski”. Łódź.
- Roman M., 1999a – Buried periglacial structures near Gostynin and their palaeogeographical significance. Mat. Sympozjum „Periglacial Environments: Past, Present and Future”. Łódź.
- Roman M., 1999b – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. ark. Gostynin wraz z objaśnieniami. Archiwum PIG.
- Roman M., Bałwierz Z., 2000 – Nowe stanowisko interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w NE części Wysoczyzny Kłodzkiej. Przewodnik VII Konferencji Stratygrafii Plejstocenu Polski. Łączyno.
- Roman M., Turkowska K., 1998 – Wczesnovistuliańskie osady zastoiskowe w rejonie Gostynina. Przewodnik V Konferencji Stratygrafii Plejstocenu Polski. Iznota.
- Różycki S. Z., 1961 – Middle Poland. VIth INQUA Congress. Guide of Excursion „From Baltic to the Tatras”, 2 (1). Warszawa.
- Różycki S. Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa.
- Rutkowski F., 1916 – Spostrzeżenia z dyluwium okolic Gostynina. *Tow. Nauk. Warsz., Sprawozd.*, 7.
- Skompski S., 1969 – Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej. *Biul. Inst. Geol.*, 220.
- Skompski S., 1970 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000. ark. Gabin. Inst. Geol., Warszawa.
- Skompski S., Kawecka A., - 1962 – Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000. ark. Gabin. Wyd. Geol., Warszawa.
- Woldstedt P., 1932 – Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über Herausbildung des Netze-Warthe Urstromtales. *Jb. Preuss. Geol. Landesanst.*, 52.
- Woldstedt P., 1935 – Geologisch-morphologische übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000. Preuss Geolog. Landesanst. Berlin.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacialny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. U.W. Warszawa.

Małgorzata Roman
Stanisław Lisicki

STRATIGRAPHY OF THE GOSTYNNIN ENVIRONS IN THE LIGHT OF EXAMINATIONS OF GLACIOGENIC DEPOSITS AT LISICA

SUMMARY

Abstract. Results of geological carried out at the Lisica exposure situated in the marginal zone of the Vistulian ice sheet are presented. Three till horizons representing individual ice advance have been distinguished. Both the age and the rank of these advances are still the subject of controversy.

An old excavation of the Lisica brick-factory near Gostynin is situated in the southern margin of the Plock Basin, in a direct vicinity of the maximum extent of the Vistulian ice sheet (Figs 1, 2). Such a location as well as the occurrence of a few till horizons caused that the exposure Lisica was investigated by geologists concerned with mapping and with studies of glaciogenic deposits. Essential for this region was to establish the limit of the last glaciation and to determine the number and the age of the Vistulian ice sheet advances.

The geological investigations carried out at the Lisica locality and in the area of the Gostynin sheet of the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, and also the recent petrographic studies of tills exposed there, have led to the following conclusions:

1. The exposure at Lisica, due to the location near the southern limit of the last glaciation and the results of investigations, may be regarded as a key site when interpreting the profile of Quaternary deposits of the western part of the Vistula River drainage basin.

2. Tills being exposed at Lisica represent three individual glacial events. This is interferred from the presence of basal tills within a particular horizon, from the occurrence of epigenetic periglacial structures formed in the lowest and middle horizons, and from the differences in petrographic composition of the fine gravel fraction (5–10 mm) of the tills.

3. In stratigraphical terms, some studies gave conflicting results: TL age estimates are at variance with recent petrographic studies of the fine gravel fraction (5–10 mm) of the tills.

4. Based on the TL age estimates one may state that the lowest (I) till belongs to the Wartian Glaciation, while the middle (II) and uppermost (III) tills to older stadials (lower and middle) of the Vistulian Glaciation.

5. Geomorphological and geological mapping of the area near Gostynin as well as results of studies of the glaciogenic deposits at Lisica (without recent petrographic data) provided some basis for the construction of the geological section A–B (Fig. 3). It has been assumed that the till (III) which forms a lively morphology of the plain with channel lakes and kettle lakes was left behind by the ice sheet of the upper stadial of the last glaciation. The same till horizon has been found over Eemian lacustrine deposits at Kaliska (Fig. 1). The southern limit of this till occurrence

runs ca. 1.5 km to the south of Lisica and marks the maximum extent line of the Vistulian Glaciation. The lowered area (Fig. 2) to the south of it is produced of the middle (II) till, recorded at Lisica. Post-lake depressions found there are filled with Eemian deposits. The age of the till (II) has been determined as the Wartian Glaciation, while of the underlying till (I) – the Odrian Glaciation.

6. The petrographic investigation of fine gravel fraction at Lisica (Fig. 4) and the comparison of the obtained data with the stratigraphic lithotypes of tills of the Vistula River drainage basin show that:

- the lowest (I) till horizon dates back to an older stadial of the Sanian Glaciation;
- the middle (II) till horizon was formed during a younger stadial of the Odrian Glaciation (lower part) and a younger stadial of the Wartian Glaciation (upper part) or exclusively during a younger stadial of the Wartian Glaciation; if the latter, the till contains at the bottom rafts of the Odrian tills;
- the uppermost (III) till horizon are derived from a younger stadial of the Vistulian Glaciation; its top is weathered to a depth of ca. 1.5 m.

Such a stratigraphical interpretation seems possible because in the vicinity of Lisica (Kutno Plain), unlike the area near Gostynin (Plock Basin), the pre-Quaternary surface lies on the higher altitudes (Fig. 3), thus the high location of tills of South Polish Glaciations is very probable.

7. Clearly, from the foregoing, it is evident that the uppermost till (III) belongs to the upper stadial of the last glaciation, however the collected data are not sufficient to establish the stratigraphy of older (I and II) till horizons distinguished at Lisica. Possibly, investigations of organic deposits, situated between tills, at Sieraków (S of Lisica, beyond the extent of the Vistulian Glaciation) will appear helpful.

Krzyszyna Turkowska, Joanna Petera, Jacek Forsysiak

Katedra Badań Czwartorzędu UŁ.

Lódź

Grażyna Miotk-Szpiganowicz

*Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu UG
Gdańsk*

MORFOGENEZA POWIERZCHNI KOTLINY KOLSKIEJ W OKOLICACH KOŹMINA

ZE SZCZEGÓLNYM UWZGLĘDNIENIEM CECH ODPLYWU W MŁODSZYM DRYASIE

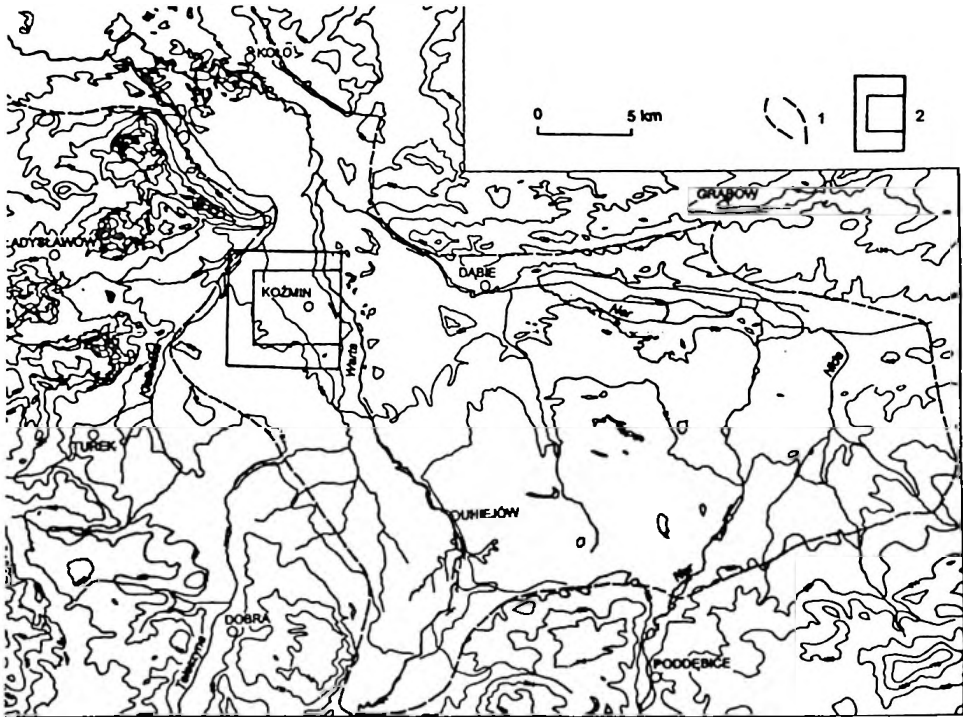
ZARYS TREŚCI

Opisano równiną, urozmaiconą niewielkimi i płytkimi dolinkami rzeźbę powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. Potwierdzono terasową genezę powierzchni i postawiono tezę o jej powiązaniu z wielokorytowym odpływem anastomozującym (*anabranching?*) w młodszym dryasie oraz o wykorzystywaniu jego szlaków przez odpływ holoceniński. Dzisiejsza powierzchnia ma charakter metachroniczny i zbudowana jest z osadów schyłkowoplejstocenijskich i holocenijskich.

WPROWADZENIE

Teren badań położony jest w środkowo-zachodniej części Kotliny Kolskiej (K o n d r a c k i 1968), której osią jest współczesna dolina Warty (rys. 1). Dno doliny o szerokości średnio 2 km leży na wysokości około 96 m n.p.m. Cechą charakterystyczną Kotliny Kolskiej jest zróżnicowanie morfologiczne w profilu równoleżnikowym. Zachodnia część jest równiną położoną na wysokości w przybliżeniu 98 m n.p.m., tylko w minimalnym stopniu urozmaiconą dolinkami niewielkich cieków, (takich jak Kielbaska, Struga Janiszewska i Teleszyna). Formy wypukłe w postaci wydm występują tutaj sporadycznie i w szczątkowej postaci. Inaczej jest w części wschodniej Kotliny, położonej w widłach Warty i Neru, która jest urozmaiconą licznymi pagórkami wydmowymi o wysokości względnej do 15 m (K r a j e w s k i 1977).

Celem pracy jest określenie genezy i wieku powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. W przekroju geologicznym, za dolną granicę zainteresowań przyjęto warstwę torfu zalegającą 2–3 m poniżej powierzchni terenu, na wysokości bezwzględnej między 94 a 95 m n.p.m. Jego podłoże stanowi seria piasków z górnego plenivistulianu (P e t e r a, F o r y s i a k 1999). W stanie naturalnym obszar był odwadniany przez system lewobrzeżnych dopływów Warty: Kielbaskę ze Strugą Janiszewską i Teleszynę (rys. 1). System ten



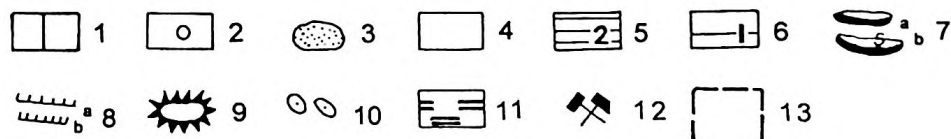
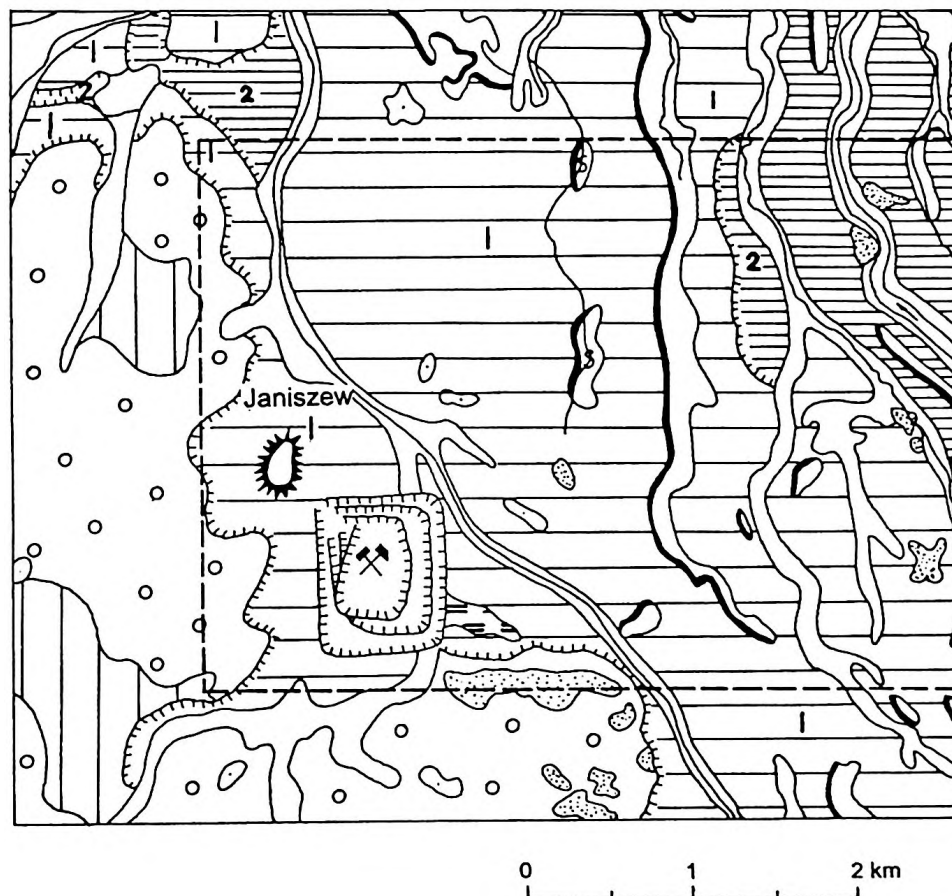
Rys 1. Teren badań na tle rzeźby terenu Kotliny Kolskiej

1 – granice Kotliny Kolskiej według Kondrackiego (1968); 2 – zasięg szkiców geomorfologicznych (rys. 2, 3)

Location map of the case study area against the Kolo Basin configuration

1 – boundaries of the Kolo Basin after Kondracki (1968); 2 – range of geomorphological sketches (Fig. 2, 3)

znieskształcony został skutek regulacji i obwałowania Warty, a od lat pięćdziesiątych jest silnie zmieniany przez eksploatację węgla brunatnego w KWB „Adamów”. Badania przeprowadzono w odkrywce Koźmin, której powierzchnia eksploatacyjna wynosi około 6 km². Przez obszar odkrywki przepływała Struga Janiszewska, której koryto w strefie kopalni zostało przełożone i uszczelnione a naturalne odcinki są suche. W ramach szczegółowego zdjęcia geologicznego w skali 1:50 000 teren ten został zinterpretowany jako „taras nadzalewowy I ze stadiu leszczyńsko-pomorskiego zlodowacenia bałtyckiego, położony 1,5–3,0 m n.p. rzeki” (rys. 2). Od strony zachodniej i południowej ograniczają go „równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności” z fazy leszczyńskiej, podczas gdy od strony wschodniej występują „tarasy akumulacyjne zalewowe Warty: pierwszy – 1,0–2,0 m i drugi – 0,5–1,0 m n.p. rzeki” (Trzmieł 1996).



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny fragmentu Kotliny Kolskiej, według Trzmiela (1996)

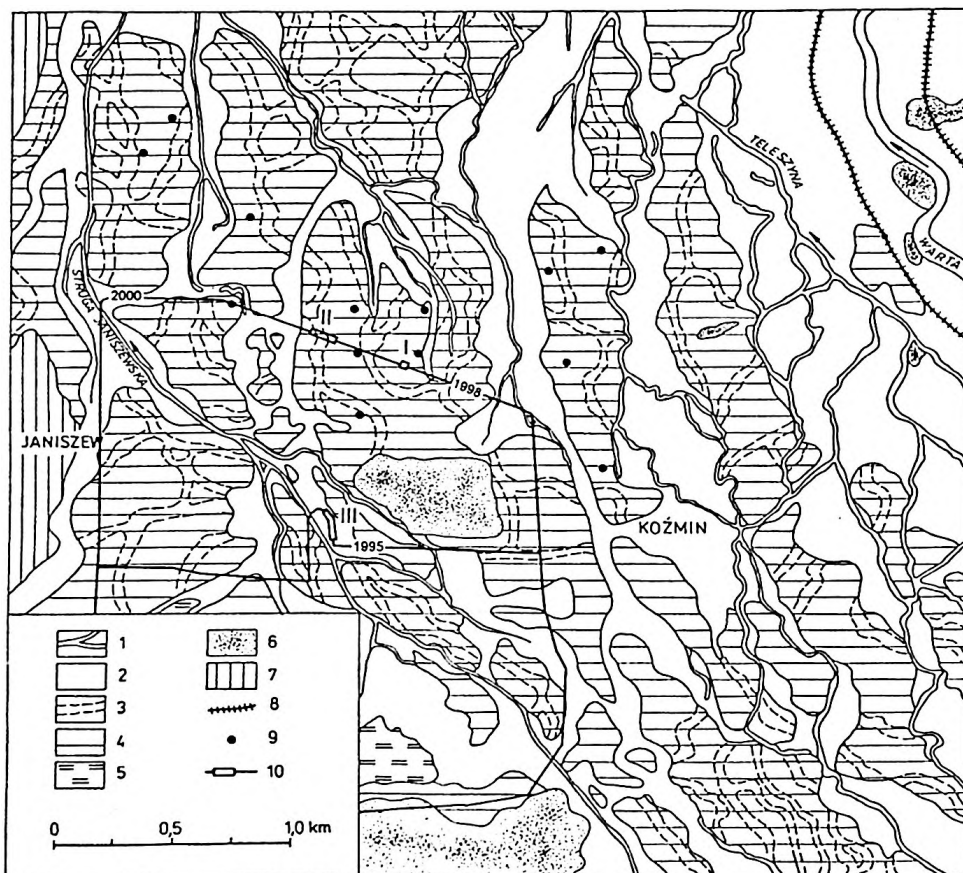
1 – wysoczyzna płaska, 2 – równiny sandrowe i wodnolodowcowe w ogólności; 3 – wydmy; 4 – dna dolin rzecznych; 5 – terasy akumulacyjne zalewowe w dolinach rzecznych 0,5–1,0 m n.p. rzeki; 6 – terasy nadzalewowe 1,5–3,0 m n.p. rzeki; 7 – starorzecza; a. świeże (zawodnione), b. suche; 8 – krawędzie i stoki; a. wysoczyzny, b. teras; 9 – ostańce erozyjno-denudacyjne; 10 – drobne zagłębienia o różnej genezie; 11 – równiny torfowe; 12 – czynna kopalnia odkrywkowa węgla brunatnego; 13 – teren badań

Geomorphological sketch of the fragment of the Kolo Basin, after Trzmiel (1996)

1 – flat plain; 2 – outwash plains; 3 – dunes; 4 – valley floors; 5 – alluvial terraces 0.5–1.0 m above the river level; 6 – terraces 1.5–3.0 m above the river level; 7 – oxbows; a – filled with water, b – dry; 8 – scarps and slopes; a. of plain, b. of terraces; 9 – residual hillocks; 10 – small depressions of various origin; 11 – peat plains; 12 – brown coal opencast mine; 13 – study area

Wycinek Kotliny Kolskiej o powierzchni około 15 km² w okolicach Koźmina skartowano geologicznie i geomorfologicznie oraz zinterpretowano na podstawie zdjęć lotniczych z 1991 roku w skali 1:10 000 (rys. 3). Szczegółowe badania

przeprowadzono w trzech fragmentach ścian odkrywki eksploatacyjnej Koźmin, wybranych pod kątem odmiennej struktury i wieku osadów. Próbki do określenia niektórych cech teksturalnych osadów pobrane zostały metodą punktową (R u t k o w s k i 1995). W ramach badań laboratoryjnych wykonano:



Rys. 3. Szkic geomorfologiczny okolic Koźmina wykonany na podstawie zdjęcia lotniczego

1 – współczesne koryta cieków (czynne i nieczynne); 2 – terasa zalewowa; 3 – subfossilne koryta widoczne na zdjęciu lotniczym; 4 – terasa nadzalewowa z młodszego dryasu; 5 – równina torfowa; 6 – wydmy i pola piasków eolicznych; 7 – terasa nadzalewowa z górnego plenivistulianu; 8 – waly przeciwpowodziwe; 9 – lokalizacja wybranych otworów wiertniczych ze stwierdzonym torfem z późnego vistulianu; 10 – zasięg odkrywki (w latach 1995, 1998, 2000) i lokalizacja stanowisk badawczych

Geomorphological sketch of the Koźmin surroundings drawn after an aerial photograph

1 – present-day channels; 2 – floodplain; 3 – subfossil channels visible from the air photograph; 4 – terraces from the Younger Dryas period; 5 – peat plain; 6 – dunes and aeolian sands; 7 – terrace from the Upper Plenivistulian period; 8 – embankments; 9 – location of the borings with peat of Late Vistulian age; 10 – range of the exposure (in years 1995, 1998, 2000) and location of the sites

– analizę granulometryczną dla 45 próbek (do analizy frakcji drobniejszej zastosowano metodę arcometryczną, do analizy frakcji grubszej zastosowano metodę sitową). Na podstawie uzyskanych wyników obliczone zostały wskaźniki uziarnienia Folka i Warda (R ü h l e 1973; G r a d z i ń s k i *et al* 1986; M y - c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1995) – średnia średnica ziaren M_d , wskaźnik wysortowania δ , oraz wskaźnik skośności Sk_p . Wskaźnik graficznego spłaszczenia został pominięty ze względu na jego poboczną rolę w analizie uziarnienia osadu, sprowadzającą się do uzupełnienia wskaźnika skośności (B r o d z i k o w s k i 1992). Na podstawie wyników analizy uziarnienia wykreślono krzywe częstości (M y c i e l s k a - D o w g i a ł ł o 1995).

– analizy pyłkowe dla 53 próbek pobranych z 4 profili osadów organicznych i mineralno-organicznych. Próbki zawierające znaczne ilości części mineralnych wstępnie gotowano w 6% KOH i wielokrotnie przepłukiwano wodą destylowaną. Drobna frakcję mineralną usuwano traktując osad przez 48 godzin kwasem fluorowodorowym. Obróbka laboratoryjna wszystkich próbek polegała na gotowaniu ich w 10% roztworze KOH i poddaniu acetolizie (F a e g r i, I v e r - s e n 1975; B e r g l u n d 1985). Większość próbek odznaczała się niską frekwencją, stąd też liczono przeważnie do 500 ziaren pyłku drzew i krzewów (AP). W próbkach o bardzo małej ilości sporomorf i złym stanie zachowania liczono wszystkie ziarna pyłku z dwóch preparatów o powierzchni 4 cm² każdy. Wyniki badań palinologicznych przedstawiono w postaci procentowych diagramów pyłkowych. Za podstawę obliczeń przyjmowano sumę ziaren pyłku drzew i krzewów (AP) oraz krzewinek i roślin zielnych (NAP). Udział ziaren pyłku roślin wodnych i błotnych oraz zarodników i glonów przedstawiono w wartościach procentowych w stosunku do sumy AP+NAP.

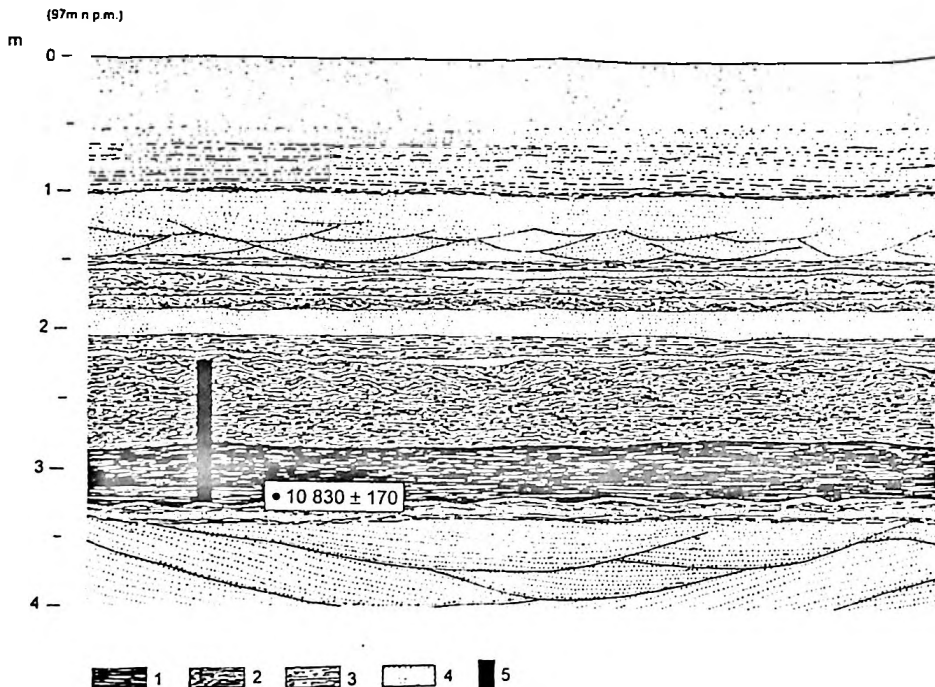
– 4 datowania metodą radiowęglową, z nich 3 w Laboratorium ¹⁴C przy Muzeum Archeologicznym i Etnograficznym w Łodzi a 1 w Laboratorium ¹⁴C Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach; datowania podane są w wieku konwencjonalnym BP.

POWIERZCHNIOWA BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC KOŹMINA

Mimo monotonnej rzeźby, budowa geologiczna powierzchni okolic Koźmina jest zróżnicowana. Na podstawie badań przeglądowych wyróżniono trzy podstawowe, scharakteryzowane niżej sytuacje: obszary międzykorytowe, koryta subsforyne i koryta powierzchniowe (rys. 3).

Stanowisko I zlokalizowane jest w strefie międzykorytovej. Jak już wspomniano, za dolną granicę zainteresowań przyjęto warstwę torfu. Stwierdzona na podstawie analizy wierceń miąższość serii będącej przedmiotem pracy, liczona od spągu torfu do powierzchni terenu, waha się od 1,5 do 4,2 m. W odkrywcę Koźmin, gdzie możliwa jest bezpośrednia obserwacja, miąższość ta wynosi od 2 do 3,5 m.

W dolnej części profilu zalega wysuszony i sprasowany torf zielny o barwie ciemnobrązowej. Jego miąższość waha się od 25 do 48 cm, a rozprzestrzenienie wynosi kilkanaście km², z których przynajmniej 4 km² udokumentowano na obszarze odkrywki. W profilu poddanym szczegółowej analizie spąg torfu znajduje się na głębokości 3,3 m (rys. 4; fot. 1). W niektórych miejscach zawiera on znaczne ilości makroszczątków w postaci korzeni lub gałęzi. Dolna część torfu została wydatowana metodą ¹⁴C na 10 830 ± 170 lat BP (Lod 767).



Rys. 4. Stanowisko I. Mada piaszczysta zdeponowana na torfie i gytii z allerödu i młodszego dryasu

1 – torf; 2 – gytia mulowa; 3 – muly; 4 – piaski; 5 – lokalizacja profilu wybranego do analizy pyłkowej

Site I. Sandy floodplain deposit over peat and gyttja of Alleröd-Younger Dryas age

1 – peat; 2 – silty gyttja; 3 – silt; 4 – sand; 5 – location of the profile from which samples were collected for pollen analysis

Na torfie spoczywa warstwa torfowo-gyttiowa, która przechodzi w szarą gytie mulową o miąższości 40 cm, a więc osad jeziorny, w części dolnej nie zawierający śladów przepływu. Ku stropowi gytia zawiera coraz więcej piasku, aż pojawiają

się przewarstwienia mulowo-piaszczyste o szarej barwie, zawierające materiał organiczny, zapewne namyty. Osady jeziorne przechodzą więc w rzeczne, pozakorytowe. W wyższej części profilu zaczynają dominować piaski, a muly stanowią w nich przewarstwienia. Przewarstwienia mulowo-piaszczyste cechują się laminacją riplemarkową lub smużystą, segmenty piaszczyste horyzontalną, przy czym struktura osadu jest niezbyt dobrze widoczna. Na głębokości około 1.5 m występuje już tylko materiał drobnopiaszczysty, w którym słabo widoczne jest warstwowanie riplemarkowe. Powyżej, na głębokości około 1 m, osady warstwowane są horyzontalnie lub ich struktura jest masywna. W innych miejscach, w obrębie analogicznej części serii osadowej, stwierdzono występowanie przewarstwień mulowych (fot. 2). Ogólnie, serię osadów mineralnych zalegającą powyżej torfu i gytii zdefiniowano jako macę piaszczystą.

Określono wysortowanie osadów, które w warstwie gytii jest złe, polepsza się do umiarkowanie dobrego w strefie przewarstwień mulowo-piaszczystych (na głębokości 1,5–2,1 m), a w drobnych piaskach jest umiarkowane (rys. 5). Na gorsze wysortowanie mogło mieć wpływ wmycie koloidów glebowych, szczególnie dobrze widoczne do głębokości 1 m.

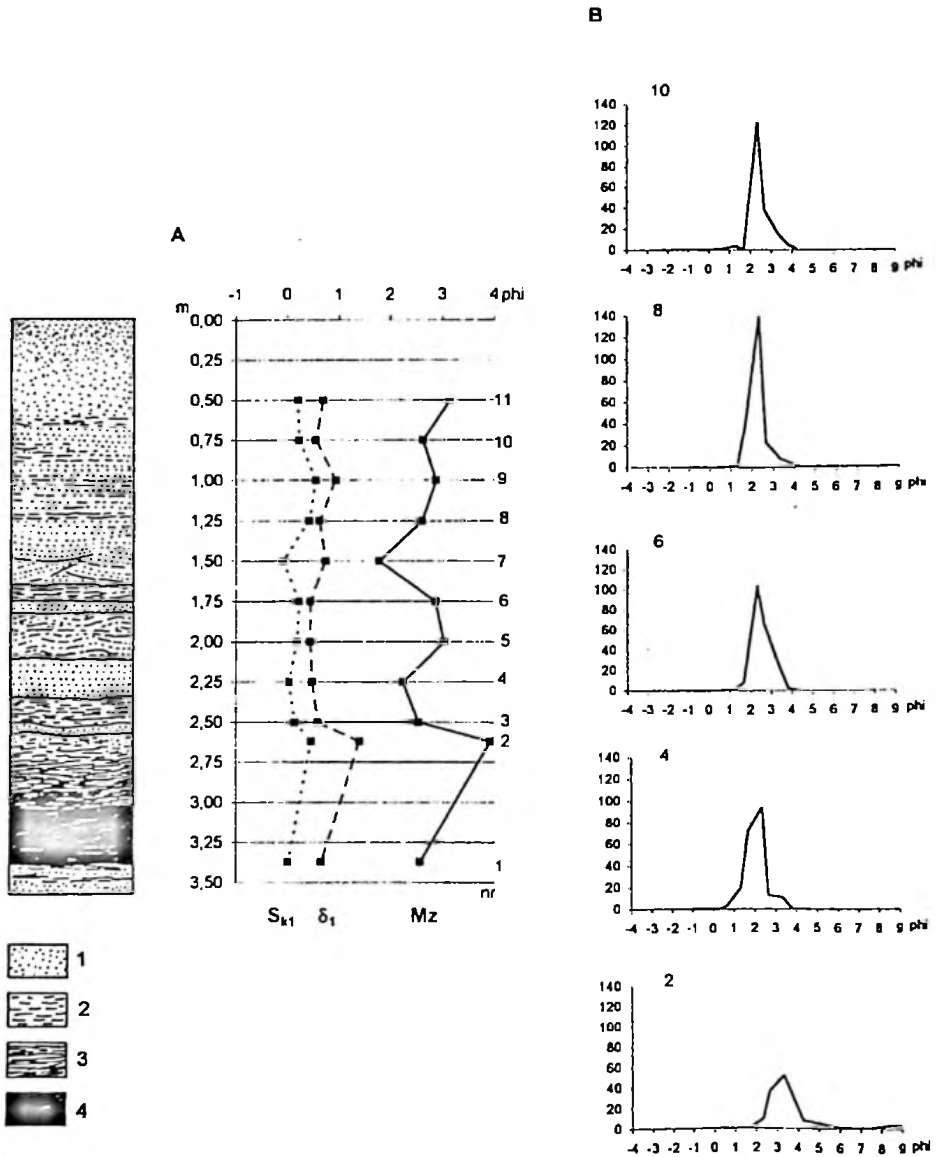
Z torfu i gytii pobranych zostało 12 próbek do analizy palinologicznej (rys. 4, 6).

Analiza pyłkowa wykazała różny skład procentowy otrzymanych spektrów pyłkowych. Spągowa próbka torfu charakteryzuje się wysokimi wartościami AP (powyżej 80%), co spowodowane jest głównie dużymi ilościami ziaren pyłku sosny (*Pinus*) dochodzącymi do 80% sumy AP+NAP i niewielkimi ilościami pyłku brzozy (*Betula* do 2%). Z roślin zielnych najliczniej reprezentowane są turzycowate (*Cyperaceae* ok. 7%) i w znacznych ilościach (ok. 10%) występują mikrospory widliczki (*Selaginella selaginoides*), co jest charakterystyczne jedynie dla tej próbki.

W spektrach pyłkowych kolejnych 6 próbek pochodzących z osadu torfowego i warstwy przejściowej, w dużych ilościach występują ziarna pyłku sosny (*Pinus*) osiągając 65–80% sumy AP+NAP. Ziarna pyłku brzozy (*Betula*) występują w niewielkich ilościach (1,5–2,5%). Rośliny zielne stanowią jedynie od 15 do 31% i reprezentowane są głównie przez turzycowate (*Cyperaceae* max. 30%), trawy (*Gramineae* ok. 2%), oraz w niewielkich ilościach marzanowate (*Rubiaceae*), komosowate (*Chenopodiaceae*), goździkowate (*Caryophyllaceae*) i bylice (*Artemisia*).

W spektrach pyłkowych kolejnych 5 próbek pobranych z warstw gytii mulowej obserwuje się spadek udziału pyłku sosny (*Pinus* 48–60%), przy wyraźnym wzroście ilości ziaren pyłku brzozy (*Betula* 3–18%) i wierzby (*Salix* 1–1,5%). Stopniowo maleje również ilość ziaren pyłku turzycowatych (*Cyperaceae*), a zwiększa się ilość pyłku traw (*Gramineae* max. 10%), oraz bylic (*Artemisia* max. 1,8%). Występujące pojedynczo, szczególnie w próbkach stropowych, ziarna pyłku drzew o wyższych wymaganiach klimatycznych, takich jak leszczyna (*Corylus*), olsza (*Alnus*), dąb (*Quercus*) czy grab (*Carpinus*) są

najprawdopodobniej wynikiem zanieczyszczenia osadu spowodowanym zmianami poziomu wody. Podobne zjawisko obserwowała B a l w i e r z (1980) w profilu z torfowiska w Napoleonowie.

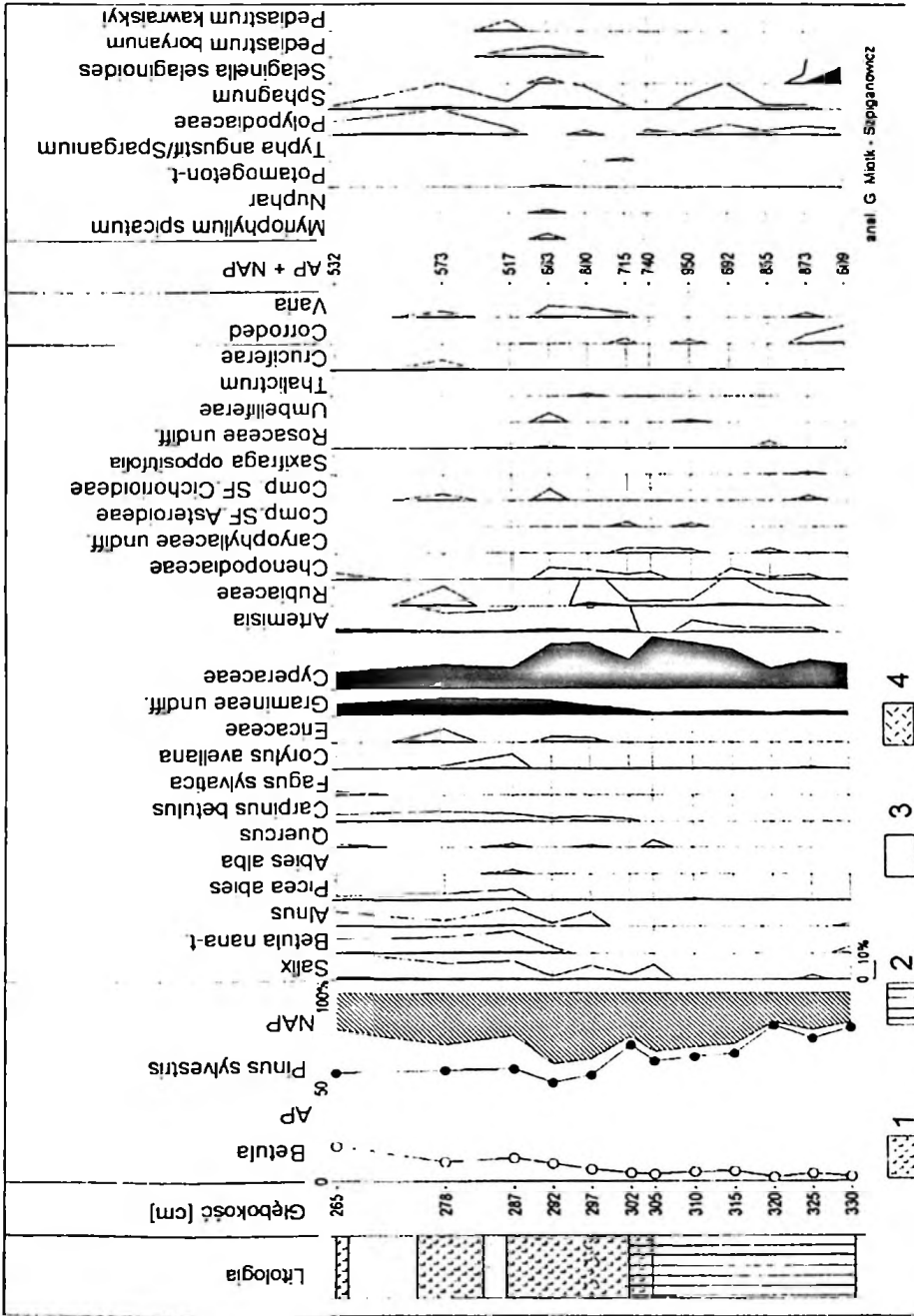


Rys. 5. Stanowisko I. Uziarnienie osadu

A – wskaźniki Folk i Warda; B – krzywe częstości
1 – piasek; 2 – mul; 3 – gytia mulowa; 4 – torf

Site I. Grain-size distribution

A – Folk and Ward coefficients; B – frequency curves
1 – sand; 2 – silt; 3 – silty gyttja; 4 – peat



Rys. 6. Stanowisko I. Procentowy diagram pyłkowy

1 - gлина муловая; 2 - торф зиелый; 3 - песок; 4 - szczątki roślinne

Site I. Percentage pollen diagram

1 - silty lutyt; 2 - sand; 3 - peat; 4 - plant remains

Przedstawione wyniki badań palinologicznych wskazują, że akumulacja osadów torfowych rozpoczęła się w warunkach wilgotnego i bardzo zimnego klimatu. Wskazuje na to przede wszystkim znaczna ilość mikrospor widliczki (*Selaginella selaginoides*), występujących w dużych ilościach w próbce spągowej (rys. 6). Jest to gatunek charakterystyczny dla tundry, o małych wymaganiach klimatycznych, którego obecność wskazuje na istnienie środowiska wilgotnego i panowanie klimatu chłodnego lub zimnego, jednak dostatecznie wilgotnego, z niskimi temperaturami lata (R o t n i c k i, T o b o l s k i 1965). Gatunek ten jest często notowany w osadach zimnych okresów późnoglacialnych (W a s y l i k o w a 1964). Wysokie wartości AP (powyżej 80%) spowodowane są przede wszystkim znacznym udziałem sosny (*Pinus*) i niewielkim brzozy (*Betula*). Chociaż z pewnością znaczna część ziaren pyłku pochodziła z dalekiego transportu (sosna wg J a s t r z ę b s k i e j - M a m e l k i 1985 należy do drzew, których ziarna pyłku przenoszone są na dalekie odległości), to tak wysokie wartości AP mogą sugerować istnienie borealnych, luźnych lasów sosnowych z nieznaczną domieszką brzozy (*Betula*) w bezpośredniej bliskości badanego stanowiska. Lokalnie, wilgotne siedliska zajmowały zbiorowiska turzycowatych (*Cyperaceae*), traw (*Gramineae*) oraz widliczki (*Selaginella selaginoides*).

Dalsza sedentacja osadu torfowego wiązała się bądź z nieznaczną poprawą klimatu, bądź jedynie z pewnym osuszeniem siedlisk. Spowodowało to zanik występowania zbiorowisk z widliczką (*Selaginella selaginoides*). Zostały one częściowo zastąpione przez zbiorowiska turzycowatych (*Cyperaceae*), którym towarzyszyły marzanowate (*Rubiaceae*) i w niewielkich ilościach rośliny złożone typ rurkowe (*Compositae* SF. *Asteroideae*) i typ jęczyczkowe (SF. *Cichorioideae*) oraz, w nieznacznym stopniu, przez zbiorowiska roślinności światłolubnej reprezentowanej przez bylice (*Artemisia*), komosowate (*Chenopodiaceae*) i goździkowate (*Caryophyllaceae*), zasiedlające niewielkie, niezalesione tereny piaszczyste.

Wysokie wartości AP, w tym głównie sosny (*Pinus*), oraz pojedynczo występujące w osadzie jej aparaty szparkowe, nawet przy uwzględnieniu istnienia dalekiego transportu ziaren pyłku, wskazują na występowanie *in situ* lasów sosnowych z niewielką domieszką brzozy (*Betula*). Przewaga sosny (*Pinus*) w spektrach pyłkowych jest charakterystyczna dla młodszej części allerödu (np. W a s y l i k o w a 1964; N o r y ś k i e w i c z 1993; N a l e p k a 1994), ale również dla innych okresów interstadialnych (J a n c z y k - K o p i k o w a 1987). Z reguły ciepłe okresy interstadialne późnego glacialu charakteryzują się spadkiem wartości NAP i pojawieniem się roślin wskazujących na poprawę warunków klimatycznych, takich jak palka długolistna (*Typha latifolia*) czy oczeret jeziorny (*Schoenoplectus lacustris*) (B i r k s 1986). W badanych próbkach występuje spadek wartości NAP, chociaż jest on zamaskowany wzrostem ilości ziaren pyłku turzycowatych (*Cyperaceae*). Nie zanotowano występowania roślin wodnych wskazujących na poprawę warunków klimatycznych. Biorąc pod uwagę

wyniki badań geologicznych i otrzymaną datę ^{14}C $10\,830 \pm 170$ lat BP (Lod 767) wydaje się, że powstanie osadów torfowych można łączyć z kompleksem interstadialnym bölling-alleröd (T o b o l s k i *et al.* 1998) czy też ściślej, z fazą sosnową allerödu (W a s y l i k o w a 1964).

Pod koniec akumulacji torfu nastąpiła zmiana stosunków wodnych wyrażona podniesieniem poziomu wód gruntowych, spowodowanym być może podniesieniem stropu wieloletniej zmarzliny. Doprowadziło to do powstania zbiornika wodnego na miejscu torfowiska. Zmiana następowała stopniowo, o czym świadczy wyraźnie zaznaczona warstwa przejściowa między osadem torfowym a gytią, będącą już osadem typowo limnicznym.

W tym czasie w spektrum pyłkowym pojawiły się pojedyncze ziarna pyłku roślin szuwarowych, jak palka szerokolistna/jeżogłówka (*Typha angustifolia* *Spartanium*), oraz typowo wodnych, jak wywłócznik kłosowy (*Myriophyllum spicatum*), grążel (*Nuphar*) i rdestnica (*Potamogeton*). Rośliny te, jak również pojedynczo występujące cenobia glonu *Pediastrum* wskazują, że powstały zbiornik charakteryzował się płytkimi wodami stojącymi lub bardzo nieznacznym przepływem. W zbiorowiskach lądowych większą rolę zaczęła odgrywać brzoza (*Betula*). Pojawiła się wierzba (*Salix*), która mogła formować zarośla krzewiaste na brzegu zbiornika. Zbiorowiska roślin zielnych tworzyły nadal głównie turzycowate (*Cyperaceae*), chociaż pod koniec okresu powstawania spągowej warstwy gytii ich rola wyraźnie zmalała na rzecz traw (*Gramineae*). Wzrosło znaczenie już wcześniej występujących w niewielkich ilościach roślin światłolubnych związanych z siedliskami piaszczystymi (*Artemisia*, *Chenopodiaceae*). Wskazuje to na pewne oziębienie klimatu, co potwierdza również znaleziona w osadzie mikrospora widliczki (*Selaginella selaginoides*) oraz cenobium *Pediastrum kawrayski*, gatunku spotykanego często w osadach późnoglacialnych i związanego ze zbiornikami oligotroficznymi (S t a r m a c h 1989).

Sedymentacja osadów gytii została przerwana dość gwałtownie, na co wskazuje raptowne przejście osadów limnicznych w piaszczyste. Mogło to być spowodowane włączeniem do odpływu wcześniejszego zbiornika wodnego. Świadczy o tym także zanik występowania roślin wodnych charakterystycznych dla wód stojących. Takie sytuacje powtarzały się przynajmniej jeszcze dwukrotnie w trakcie powstawania młodszej części badanych osadów. Spowodowało to przerwy sedymentacyjne oraz zapewne rozmycie części wcześniejszych osadów, a być może również przemieszczenie fragmentów sedymentu, na co wskazywałoby występowanie w osadzie pojedynczych ziaren pyłku drzew o wyższych wymaganiach klimatycznych (por. B a l w i e r z 1980).

Wyniki badań palinologicznych wskazują jednoznacznie, że powstanie i istnienie zbiornika wodnego na miejscu wcześniejszego torfowiska wiązało się z oziębieniem klimatu. Świadczy o tym spadek znaczenia sosny (*Pinus*) na rzecz brzozy (*Betula*) w zbiorowiskach leśnych, pojawienie się wierzby (*Salix*)

i wzrost znaczenia zbiorowisk stepowych, w których ważną rolę odgrywały bylice (*Artemisia*). Biorąc pod uwagę wyniki badań geologicznych i konsekwencje wynikające z faktu powiązania wcześniejszych osadów torfowych z okresem allerödu, zdecydowano się na połączenie zaobserwowanego pogorszenia klimatu z początkowym okresem młodszego dryasu lub jeszcze ze schyłkowym okresem allerödu. Należy podkreślić, że przesłanki palinologiczne nie dają pewnych podstaw do takiej interpretacji w badanych osadach limnicznych nie znaleziono ziaren pyłku jałowca (*Juniperus*), gatunku, który uważany jest za charakterystyczny dla tego okresu (W a s y l i k o w a 1964, T o b o l s k i *et al.* 1998).

Podsumowując fakty zarejestrowane w stanowisku I można przyjąć, że akumulacja torfu rozpoczęła się w drugiej, sosnowej części allerödu. Ponieważ rozwój torfowiska wymagał dostatecznie wysokiego poziomu wód gruntowych, a w podłożu torfu znajdują się piaski o miąższości kilku metrów, to poziom ten mógł być związany z obecnością wieloletniej zmarzliny. Za przesłankę wskazującą na występowanie zmarzliny przyjęto również inwolucje powstałe w spągowej części torfu, szczególnie interesująco wykształcone w stanowisku III (fot. 3). W młodszym dryasie, na skutek zaostżenia się warunków klimatycznych, doszło prawdopodobnie do podniesienia stropu wieloletniej zmarzliny i w konsekwencji do podniesienia poziomu wód gruntowych na tyle wysoko, że powstał rozległy, chociaż płytki zbiornik, w którym akumulowana była gytia mułowa. Zarówno w allerödzie jak i na początku młodszego dryasu badany obszar znajdował się poza oddziaływaniem ówczesnego systemu rzecznego. Kolejne, położone powyżej gytii warstwy osadów prezentowane w stanowisku I powstały już w rzeczonym środowisku sedymentacyjnym i są efektem akumulacji powodziowej. Osady te określone zostały jako mady piaszczyste. W obniżeniach na równi zalewowej akumulowane były muły (fot. 2). Mada piaszczysta stanowi współczesną powierzchnię terenu. W analogicznym czasie jak przedstawiona seria osadów pozakorytowych powstawały rytmy pokrywające terasę przejściową pod Poznaniem (A n t c z a k 1986). Istnieje również duże podobieństwo cech teksturalnych: w obu przypadkach brak jest domieszek organicznych, dominuje materiał o średniej średnicy ziarna około 2,5 phi, a wysortowanie jest umiarkowanie dobre. Osady intensywnych powodzi młodszodryasowych udokumentowane zostały również w dolinie Wisły (K a l i c k i 1991; S t a r k e l *et al.* 1991).

Stanowisko II zlokalizowane jest w strefie występowania subfosylnych rozcięć. Formy te mają charakter złożonych kanałów erozyjnych (G r a d z i Ń s k i *et al.* 1986). Stwierdzono ich przynajmniej dziewięć. Rozcięcia, licząc od powierzchni terenu, sięgają do głębokości 6,5 m. Były one obserwowane na przestrzeni 100 m w ścianie odkrywki, w ukośnej intersekcji. Rzeczywistą szerokość strefy występowania kanałów oszacowano na około 70 m. Obniżenie powierzchni w jej granicach jest prawie niezauważalne w terenie, chociaż zaznacza się ono na zdjęciu lotniczym.

Koryta rozcinają torf i gytię opisane w stanowisku I, a w miejscach gdzie erozja nie sięgnęła dość głęboko, torf został tylko rozmyty (rys. 7; fot. 4). W niektórych kanałach zdeponowane zostały pakiety torfu (fot. 5). Kanał najmłodszej generacji nie zawiera materiału organicznego, a jego mineralne wypełnienie dochodzi do powierzchni terenu. Osady wypełnienia kanałów zazębiają się z piaszczystymi madami, które ku powierzchni również zawierają coraz mniej materiału organicznego (rys. 4; fot. 1). Materiał pozakorytowy odpowiadający najwyższemu kanałowi pokrywa wypełnienia starszych koryt i ich sedymenty pozakorytowe oraz stanowi najwyższy segment mad piaszczystych budujących analizowaną powierzchnię (rys. 7).

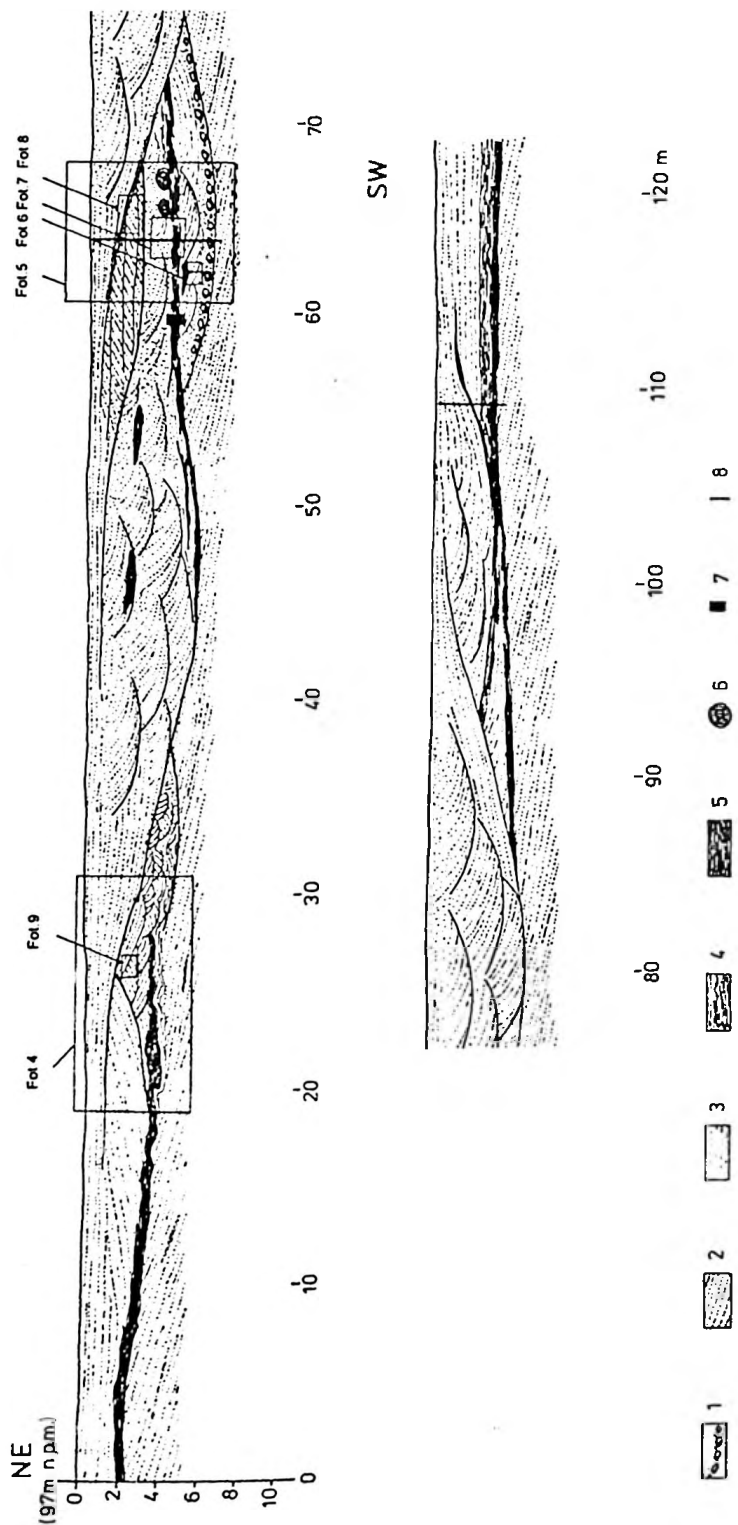
Do szczegółowych badań wybrano dwa profile: pierwszy, w którym widoczne są osady związane z czterema generacjami kanałów (fot. 5) oraz drugi, zlokalizowany w brzeźnej strefie rozcięć (rys. 7).

W pierwszym profilu dno najstarszego kanału występuje na głębokości 6,5 m od współczesnej powierzchni i jest wysłane brukiem erozyjnym, na który składają się źle wysortowane żwiry, od drobnoziarnistych po bardzo gruboziarniste (rys. 8). Nad brukiem erozyjnym zalegają beżowe piaski średnioziarniste, od umiarkowanie dobrze do dobrze wysortowanych, warstwowane przekątnie rynnowo. Zdarza się, że warstwowanie ma charakter nachylonej laminacji równoległej (Z i e l i Ń s k i 1980; G r a d z i Ń s k i *et al.* 1986). W piaskach znajdują się pakiety przemieszczonego torfu.

W osadach wypełniających pierwszy kanał zarejestrowano inicjalną strukturę szczelinową o długości około 80 cm (fot. 6), na podstawie której nie można jednak wyciągać wniosków paleoklimatycznych (V a n d e n b e r g h e, P i s - s a r t 1993). Szczelina jest tak wąska, że mogła powstać w czasie jednej zimy, kiedy to z jakiś przyczyn doszło do wyeksponowania dna koryta na działanie czynników mrozowych.

Na głębokości około 4,7–4,2 m uformował się spąg drugiego kanału. Granica erozyjna podkreślona jest drobnym brukiem. Na dnie kanału, w piaskach o barwie brunatnej leżą redeponowane pakiety ciemnobrązowego, silnie sprasowanego torfu oraz pnie drzew. Piaski grubo- i średnioziarniste warstwowane są przekątnie rynnowo lub tabularnie z zaznaczającymi się niewielkimi rozmyciami wypełnionymi żwirem (fot. 7). Stropowa część tej serii piasków jest bardziej gruboziarnista, przy niezmiennym, umiarkowanie dobrym wysortowaniu (rys. 8). Powyżej zalegają piaski żółtobeżowe, średnioziarniste, umiarkowanie dobrze i dobrze wysortowane. Ich styl warstwowania jest taki sam jak w niższej części wypełnienia kanału.

Na głębokości trzech metrów zmienia się struktura oraz barwa osadu, przy niezmiennych cechach granulometrycznych. Szare piaski tworzą wielozestawy laminacji przekątnej (mikrodeltowej) lub rynnowej i naprzemianległej laminacji niskokątowej (fot. 8). Interpretować je można jako osady stożka krewasowego związanego z trzecim kanałem. Piaski warstwowane niskokątowo powstają

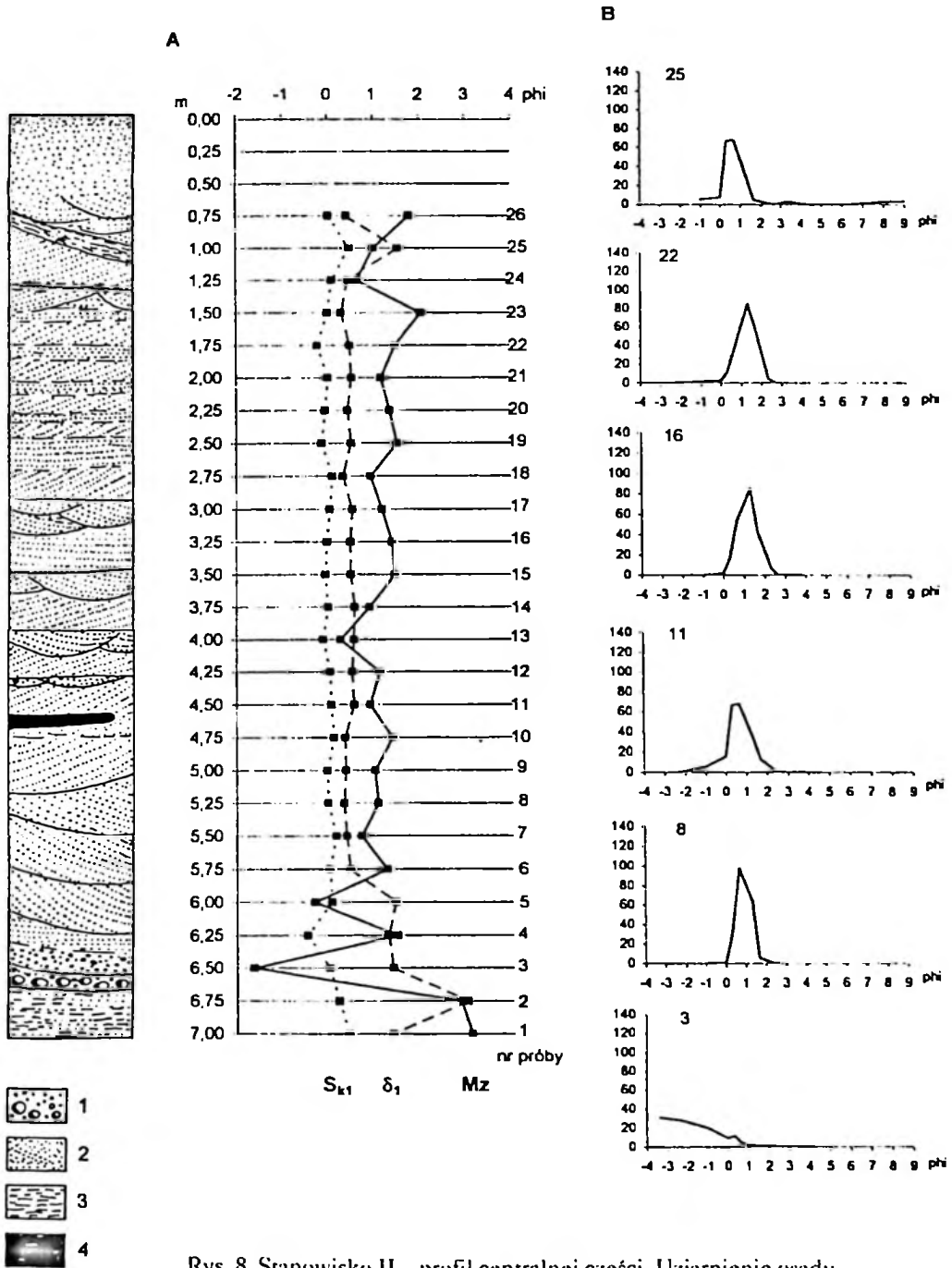


Rys. 7. Stanowisko II. Srefa występowania subfossilnych kanałów: cztery przekroje

1 - żwir; 2 - piasek grubo- i średnioziarnisty; 3 - piasek drobnoziarnisty; 4 - gęsta mulota; 5 - torf; 6 - pnie drzew; 7 - lokalizacja profili palinologicznych; 8 - lokalizacja profili wybranych do badań tekstralnych

Site II. Zone of the subfossil erosional channels

1 - gravel; 2 - coarse and medium-grained sand; 3 - fine-grained sand; 4 - silt; 5 - peat; 6 - tree trunks; 7 - location of pollen profiles; 8 - location of profiles for textural analyses



Rys. 8. Stanowisko II – profil centralnej części. Uziarnienie osadu

A – wskaźniki Folk i Warda; B – krzywe częstości
 1 – zwir; 2 – piasek; 3 – mul; 4 – torf

Site II – profile of the central fragment. Grain-size distribution

A – Folk and Ward coefficients; B – frequency curves
 1 – gravel; 2 – sand; 3 – silt; 4 – peat

w początkowej fazie powodzi w warunkach płytkiego, intensywnego przepływu i tworzą nasadową część stożka. Warstwy o laminacji przekątnej (mikrodeltowej) mogły powstawać w miejscach, gdzie stożek docierał do obniżenia równi zalewowej wypełnionej wodami stojącymi (Z i e l i Ń s k i 1998).

Na szarych piaskach niezgodnie zalega warstwa piaszczysto-mułowa barwy jasnobrunatnej, wykazująca oglejenie (rys. 8, próbka nr 25). Wyznacza ona stok najmłodszego, czwartego kanału. Na warstwie tej znowu spoczywają szare piaski peryferyjnej części wypełnienia najmłodszego koryta.

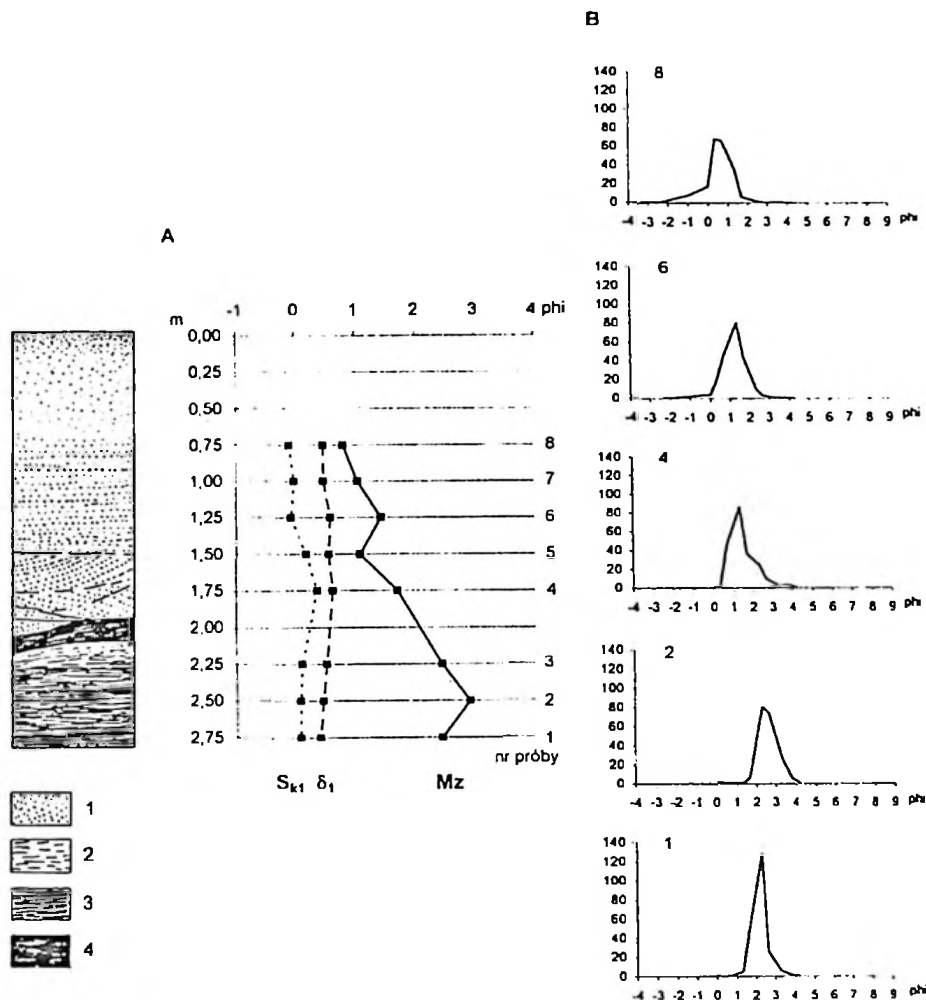
Drugi profil, zlokalizowany w brzeżnej części strefy występowania rozcięć, odzwierciedla wkroczenie koryta na starszy obszar pozakorytowy zbudowany z mad, czego wyrazem jest wzrost średniej średnicy ziarna na głębokości 1,75 m (rys. 9). W najniższej części kontakt z madą ma charakter erozyjny, w części środkowej osady pozakorytowe są synchroniczne z wypełnieniem koryta, a w najwyższej części przykryte są aluwiami powodziowymi młodszych kanałów.

W wypełnieniu jednego z koryt stwierdzono bryłę piaszczystą o zachowanej pierwotnej strukturze osadu (rys. 7; fot. 9). Występowanie takich brył w osadzie świadczy o obecności wieloletniej zmarzliny w podłożu oraz termicznej erozji bocznej rzek, jak i o bardzo gwałtownej akumulacji aluwialnej w korytach rzecznych, która umożliwiła utrwalenie brył w osadzie (m. in. M y c i e l s k a - D o w g i a l l o 1998).

Zc zdeponowanego w drugim kanale pakietu torfu o grubości 35 cm pobrane zostały próbki do analizy palinologicznej. Przeanalizowanych zostało 6 próbek (rys. 10).

Otrzymane spektra pyłkowe charakteryzują się znacznym udziałem drzew (AP 50–78%). Najliczniej reprezentowanym gatunkiem jest sosna (*Pinus* max. 75%). W niewielkich ilościach występuje brzoza (*Betula* 2–4%). W młodszej części profilu znaleziono pojedyncze ziarna pyłku wierzby (*Salix*), olszy (*Alnus*), dębu (*Quercus*) i świerka (*Picea*). Z roślin zielnych (NAP) największą rolę odgrywają turzycowate (*Cyperaceae*), w znacznie mniejszych ilościach występują ziarna pyłku traw (*Gramineae*) oraz roślin światłolubnych takich jak: bylice (*Artemisia*), komosowate (*Chenopodiaceae*), goździkowate (*Caryophyllaceae*) oraz baldaszkowate (*Umbelliferae*).

Taki obraz pyłkowy wskazuje, nawet przy założeniu iż znaczna część ziaren pyłku pochodziła z dalekiego transportu, że w trakcie sedentacji badanego osadu torfowego w okolicy rosły luźne lasy sosnowe typu borealnego z nieznaczną domieszką brzozy (*Betula*) i niewielkimi płatami roślinności światłolubnej, takiej jak bylice (*Artemisia*) i komosowate (*Chenopodiaceae*). Siedliska bardziej wilgotne zajęte były przez zbiorowiska turzyc (*Cyperaceae*), w których występowały też baldaszkowate (*Umbelliferae*), babka zwyczajna (*Plantago m.-m.*), goździkowate (*Caryophyllaceae*), rutewka (*Thalictrum*) i wiązówka (*Filipendula*). Pojawienie się w stropowej próbce znacznych ilości ziaren pyłku bobrka trójlistkowego (*Menyanthes trifoliata*) oraz wzrost znaczenia turzycowatych (*Cyperaceae*) przy



Rys. 9. Stanowisko II – profil brzeżnej części. Uziarnienie osadu

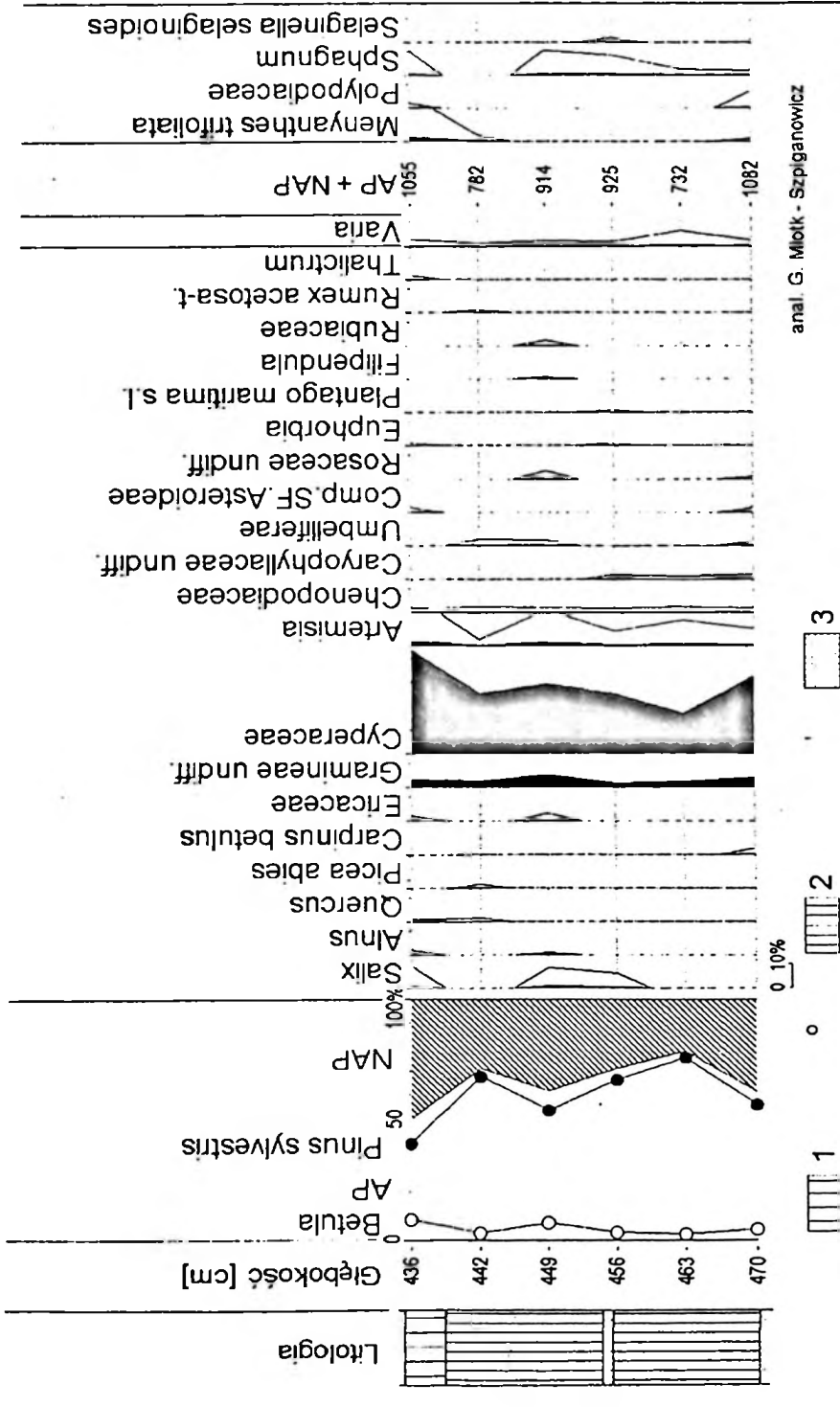
A – wskaźniki Folk i Warda; B – krzywe częstości
 1 – piasek; 2 – mul; 3 – gytia mulowa; 4 – mul organiczny

Site II – profile of the marginal fragment. Grain-size distribution

A – Folk and Ward coefficients; B – frequency curves
 1 – sand; 2 – silt; 3 – silty gytyja; 4 – organic silt

spadku sosny (*Pinus*) może wskazywać na stopniowe podnoszenie się poziomu wody.

Otrzymany obraz pyłkowy jest bardzo podobny do części diagramu ze stanowiska I, a dokładniej odpowiada on odcinkowi od 292 do 320 cm (rys. 6).



Rys. 10. Stanowisko II. Procentowy diagram pyłkowy

1 - torf zielny; słabo rozłożony; 2 - torf zielny; dobrze rozłożony; 3 - piasek

Site II. Percentage pollen diagram

1 - slightly decomposed peat; 2 - strongly decomposed peat; 3 - sand

Można więc założyć, że sedimentacja całości badanych osadów torfowych odbywała się w tych samych warunkach klimatycznych, które powiązano ze schyłkiem *allerödu* i początkiem młodszego dryasu. Takie założenie umożliwiłoby pośrednie datowanie samych koryt. Fakt, że rozcinają one warstwę torfu i gytii świadczy, że powstawały po akumulacji tych osadów, a więc najwcześniej w młodszym dryasie. Po etapie erozji doszło do szybkiego ich wypełnienia i akumulacji osadów pozakorytowych w postaci mad, zawierających w spągowej części materiał organiczny, który pochodził z rozmywania torfu i gytii. Po wypełnieniu jednego koryta dochodziło do powstawania kolejnych podobnych rozcięć, tak samo szybko wypełnianych. Zaznaczyć należy, że w ścianach odkrywki stwierdzonych zostało więcej takich stref występowania rozcięć odpowiadających korytom zarejestrowanym na zdjęciu lotniczym (rys. 3).

Jak już wcześniej wspomniano, coraz młodsze wypełnienia koryta i towarzyszące im obszary pozakorytowe zawierają coraz mniej materiału organicznego, a wypełnienie kanału najmłodszej generacji nie zawiera go wcale. Wyjaśnienia należy szukać w fakcie, że starsze segmenty doliny zawierały materiał organiczny z niszczenia torfów i gytii, młodsze natomiast pozbawione były źródła tych domieszek. Warunki klimatyczne, piaszczysty materiał dominujący na powierzchni równi zalewowej, jak również intensywne i zapewne częste powodzie nie sprzyjały rozwojowi i utrzymywaniu się roślinności. Najmłodszy kanał nie rozcina serii organicznych tak jak ma to miejsce w przypadku starszych koryt. Brak domieszek organicznych jest przesłanką, że kanały w omawianym stanowisku zakończyły swą ewolucję jeszcze w młodszym dryasie; w przypadku funkcjonowania ich w holocenie osady zawierałyby szczątki organiczne. Wypełnienie najmłodszych koryt osadami mineralnymi i synchroniczna akumulacja mady piaszczystej doprowadziła do wyrównania powierzchni.

Stwierdzone fakty wskazują na to, że koryta funkcjonowały w młodszym dryasie, ale dokładniejsze określenie granic czasowych nie jest możliwe. Można jednak zakładać, że okres wzmożonej aktywności fluwialnej związany był ze starszym, wilgotniejszym segmentem młodszego dryasu, a ograniczenie tej aktywności nastąpiło w okresie osuszenia klimatu około 10,4 ka BP (B o h n e k e *et al.* 1995), a więc ewolucja kanałów trwałaby zaledwie kilkaset lat.

Stanowisko III zlokalizowane zostało w strefie kolejnego powierzchniowego rozcięcia osadów schyłkowovistuliańskich, którego peryferyjna część wykorzystywana była przez Strugę Janiszewską. Budowa geologiczna osadów vistuliańskich i ich podłoża, a także schemat serii holocenijskiej były już opisywane (K l a t k o w a 1996; F o r y s i a k *et al.* 1999). Wykonane ostatnio badania palinologiczne pozwalają na pełniejszą charakterystykę tej serii, a jednocześnie dostarczają odmiennego przykładu budowy geologicznej powierzchni okolic Koźmina. W stanowisku III, podobnie jak w stanowisku I, udokumentowano ciągły poziom torfu. Analiza pyłkowa torfu (F o r y s i a k *et al.* 1999)

pokazuje, że w początkowym okresie powstawania osadu panował otwarty las sosnowy z nieznaczną domieszką brzozy. Dowodzą tego niskie, nie przekraczające 50 % wartości AP, przy czym część ziaren pyłku pochodziła zapewne z dalekiego transportu. Główny udział w tworzeniu szaty roślinnej odgrywały rośliny zielne, przede wszystkim turzycowate (*Cyperaceae*) i trawy (*Gramineae*). W osadzie występują w znacznych ilościach mikrospory widliczki (*Selaginella selaginoides*). Na podstawie analizy pyłkowej i wyniku datowania metodą radiowęglową na $10\ 200 \pm 430$ BP (Gd 9740) wiek torfu określony został na młodszy dryas, a więc na nieco młodszy niż w stanowisku I.

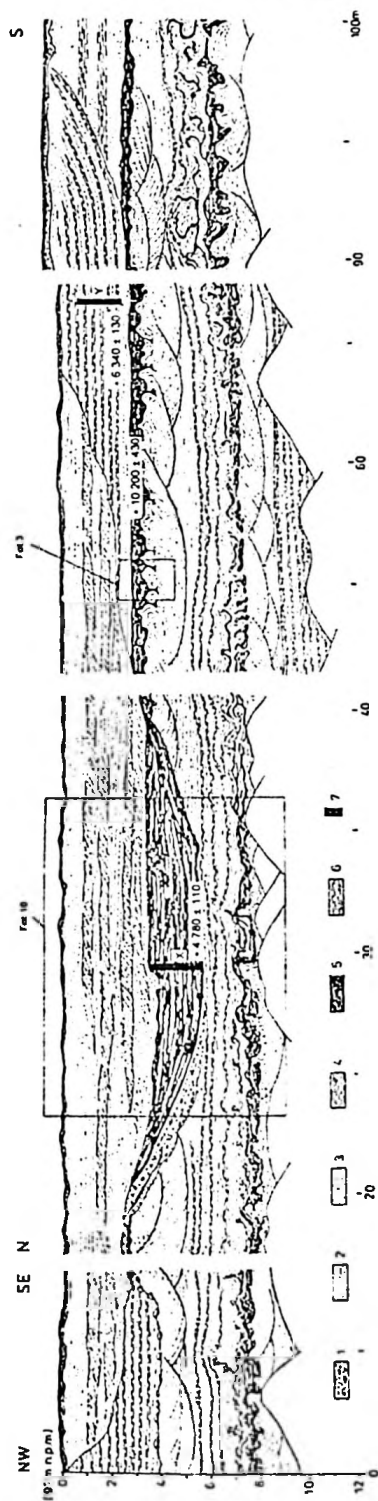
W stanowisku III torf jest silnie zaburzony postsedymentacyjnie (rys. 11). Zaburzenia mają charakter struktur kropłowych, rozplaszczonych w dolnej części (fot. 3). Rozpłynięcie kropeł pogrążonego torfu zachodziło na stałej głębokości, co wskazuje na istnienie granicy, która uniemożliwiała rozwój struktur w głąb. Ponieważ nie istnieje zmiana litologii osadu na powierzchni granicznej ani w całej serii mineralnej, w której grzęzły osady organiczne, przyjęto, że jej rolę pełnić mógł spąg warstwy czynnej wieloletniej zmarzliny.

W wyniku erozyjnej działalności rzeki powstało rozcięcie sięgające 6 m poniżej powierzchni terenu (rys. 11). Na wypełnienie rozcięcia składają się trzy różne serie osadów, oddzielone powierzchniami niezgodności. Najgłębsza część rozcięcia to prawdopodobnie pozostałość koryta rzeki o szerokości około 25 m i głębokości w przybliżeniu 3 m. W dnie rozcięcia zachowała się niewielka, kilkunastocentymetrowa warstewka żwiru, świadcząca o wysokiej energetyce przepływów. Powyżej występuje prawie dwumetrowej miąższości kompleks torfu (fot. 10), świadczący o opuszczeniu koryta przez odpływ rzeczny i zajęciu go przez torfowisko. Torfowisko okresowo było silnie podtapiane, czego dowodzą wkładki gytii. W torfie znajdują się też wkładki piasku, których powstanie związane jest z zalewaniem torfowiska przez wody powodziowe.

Kompleks osadów organicznych poddano badaniom palinologicznym (rys. 11, profil X, rys. 12). Wyniki badań palinologicznych wykazują wyraźnie odrębny skład spektrum pyłkowego spągowej, piaszczystej próbki. Występują tu duże ilości ziaren pyłku sosny (*Pinus* ok. 80%), niewielkie ilości brzozy (*Betula*), a ziarna pyłku roślin zielnych (NAP) stanowią 17% sumy ogólnej (AP+NAP). Najliczniej reprezentowane są turzycowate (*Cyperaceae* 4%) i trawy (*Gramineae* 5%).

Taki skład zbiorowisk roślinnych świadczy, że badany osad powstał w okresie wczesnego holocenu. Niestety, na podstawie jednej próbki trudno określić to dokładnie.

Pozostałe próbki, zarówno pochodzące z osadów torfowiskowych jak i limnicznych, posiadają spektra pyłkowe, w których ziarna pyłku sosny (*Pinus*) występują już w mniejszych ilościach (14–62%). Udział brzozy (*Betula*) jest niewielki (do ok. 5%). Znaczne wartości osiąga oślna (*Alnus* do 60%). Pozostałe drzewa liściaste takie jak dąb (*Quercus*), wiąz (*Ulmus*) i lipa (*Tilia*) występują w niezbyt dużych, ale w miarę stałych ilościach, a ich udział w spektrach

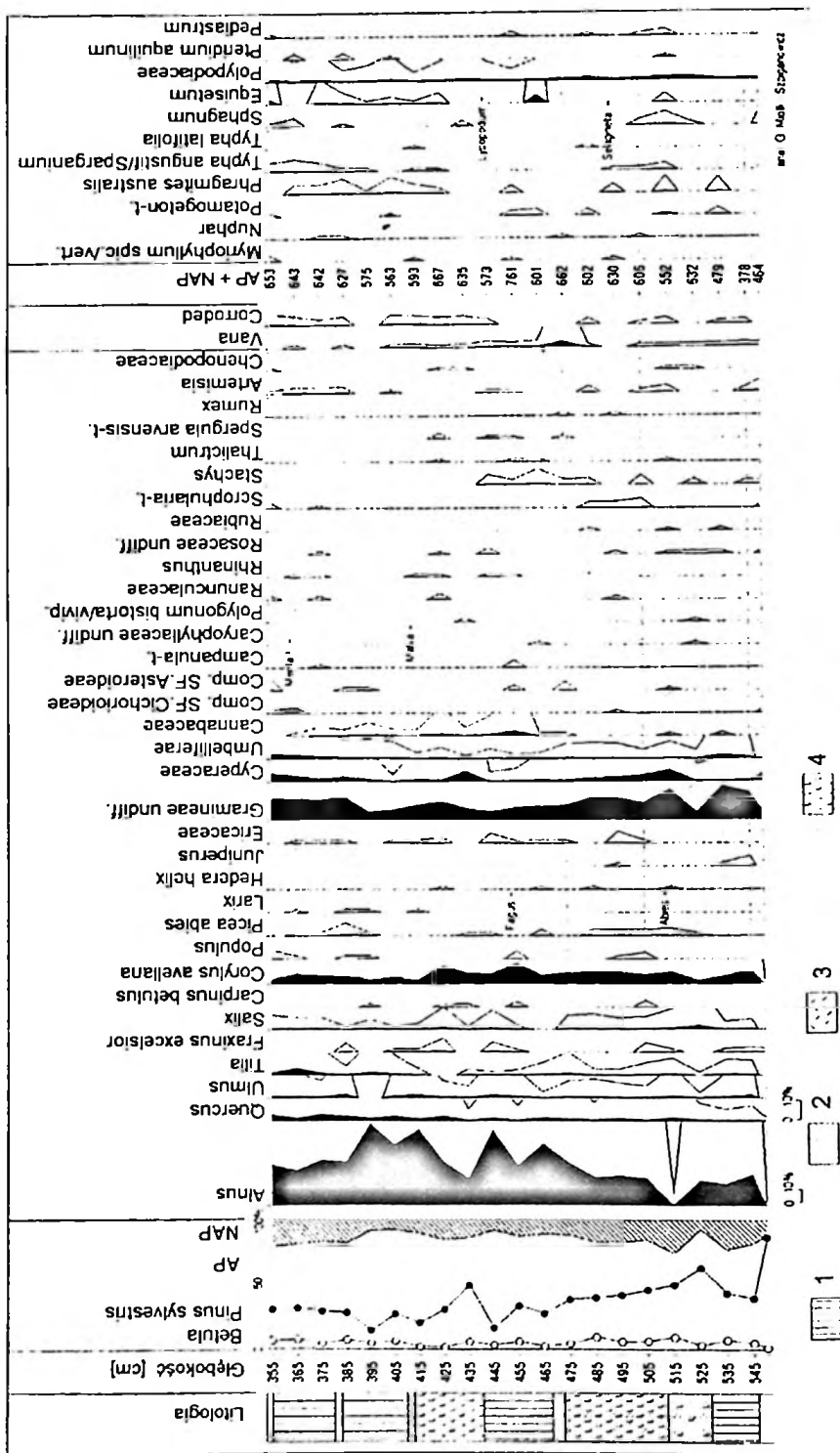


Rys. 11. Stanowisko III. Strefa występowana rozcięcie erozyjnych późnego wistulianu, wykorzystywana przez odpływ współczesny

1 - żwir; 2 - piasek grubo- i średnioziarnisty; 3 - piasek drobnoziarnisty; 4 - muł; 5 - torf; 6 - mada; 7 - lokalizacja profili palinologicznych (X, Y)

Site III. Zone of erosional intrenchments of Late Vistulian age, utilized by contemporaneous drainage

1 - gravel; 2 - coarse- and medium-grained sand; 3 - fine-grained sand; 4 - silt; 5 - loess; 6 - floodplain deposit; 7 - location of pollen profiles (X, Y)



Rys. 12. Stanowisko III. Procentowy diagram pyłkowy (X)

1 - torf żelny; 2 - piasek; 3 - szczątki organiczne; 4 - glina żółta

Site III. Percentage pollen diagram (X)

1 - peat; 2 - sand; 3 - organic remains; 4 - clayey texture

pyłkowych wykazuje niewielką tendencję wzrostową. Wartości procentowe leszczyny (*Corylus*) są wyraźnie większe w starszej części profilu (max. 12%), a maleją w miarę wzrostu znaczenia lipy (*Tilia*) i dębu (*Quercus*), podobnie jak wartości sosny (*Pinus*). Z roślin zielnych (NAP), których wartości wahają się od 12–22%, najliczniej reprezentowane są trawy (*Gramineae* max. 20%) i turzycy (*Cyperaceae* max. 16%), oraz w niewielkich ilościach rośliny zbiorowisk łąkowych i szuwarowych.

Otrzymany obraz pyłkowy wskazuje, że w czasie powstawania badanych osadów organicznych panował klimat ciepły, umiarkowanie wilgotny. Potwierdzają to również występujące w osadzie ziarna pyłku bluszczu (*Hedera*), gatunku uważanego za wskaźnikowy ciepłego klimatu (I v e r s e n 1944). W mieszanych lasach liściastych z dębem (*Quercus*), wiązem (*Ulmus*), a w młodszej części także z lipą (*Tilia*), znaczną rolę odgrywała leszczyna (*Corylus*), która razem z olszą (*Alnus*) zajmowała zapewne siedliska na brzegach rzek i jezior. Na siedliskach piaszczystych nadal dominowały lasy sosnowe, w których domieszkę mogła stanowić brzoza (*Betula*), a także dąb (*Quercus*). Ze zbiorowisk roślin zielnych największe znaczenie miały zbiorowiska łąkowe, w których oprócz traw (*Gramineae*) występowały rośliny złożone (*Compositae*), baldaszkowate (*Umbelliferae*), marzanowate (*Rubiaceae*), różowate (*Rosaceae*), krzyżowe (*Cruciferae*), jaskrowate (*Ranunculaceae*), trędownik (*Scrophularia*), rutewka (*Thalictrum*), wiązówka (*Filipendula*) i inne. Okresowo, szczególnie w czasie tworzenia się stropowych warstw torfu, wzrastało znaczenie zbiorowisk szuwarowych, na co wskazuje obecność trzciny (*Phragmites*), pałki szerokolistnej/żezogłówek (*Typha angustifolia/Sparganium*) i skrzypów (*Equisetum*).

Zmiany siedliskowe są świadectwem lokalnych wahań poziomu wody, które miały miejsce w trakcie powstawania całej badanej serii. Znalazły one odbicie także w litologii osadów, przechodzących z limnicznych w telmatyczne i odwrotnie. Liczne przewarstwienia piasku wskazują na wielokrotne wkroczenie rzeki na obszar torfowisk i jezior, co każe brać pod uwagę występowanie luk sedymentacyjnych, a tym samym niekompletność sukcesji pyłkowej.

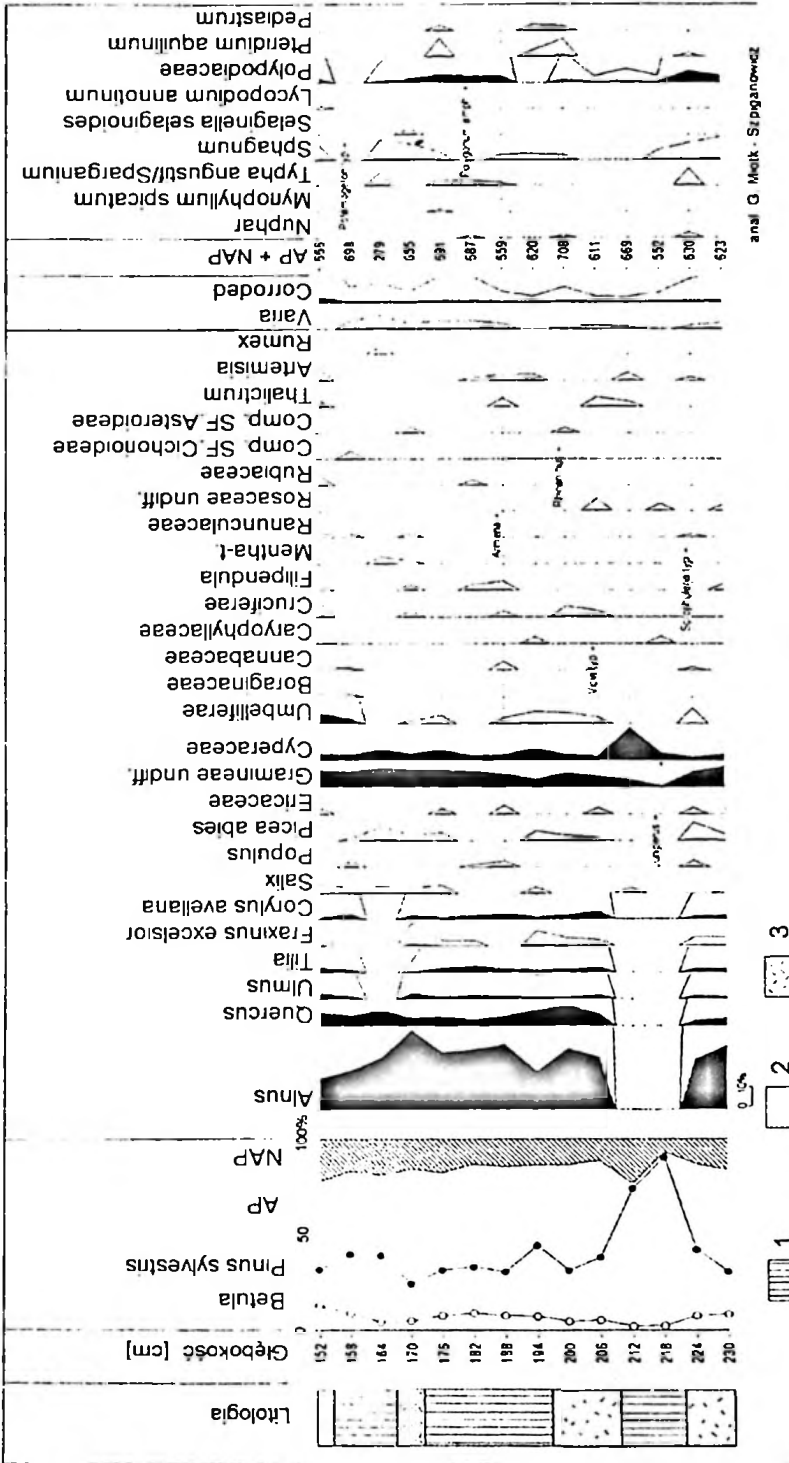
Tym niemniej, ogólny obraz pyłkowy wszystkich próbek, poza próbką spągową, wskazuje, że badane osady powstały najprawdopodobniej w początkowym okresie holocenijskiego optimum klimatycznego. Podobny przebieg sukcesji pyłkowej znany jest z Napoleonowa (B a l w i e r z 1980) i Aleksandrowa (B a l w i e r z inf. ustna). Otrzymana dla spągowej części osadów torfowych data ^{14}C 4 780 \pm 100 lat BP (Lod 658) wydaje się więc być, w świetle uzyskanych wyników analizy pyłkowej, znacznie odmłodzona. W końcu atlantyku, nawet przy małym udziale wiązu (*Ulmus*) i lipy (*Tilia*), należałoby się spodziewać wzrostu znaczenia dębu (*Quercus*) w stosunku do obrazu pyłkowego profilu Y (rys.13). W większych ilościach powinien pojawić się również grab (*Carpinus*) i buk (*Fagus*). Takie tendencje w sukcesji roślinności holocenijskiego optimum klimatycznego i okresu bezpośrednio po nim opisane są z jeziora

Błędowo (B i n k a *et al.* 1988, 1991; B i n k a, S z e r o c z y ń s k a 1989), gdzie również okres od około 7 000 lat do 4 500 lat BP jest okresem wzmożonej działalności powodziowej rzek (R a l s k a - J a s i e w i c z o w a, L a t a l o w a 1996), jeziora Skrzyńka (O k u n i e w s k a - N o w a c z y k 1987), jeziora Skrzetuszewskiego (T o b o l s k i, O k u n i e w s k a - N o w a c z y k 1989), jeziora Gopło (J a n k o w s k a 1980), jeziora Kamionek (F i l b r a n d t - C z a j a 1998), torfowiska w Wilkowie (K o n e c k a - B e t l e y *et al.* 1996) i z wielu innych stanowisk. Z drugiej jednak strony, w świetle map izopolowych drzew w okresie holocenu (R a l s k a - J a s i e w i c z o w a 1983), należy stwierdzić, że w trakcie optimum holocenijskiego i bezpośrednio po nim obszar, na którym leży Koźmin, inaczej niż tereny sąsiednie, znajdował się poza zasięgiem dużego udziału dębu (*Quercus*), wiązu (*Ulmus*) i lipy (*Tilia*). Niestety, nie ma z tego obszaru opracowanego rdzenia zawierającego pełne sekwencje holocenijskie, któryby dokładnie określił być może odrębną sukcesję zbiorowisk roślinnych.

Następna seria wypełnia szeroką na około 200 m strefę rozcięcia w osadach młodszego dryasu. W osi rozcięcia osady te stanowią je wspomniany już wcześniej ciągle poziomy zaburzonego torfu, którego część stropowa została ścięta, zaś w strefach brzeżnych przykrywająca go piaszczysto-mulkowa mada. Osady serii wypełniającej mają także charakter mady. Ich miąższość wynosi około 2,5 m. Charakteryzują się one występowaniem na przemian kilku- bądź kilkunastocentymetrowej miąższości warstw mineralnych składających się z drobnych piasków i mulków oraz torfu i mulu organicznego. W spągu udokumentowany został około trzydziestocentymetrowy zestaw warstw drobnopiaszczystych. Wyżej, od głębokości 2.3 do 1.5 m, występują osady najbogatsze w materiał organiczny. Są to trzy kilkunastocentymetrowe warstwy torfu z rozdzielającymi je piaskami zawierającymi domieszki organiczne. Osady te poddane zostały badaniom palinologicznym (rys. 11, profil Y).

Uzyskane wyniki analiz pyłkowych (rys. 13) charakteryzują się generalnie wysokimi wartościami AP, co wiąże się przede wszystkim z dużym udziałem sosny (*Pinus* 24–42%), brzozy (*Betula* 3–9%) i olszy (*Alnus* do 40%), ale także drzew o większych wymaganiach klimatycznych: wiązu (*Ulmus*), lipy (*Tilia*), leszczyny (*Corylus*) i dębu (*Quercus*). W niewielkich ilościach występuje świerk (*Picea*), jesion (*Fraxinus*) i wierzba (*Salix*). Z roślin zielnych (NAP) dominującą rolę odgrywają trawy (*Gramineae*) i turzycy (*Cyperaceae*). Towarzyszą im gatunki związane głównie ze zbiorowiskami łąkowymi, takie jak: wiązówka (*Filipendula*), krzyżowe (*Cruciferae*), baldaszkowate (*Umbelliferae*), jaskrowate (*Ranunculaceae*), różowate (*Rosaceae*), rutewka (*Thalictrum*) i występujące sporadycznie: trędownik (*Scrophularia*), mięta (*Mentha*) i inne.

Otrzymany obraz pyłkowy wskazuje, że większa część analizowanych osadów powstała w klimacie ciepłym, umiarkowanie wilgotnym, charakterystycznym dla holocenijskiego optimum. Na badanym terenie występowały wówczas zbiorowiska leśne, wśród których dużą rolę odgrywały mieszane lasy liściaste



Rys. 13. Stanowisko III. Procentowy diagram pyłkowy (Y)

1 - torf zielony; 2 - pasiek; 3 - szczątki organiczne

Site III. Percentage pollen diagram (Y)

1 - peat; 2 - hay; 3 - organic remains

z dębem (*Quercus*), lipą (*Tilia*), wiązem (*Ulmus*) i jesionem (*Fraxinus*). Na siedliskach wilgotnych dominowały lasy z olszą (*Alnus*) i leszczyną (*Corylus*), a na bardziej suchych i ubogich – lasy sosnowe z domieszką brzozy (*Betula*) lub dębu (*Quercus*). Zbiorowiska roślin zielnych nie odgrywały znaczącej roli.

Dla najniższej warstwy torfu wykonane zostało oznaczenie wieku metodą radiowęglową. Uzyskana data $6\ 340 \pm 130$ lat BP (Lod 660) potwierdza czas ich powstawania w młodszej części holocenijskiego optimum klimatycznego.

Do całego, opisanego wyżej obrazu pyłkowego „nie pasują” spektra pyłkowe spągowej warstwy torfu (próbki z głębokości 218 cm i 212 cm) i dolnej części najmłodszej warstwy torfu (próbka z głębokości 164 cm) (rys. 13). Szczególnie spągowa warstwa osadów torfowych wyraźnie odbiega składem spektrum pyłkowego od reszty profilu. W warstwie tej występuje duża ilość ziaren pyłku sosny (*Pinus* 90%) i turzyc (*Cyperaceae* 18%), przy zupełnym braku ziaren pyłku drzew o większych wymaganiach klimatycznych. Świadczy to o powstawaniu tych osadów w warunkach klimatu chłodnego, w okresie z pewnością poprzedzającym holocen. Również w próbce z głębokości 164 (rys.13) nie występują ziarna pyłku większości drzew liściastych. Obecne są znaczne ilości ziaren pyłku olszy (*Alnus*) i dębu (*Quercus*) co wskazuje, że ta warstwa osadów torfowych powstała w okresie wczesnego holocenu. Taka sekwencja osadów dowodzi ich występowania na wtórnym złożu. Biorąc pod uwagę charakter osadu (mada), redepozycja nie jest niczym niezwykłym, a materiał może pochodzić z rozmywania omawianego wyżej vistuliańskiego poziomu organicznego.

Wyżej, do powierzchni terenu, kontynuują się osady madowe, jednak już ze znacznie mniejszą ilością materiału organicznego, który często ma charakter namulów.

Poziom mady holocenijskiej rozcięty jest przez koryto o szerokości około 60 m i głębokości 3,5 m. Koryto sięga do torfu młodszodryasowego i ścina stropową część torfu z młodszej części holocenijskiego optimum klimatycznego (rys. 11; fot. 10). Jego wypełnienie stanowią piaski średnioziarniste występujące w postaci zestawów przekątnych warstwowań tabularnych, będące świadectwem najmłodszych w badanym profilu procesów akumulacyjnych.

W rejonie stanowiska III, mimo występowania kopalnych koryt rzecznych funkcjonujących jeszcze po optimum holocenijskim, powierzchnia jest niemal wyrównana; zaznacza się tutaj jedynie niewielkie, około 1-metrowej głębokości koryto Strugi Janiszewskiej, które było czynne do rozpoczęcia prac górniczych. Mimo podobieństwa do stref odpływu przedstawionych na przykładzie stanowiska II (podobne podłoże, zbliżony wiek rozcięć i ich zapełnienie aż do wyrównania powierzchni), młody holocenijski wiek osadów wypełniających rozcięcia reprezentowane przez stanowisko III powoduje, że ich strefy są dobrze widoczne w terenie, a także na zdjęciu lotniczym (zmiana litologii i roślinności).

MORFOGENEZA OKOLIC KOŹMINA

Jak wspomniano na wstępie, głównym celem pracy było sprecyzowanie charakteru i wieku powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina, wcześniej określanej jako „leszczyńsko-poznański taras nadzalewowy I” (Trzmiel 1996). Badania przeglądowe przeprowadzone w ramach kartowania ścian odkrywki w kolejnych latach, a także terenowe i fotointerpretacyjne badania powierzchniowe dowodzą, że przedstawione w kolejnych stanowiskach trzy sytuacje są charakterystyczne i mogą stanowić podstawę do interpretacji morfogenezy całego analizowanego terenu. Jak wykazano, jest on głównie związany z działalnością rzeczną i należy zgodzić się z genetycznym zaklasyfikowaniem go jako terasy nadzalewowej Warty. Jest ona możliwa do wyodrębnienia zarówno w świetle kryteriów morfologicznych jak i geologicznych (np. Sehirmer 1983; Vandenberghe 1995). Nowe dane dotyczą wieku terasy oraz bardziej szczegółowych rozważań paleogeograficznych, przede wszystkim nad wahaniami poziomu wód oraz nad typem odpływu w okresie formowania się powierzchni.

Za serię stanowiącą podłoże terasy nadzalewowej Warty w okolicach Koźmina przyjęto umownie torfę o miąższości 20–40 cm, zalegającą pokrywowo na głębokości 1,5–4,2 m (ca 94 m n.p.m.). Powszechne występowanie warstwy w ścianach odkrywki oraz fakt rejestrowania jej w wierceniach głębokich i w sondach ręcznych (rys. 3) pozwala przyjąć, że torfowisko zajmowało cały analizowany obszar. Rozwinęło się ono na powierzchni zbudowanej z piasków różnoziarnistych, wiązanych z akumulacją górnopleniwistuliańskiej piaszczystej rzeki roztokowej (Peters, Forys i ak 1999). W świetle ogólnych danych na temat rozwoju dolin rzecznych wiadomo (*vide* m. in. Turkowska 1995), że na początku późnego vistulianu rozpoczął się proces rozcinania den dolinnych. Powszechnie znanym skutkiem opuszczenia ich przez rzeki jest rozwój pokryw eolicznych i pagórków wydmych. W najbliższej okolicy badanego terenu, w widłach Warty i Neru, opisane zostały późnovistuliańskie pokrywy eoliczne utrwalone przez glebę alleródzką (Krajeski 1977), które uznano za dowód osuszenia powierzchni. W Koźminie nie natrafiono na kopalne koryta (koryta?), które rozcięły dno doliny rzeki roztokowej.

Dla przedstawionego zagadnienia istotna jest zmiana warunków hydrologicznych umożliwiająca powstanie torfowiska na dobrze przepuszczalnych piaskach. Rozwijalo się ono niezależnie od ówczesnej rzeki; że nie docierały tu powodzie świadczy brak przewarstwień mineralnych w torfie. Jednocześnie wiadomo, że rozwój torfowiska nie był w pełni synchroniczny.

Początek rozwoju torfowiska udokumentowany w stanowisku I (rys.4) powiązano z młodszą fazą allerödu. Z badań palinologicznych wynika, że nastąpił on w czasie panowania klimatu zimnego i wilgotnego. Podmokłe siedliska były zajęte przez zbiorowiska turzycowatych, traw oraz widliczki. Poza obszarem torfowisk istniał otwarty las sosnowy z niewielką domieszką brzozy.

Pod koniec tego okresu nastąpiła dalsza zmiana stosunków wodnych. Torfowisko zajęło szersze obszary (stanowisko III), a w miejscach gdzie istniało wcześniej (stanowisko I) zostało podtopione, co doprowadziło do powstania płytkiego zbiornika wody stojącej, w którym występowały: wywłócznik kłosowy, grązel i rdestnica oraz glon *Pediastrum*, a także rośliny szuwarowe, takie jak palka szerokolistna/jeżogłówka. Brzegi zbiornika porastały prawdopodobnie krzewiaste zarośla wierzby. W zbiorowiskach lądowych większą rolę zaczęła odgrywać brzoza. Zwiększony udział roślin światłolubnych wskazuje na ustępowanie wcześniej panujących lasów sosnowych. Z rozwojem zbiornika wiąże się z akumulacją gytii mułowej. Udokumentowane zmiany wskazujące na ochłodzenie klimatu przypadają na początek młodszego dryasu.

Dowodem dalszego podniesienia poziomu wód w młodszym dryasie jest zwiększenie przepływów i częstotliwości powodzi w dolinie, zarejestrowane poprzez porozcinanie powierzchni korytami o głębokości około 3–4 m. Czas powstania rozcięć określony został na podstawie sytuacji udokumentowanej w stanowisku II, gdzie w brzeźnej części strefy występowania kanałów widoczny jest wyraźny kontakt erozyjny z warstwą torfu i gytii, bryła torfu o zachowanej strukturze datowana palinologicznie oraz rozwlęczony materiał organiczny zdeponowany w osadach korytowych (rys. 7). Rozcinanie podmokłej równiny z torfem w podłożu doprowadziło do zdrenowania płytkich jezior i zalewania ich osadów wodami powodziowymi. Powodzie pozostawiły po sobie warstwy drobnopiaszczyste przelawicające gytie. Całkowita zmiana środowiska jeziornego na rzeczne o intensywnych powodziach zapisana jest w osadach jako zmiana dominacji materiału mułowego na piaszczysty, pozbawiony domieszek organicznych.

Kopalne koryta mają przebieg prostolinijny lub kręty i nie wykazują śladów bocznej wędrowki. W początkowej fazie tworzenia się koryt pokrywa roślinna była jeszcze zwięzła i wstrzymywała dostawę materiału do systemu rzecznoego, co przy zwiększonej ilości wód powodowało rozcinanie powierzchni (S t a r - k e l 1983). Kolejne epizody erozji koncentrowały się wzdłuż tych samych szlaków. Liczne fragmenty koryt dobrze zachowały się na dzisiejszej powierzchni i dowodzą istnienia odpływu wielokorytowego, który hipotetycznie zaklasyfikowano jako anastomozujący (*anabranching*?) (rys. 3). Zapelniane koryt odbywało się na drodze szybkiej agradacji pionowej, a podczas powodzi zachodziła również intensywna akumulacja nad piaszczystych. Piaszczysta równia zalewowa, podobnie jak przed allerödem, była rozwiewana i stanowiła źródło materiału dla młodszodryasowych pokryw eolicznych udokumentowanych przez K r a j e w s k i e g o (1977); skład mechaniczny młodszej, poallerödskiej pokrywy wdmowej w międzyczeczu Warty i Neru jest bardzo zbliżony do składu osadów pozakorytowych w okolicach Koźmina.

Przykładem częstego, jak się wydaje, wykorzystywania koryt późnowistuliańskich przez odpływ holoceniński jest forma opisana w stanowisku III.

Wypełnienie koryta rozpoczęło się na początku holocenu, ale zasadnicza część wypełnienia oraz mady akumulowane na równi zalewowej powstały w drugiej części atlantyku (rys. 12; 13). Po kolejnym rozcięciu, już w neoholocenie, doszło do zapelnienia najmłodszej formy erozyjnej i wyrównania powierzchni.

W morfogenezie opisywanego fragmentu Kotliny Kolskiej można więc wyodrębnić kilka etapów, z których najstarszy odpowiada fazie sosnowej allerödu, kiedy na powierzchnię górnoplenivistuliańskiej terasy wkroczyło torfowisko. Na początku młodszego dryasu powstawały płytkie jeziora przy jednoczesnej ekspansji torfowiska. Wkrótce terasa zaczęła funkcjonować jako dno dolinne. Ostatni etap był zdaniem autorów okresem intensywnego odpływu wielokorytowego, z powodziami zalewającymi całą równię zalewową. W drugiej części młodszego dryasu doszło do wznowienia intensywnych procesów eolicznych, prowadzących do powstania młodszodryasowych pokryw wydmych we wschodniej części Kotliny Kolskiej. Jak już podkreślono, w części koryt odpływ trwał również w holocenie, przy ogólnym ujemnym bilansie erozji. Dzisiejsza równinna powierzchnia okolic Koźmina jest więc metachroniczna – najstarsze i najrozleglejsze fragmenty pochodzą z młodszego dryasu, najmłodsze są współczesne. Stanowi ona przykład ilustrujący rolę paleogeograficzną młodszego dryasu, pokazujący, że aluwialne poziomy z tego okresu mogą stanowić rozległe, ważne w geomorfologii powierzchnie, monotonne lub urozmaicone pagórkami wydmychymi.

CECHY ODPIYWI W MŁODSZYM DRYASIE W OKOLICACH KOŹMINA

Na zakończenie należy jeszcze raz powrócić do interpretacji typu odpływu w schyłku plejstocenu w analizowanym wycinku Kotliny Kolskiej. Wiadomo, że odpływ odbywał się kanałami nie podlegającymi bocznej migracji szybko wycinanymi i szybko zapelnianymi osadami, oraz że równocześnie funkcjonowało wiele koryt. Koryta wypełniane były piaskami średnio- i gruboziarnistymi, a na równi zalewowej akumulowane były piaski drobnoziarniste. Osady korytowe jak i pozakorytowe odznaczają się dość dobrym wysortowaniem. Obszary pomiędzy korytami są fragmentami równi zalewowej wyodrębnionymi erozyjnie przez powstające koryta pokrywane kolejnymi warstwami piaszczystej mady w czasie powodzi o dużej dynamice. Brak jest śladów rozwoju trwałej roślinności. Obok uwarunkowań klimatycznych, jej rozwojowi na równi zalewowej nie sprzyjało zapewne piaszczyste podłoże jak i wspomniane już prawdopodobnie częste i intensywne powodzie. Zapewne kolejne koryta powstawały na drodze awulsji.

Cechy systemu rzecznego w wycinku Kotliny Kolskiej są zbliżone z częścią wyróżników rzeki typu anastomozującego wymienianych przez T e i s - s e y r e ' a (1991, 1992), takich jak: szybki pionowy przyrost osadów przy

braku objawów przyrostu bocznego, stabilność koryt w obrębie jednej strefy, duże znaczenie awulsji w tworzeniu się nowych koryt. Brakuje jednak śladów dużego udziału środowisk wilgotnych w postaci osadów mułowych i ilowych. Jak wiadomo, istotnym elementem przy identyfikacji systemu rzecznego jest określenie szerokości i/lub długości obszarów międzykorytowych względem szerokości koryta przy pełnokorytowym przepływie oraz stwierdzenie czy rzeka posiada główne koryto czy też poszczególne koryta są równoważne. Na podstawie tego wskaźnika wyróżniane bywają rzeki anastomozujące lub rzeki typu *anabranching*, chociaż z przeglądu literatury wynika, że takie rozróżnienie nie jest jeszcze powszechnie stosowane. Chorney *et al.* (1984) za Brice'em stwierdza, że rzeki typu *anabranching* posiadają w swym systemie wyspy (obszary międzykorytowe?) o szerokości 3 koryt przy pełnokorytowym przepływie. Teyssere (1991) charakteryzując rzeki anastomozujące używa terminu *anabranching* zamiennie z terminem anastomozujący. Tym samym nie widzi w nich odrębnych typów i na przykład za Brice'em *et al.* stwierdza, że długość obszarów międzykorytowych rzek anastomozujących wynosi przynajmniej 7 szerokości koryta przy pełnokorytowym przepływie.

Kass (1998) podaje przykład modelu depozycji rzeki tundrowej ze środkowego plenivistulianu, a istniejący wówczas typ systemu rzecznego interpretuje jako *anabranching* za Nansonem i Knightonem, którzy twierdzą, że ten typ rzek powstaje w klimacie monsunowym lub półsuchym z reżimem przepływów epizodycznych, a ich cechą wyróżniającą są piaszczyste równie zalewowe, niski stosunek osadów korytowych do pozakorytowych oraz mała siła strumienia wody. Według Kass do rozwoju tego typu odpływu istniały warunki w środkowym plenivistulianie. Składały się na nie: epizodyczny odpływ wynikający z wiosennego topnienia śniegów, piaszczysta sedimentacja na równi zalewowej oraz brzegi ustabilizowane dzięki roślinności tundrowej i obecności głębokiego sezonowego przemarzania bądź wieloletniej zmarzliny.

Można przyjąć, że warunki w Kotlinie Kolskiej w młodszym dryasie były podobne do wymienionych przez Kass (1998) w związku z czym można by określić ówczesny system rzeczny jako *anabranching*. Na interpretację taką składałyby się fakty: piaszczysty materiał równi zalewowej, bardzo duży udział facji pozakorytovej w stosunku do korytovej, pokład torfu i głębokie sezonowe przemarzanie lub obecność wieloletniej zmarzliny utrudniające bocznej migracji koryt, wzrost gwałtownych przepływów wyżówkowych (reżim związany z wiosennymi roztopami) (Böhnke *et al.* 1995). Zdaniem autorów istnieją więc przesłanki, aby odpływ ten określić jako wielokorytowy typu *anabranching*. Termin nie znalazł jeszcze odpowiednika w nazewnictwie polskim; jedynym znanym autorom przykładem stosowania go, zamiennie z określeniem anastomozujący, są wyżej wspomniane prace Teyssere'a (1991, 1992).

Pozostaje jeszcze kwestia dławczego w Kotlinie Kolskiej w młodszym dryasie rozwinął się odpływ wielokorytowy anastomozujący (*anabranching*?).

Zwiększenie ilości wód w dolinie skutkujące rozwojem koryt erozyjnych i silnymi wezbraniem, których efektem było powstanie mad drobnopiaszczystych może być wyjaśnione poprzez uwzględnienie kilku czynników. Spadek średniej rocznej temperatury w młodszym dryasie do -3°C (Rotnicki 1991) wpłynął na: 1. podniesienie stropu wieloletniej zmarzliny (nieciągłej lub wyspowej); 2. zmniejszenie parowania; 3. rozrzedzenie roślinności, które spowodowało spadek ewapotranspiracji. Wymienione czynniki doprowadziły do wzrostu wilgotności gruntu i do gwałtownego wzrostu przepływów przy zmniejszonych opadach (Bohncke, Vandenberghe 1991; Rotnicki 1991; Starckel 1991; Lowe *et al.* 1995). Według Teisseyre'a (1991) "anastomozowanie jest adaptacją systemu rzeczno do zbyt małego spadku doliny. W takiej sytuacji system anastomozujący jest bardziej efektywny jako medium transportujące (...), obciążenie dzieli się w takiej rzece na *n* koryt z tym skutkiem, że pomniejszone obciążenie może być nadal transportowane przy mniejszym spadku doliny". Niewielki spadek analizowanej powierzchni, a jest to przecież fragment kotliny, sprzyjał zapewne rozwojowi odpływu wielokorytowego. W zaistnieniu takich warunków mogła mieć udział tektonika podłoża.

Opisana zmienność stosunków wodnych w Kotlinie Kolskiej znajduje potwierdzenie w rekonstrukcjach przemian klimatu i powodowanych nimi zdarzeń w schyłku wistulianu przedstawianych w literaturze. Jak wiadomo, w późnym wistulianie w większości dolin rzecznych wykształcił się odpływ wielkomeandrowy. W młodszym dryasie w niektórych z nich dochodziło jednak do zaburzeń w tym odpływie. Na przykład w dolinie Wisły pod Krakowem udokumentowano zjawisko przykrywania allerödskich mad organicznych madami piaszczystymi z młodszego dryasu, co zinterpretowano jako powrót do odpływu roztokowego (Kaliński 1991; Starckel *et al.* 1991). W dolinie Warty pod Poznaniem stwierdzono ślady dziczenia rzeki i tworzenia się centralnych odsypów (Kozarski 1991; Bohncke *et al.* 1995; Kozarski, Nowaczyk 1995). Zdaniem Kalińskiego (1991) w dolinie Drwinki prawdopodobne jest również funkcjonowanie systemu anastomozującego w tym czasie.

W pierwszej, wilgotniejszej części młodszego dryasu przepływy w dolinie Proсны i Warty pod Poznaniem wzrosły w stosunku do allerödu i były 5-6 razy wyższe niż obecnie (Rotnicki 1983, 1991; Kozarski *et al.* 1988). Intensyfikacja procesów fluwialnych objawiła się szybkim tempem wypełniania odciętych zakoli (Rotnicki, Latałowa 1986) oraz poprzez akumulację mad piaszczystych w wielu dolinach rzecznych na obszarze Polski, na przykład w dolinie Warty pod Poznaniem (Antczak 1986), w dolinie Wisły pod Krakowem (Kaliński 1991; Starckel *et al.* 1991) i w innych dolinach Polski południowej (Starckel, Gębica 1995).

Powrót do odpływu roztokowego towarzyszący ochłodzeniu młodszego dryasu znany jest w Europie Zachodniej. Szczegółowe badania były prowadzone

na przykład w dolinie Mozy, gdzie w wykształconą przez wielkie meandry terasę allerozdka włożona jest rozległa terasa z młodszego dryasu, podczas którego funkcjonował odpływ roztokowy (K a s s e *et al.* 1995). Badacze holenderscy podkreślają dwudzielność w czasie procesów z tego okresu. Pierwszą, wilgotniejszą część uważają za sprzyjającą procesom rzeczny, podczas gdy w drugiej, suchszej i zimniejszej, główną rolę zaczynają odgrywać procesy coliczne. W wielu dolinach opisywana jest również dwudzielność przestrzenna terasy z młodszego dryasu – paraboliczne formy wydmowe występują w częściach wschodnich, podczas gdy część zachodnia ma powierzchnię równinną, z zachowanym układem koryt roztokowych. Kształt wydm i ich rozmieszczenie na terasie dokumentują kierunek wiatrów z sektora zachodniego i źródło materiału w postaci tylko okresowo zalanego przez wody powodziowe dna dolinnego (K a s s e *et al.* 1995).

Na tle przedstawionych przykładów i sytuacji udokumentowanych w dolinie Warty w obrębie analizowanego wycinka Kotliny Kolskiej niewątpliwie może być podtrzymana teza o różnorodności typu odpływu, jako specyficznie młodszego dryasu (V a n d e n b e r g h e 1995). Hipoteza o istnieniu obok tradycyjnie wyróżnianych typów odpływu – meandrującego, roztokowego i anastomozującego – również odpływu typu *anabranching* wymaga dalszych badań i dyskusji. W wypadku jej potwierdzenia konieczne będzie zaproponowanie odpowiedniego terminu polskiego.

LITERATURA

- A n t e z a k B., 1986 – Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w pradolinie warszawsko-berlińskiej i południowej części przelomu poznańskiego podczas późnego wistulianu. *Wyd. Nauk. U.A.M. ser. Geogr.* 35: 1-111.
- B a l w i e r z Z., 1980 – Analiza palinologiczna późnoglacialnych i holocenijskich osadów z torfowiska w Napoleonowie. *Acta Univ. Lodz.*, II, 22: 151-157.
- B e r g l u n d B. E., 1985 – Pollen analysis. W: B. E. Berglund (ed.) *Palaeohydrological changes in the temperate zone in the last 15 000 years*. *Subproject B*, 2: 133-167.
- B i n k a K., S z e r o c z y Ń s k a K., 1989 – Type region P-n: Masovia and Podlasie Lowlands. W part: Masovia Lowland. *Acta Palaeobot.*, 29, 2: 59-63.
- B i n k a K., M a d e y s k a T., M a r c i n i a k B., S z e r o c z y Ń s k a K., W i ę c k o w s k i K., W i c i k B., 1988 – Site Lake Błędowo. W: L. Starkel, J. Rutkowski, M. Ralska-Jasiewiczowa. (eds.) *Late Glacial and Holocene environmental changes, Vistula Basin*. Publ. House. Wyd. AGH, Cracow: 124-128.
- B i r k s H. J. B., 1986 – Late-Quaternary biotic changes in terrestrial and lacustrine environments, with particular reference to north-west Europe. In: B. E. Berglund (ed.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 4-65.
- B o h n e c k e S., K a s s e C., V a n d e n b e r g h e J., 1995 – Climate induced environmental changes during the Late Glacial at Żabinko, Poland. *Questions Geogr., Spec. Issue*, 4: 43-64.
- B o h n e c k e S., V a n d e n b e r g h e J., 1991 – Palaeohydrological development in the Southern Netherlands during the last 15 000 years. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (eds.). *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 253-281.

- Brodzikowski K., 1992 – Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych w geologii i geomorfologii glacialnej. W: K. Brodzikowski (red.) Problemy sedymentacji glacialimnicznej. Materiały letniej szkoły sedymentologicznej. Łódź: 7-56.
- Chorley R. J., Schumm S. A., Sugden D. E., 1984 – Geomorphology. Methuen: 605 p.
- Faegri K., Iversen J., 1975 – Podręcznik analizy pyłkowej. Wyd. Geol., Warszawa: 250 s.
- Filbrandt-Czaja A., 1998 – Historia roślinności północnej części Lednickiego Parku Krajobrazowego ze szczególnym uwzględnieniem czynnika antropogenicznego. Biblioteka Studiów Lednickich. III: 9-38.
- Forysiak J., Miotk-Szpiganiowicz G., Petera J., 1999 – Geologic setting and palynologic examination of the Vistulian sediments at Koźmin near Turek, central Poland. *Kwart. Geol.*, 43, 1: 85-98.
- Gradziński R., KostECKA A., Radomski A., Urnug R., 1986 – Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa: 628 s.
- Iversen J., 1944 – *Viscum*, *Hedera* and *Ilex* as climate indicators. *Geol. Fören. Forhandl.*, 66, 3: 463-483.
- Jankowska B., 1980 – Szata roślinna okolic Gopla w późnym glacie i holocenie oraz wpływ osadnictwa na jej rozwój w świetle danych paleobotanicznych. *Przegl. Archeol.*, 27: 5-41.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1987 – Uwagi na temat palinostratygrafii czwartorzędu. *Kwart. Geol.*, 31, 1: 155-162.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1985 – Interglacja eemski i wczesny vistulian w Zgierz-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 53: 75 s.
- Kalikowski T., 1991 – The evolution of the Vistula River Valley between Cracow and Niepolomice in Late Vistulian and Holocene Times. *Geogr. Studies Spec. Issue*, 6: 11-38.
- Kasse C., 1998 – Depositional model for cold-climate tundra rivers. W: G. Benito, V. R. Baker, K. J. Gregory (eds.) *Paleohydrology and Environmental Change*. J. Wiley & Sons: 83-97.
- Kasse C., Vandenberghe J., Bohnecke S., 1995 – Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. *Palaoklimaforschung*, 14, *Spec. Issue*, 9: 123-150.
- Klatkowska H., 1996 – Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biol. Perygl.*, 35: 45-86.
- Kondracik J., 1968 – Fizycznogeograficzna regionalizacja Polski i krajów sąsiednich w systemie dziesiętnym. *Prace Geogr. IG i PZ PAN*, 69: 13-42.
- Konecka-Betley K., Czępińska-Kamińska D., Nalepka-Papierz D., Wasylińska K., 1996 – Przemiany środowiska Puszczy Kampinoskiej w późnym glacie i holocenie na przykładzie osadów organicznych torfowiska w Wilkowie (Polesie Stare). *Roczn. Gleboznawcze*, XLVII 103-112.
- Kozarski S., 1991 – Warta – a case of a lowland river. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (eds.) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 189-215.
- Kozarski S., Góncera P., Antczak B., 1988 – Valley floor development and palaeohydrological changes: the Late Vistulian and Holocene history of the Warta river (Poland). W: G. Lang, Ch. Schluchter (eds.) *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years*. Balkema, Rotterdam: 185-203.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1995 – The Bölling Interstadial at Żabinko and Late Vistulian environmental changes in the middle reach of the Warsaw-Berlin pradolina. *Quatern. Stud. in Poland*, 13: 43-54.
- Krajewski K., 1977 – Późnoplejstocenijskie i holocenijskie procesy wydmotwórcze w pradolinie warszawsko-berlińskiej w widłach Warty i Neru. *Acta Geogr. Lodz.*, 39: 87 s.
- Lowe J. J., Coope G. R., Lemdahl G., Walker M. J. C., 1995 – The Younger Dryas climate signal in land records from NW Europe. W: S. R. Troelstra, J. E. van Hinte, G. M. Ganssen (eds.) *The Younger Dryas*. North-Holland, Amsterdam/ Oxford /New York/ Tokyo: 3-25.

- Mycielska-Dowgiałło E., 1995 – Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Uniwersytet Warszawski: 220-235.
- Mycielska-Dowgiałło E., 1998 – Znaczenie interpretacyjne brwi piaszczystych i żwirowych w osadach fluwialnych i fluwioglacjalnych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedimentacyjne i postsedymantacyjne w osadach czwartorzędowych*. Uniwersytet Warszawski: 115-120.
- Nałepka D., 1994 – Historia roślinności w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej w czasie ostatnich 15 000 lat. *Wiad. Bot.*, 38: 95-105.
- Noryśkiewicz B., 1993 – Późnoglacialna i wczesnoholocenińska historia roślinności okolic Jeziora Biskupińskiego. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia XXV*, 85: 31-42.
- Okuniewska-Nowaczyk I., 1987 – Late Holocene history of vegetation growing in the vicinity of Lake Skrzyńka, the Greater Poland National Park, obtained from pollen analytical data. *Acta Palaeobot.*, 27, 1: 137-151.
- Petera J., Forysiak J., 1999 – The Koźmin site, Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”: 61-74.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1983 – Isopollen maps for Poland: 0-11 000 years B.P. *New Phytol.*, 94: 133-175.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., 1996 – Poland. W: B. E. Berglund, H. J. B. Birks, M. Ralska-Jasiewiczowa, H. E. Wright, (eds.) *Palaeoecological events during the last 15 000 years. Regional Syntheses of Palaeoecological Studies of Lakes and Mires in Europe*. J. Wiley & Sons: 403-470.
- Rotnicki K., 1983 – Modelling past discharge of meandering rivers. W: K. J. Gregory (ed.) *Background to Palaeohydrology*. Chichester: 321-354.
- Rotnicki K., 1991 – Retrodiction of palaeodischarges of meandering and sinuous alluvial rivers and its palaeohydroclimatic implications. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes (eds) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 431-471.
- Rotnicki K., Latałowa M., 1986 – Palaeohydrology and fossilization of a meandering channel of Younger Dryas age in the middle Proсна river valley. *Quatern. Stud. in Poland*, 6: 73-90.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1965 – Pseudomorfozy wieloboków z lodem szczelnym i stanowisko tundry w peryglacjalnym basenie sedimentacyjnym ostatniego zlodowacenia w Kępnie. *Bad. Fizjograf. u. Polską Zach.*, 15: 93-146.
- Rühle E., 1973 – Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa: 688 s.
- Rutkowski J., 1995 – O opróbowaniu i reprezentatywności wyników w badaniach litologicznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Uniwersytet Warszawski: 9-29.
- Schirmer W., 1983 – Criteria for the differentiation of Late Quaternary river terrace. *Quatern. Stud. in Poland*, 4: 199-205.
- Starkel L., 1983 – The reflection of hydrological changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. W: K. J. Gregory (ed.) *Background to Palaeohydrology*. Chichester: 213-237.
- Starkel L., 1991 – Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. W: L. Starkel, K. J. Gregory, J. B. Thornes, (eds) *Temperate Palaeohydrology*. J. Wiley & Sons: 473-495.
- Starkel L., Gębica P., 1995 – Evolution of river valleys in Southern Poland during the Pleistocene-Holocene transition. *Biul. Perygl.*, 34: 177-191.
- Starkel L., Gębica P., Niedziałkowska E., Podgórska-Tkacz A., 1991 – Evolution of both the Vistula floodplain and Late glacial-Early Holocene palaeochannel systems in the Grobla Forest (Sandomierz Basin). *Geogr. Studies, Spec. Issue*, 6: 87-100.
- Starmach K., 1989 – Plankton roślinny wód słodkich. Metody badania i klucze do oznaczania gatunków występujących w wodach Europy Środkowej. PWN, Warszawa-Kraków.

- Teisseyre A. K., 1991 – Klasyfikacja rzek w świetle analizy systemu fluwialnego i geometrii hydraulicznej. *Acta Uni. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, 22: 1-209.
- Teisseyre A. K., 1992 – Rzeki anastomozujące – procesy i modele sedimentacji. *Przeł. Geol.*, 4: 241-248.
- Tobolski K., Okuniewska-Nowaczyk I., 1989 – Type region P-r: Poznań- Gniezno-Kujawy Lake District. *Acta Palaeobot.*, 29, 2: 77-80.
- Tobolski K., Gluszałak A., Litt T., 1998 – Analiza pyłkowa. W: K. Tobolski (red.) Paleokologiczne studium późnoglacialnych osadów jeziora Lednica w Imiolkach. Biblioteka Studiów Lednickich. IV: 33-42.
- Trzmieł B., 1996 – Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000. ark. Turek (550). PIG, Warszawa: 47 s.
- Turkowska K., 1995 – Recognition of valley evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of the Polish Lowland. *Biul. Perygl.*, 34: 209-227.
- Vandenberghe J., 1995 – Postglacial river activity and climate: state of the art and future prospects. W: B. Frenzel, J. Vandenberghe, K. Kasse, S. Bohncke & B. Glaser (eds) European river activity and climatic change during the Lateglacial and early Holocene. *Palaoklimaforschung*, 14: 1-9.
- Vandenberghe J., Pissart A., 1993 – Permafrost changes in Europe during the last glacial. *Permafrost and Periglacial Processes*, 4: 121-135.
- Wasylkowa K., 1964 – Roślinność i klimat późnego glacialu w Środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biul. Perygl.*, 13: 257-418.
- Zieliński T., 1980 – Fluwioglacialne struktury sedimentacyjne w Belchatowie. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 50, 3-4: 433-446.
- Zieliński T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) Struktury sedimentacyjne i postsedimentacyjne w osadach czwartorzędowych. Uniwersytet Warszawski: 195-257.



fol. J. Petera, 1999

Fot. 1. Stanowisko I. Międzykorytowe osady mady piaszczystej złożone na torfie i gytii

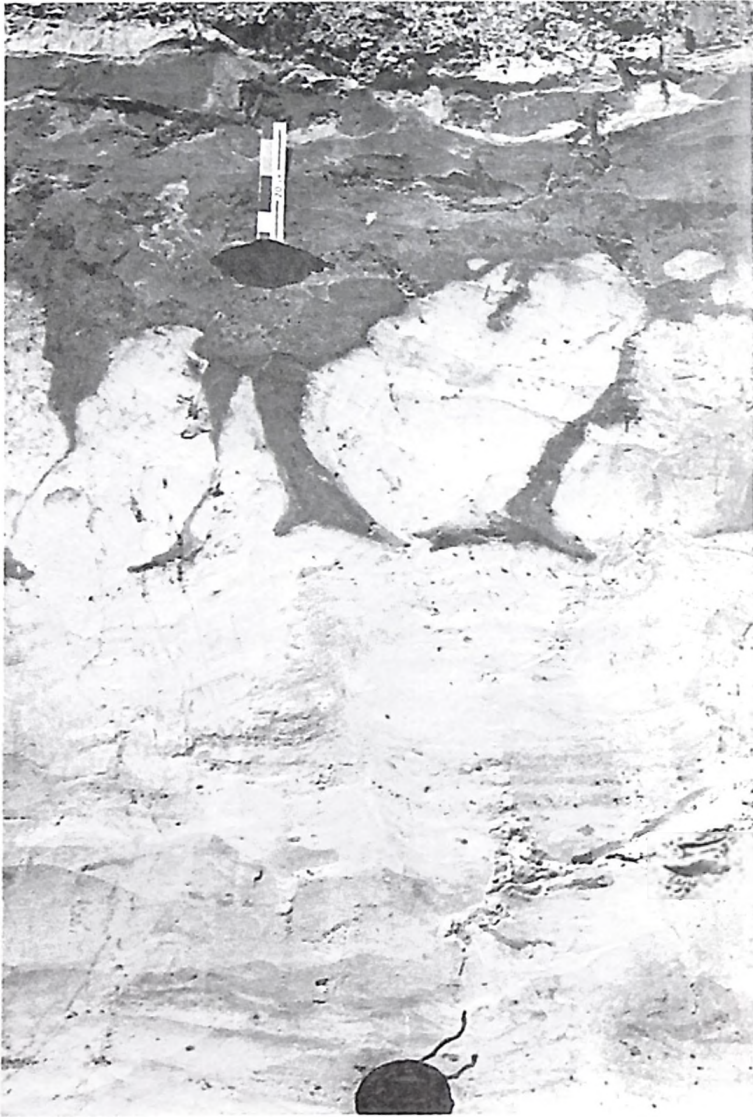
Site I. Interchannel floodplain sandy deposits over peat and gyttja



fol. J. Petera, 2000

Fot. 2. Międzykorytowe osady mady z większą ilością przewarstwień mulowych

Interchannel floodplain deposits with silt interlayers



fol. H. Klatkówna, 1996

Fot. 3. Stanowisko III. Inwolucje w spągu torfu młodszodryasowego

Site III. Involutions at the base of peat of Younger Dryas age



fol. J. Pietera, 2000

Fig. 4. Stanowisko II. Strefa rozcięć erozyjnych. Poziom torfu rozmyty na skutek formowania się kanałów

Site II. Zone of erosional intrenchments. The peat horizon washed out as a result of the channel formation



fol. J. Petera, 2260

Fot. 5. Stanowisko II. Centralna część strefy rozcięć erozyjnych

Photo 5. Site II. Central part of a zone of erosional intrincements



fol. J. Petera, 2000

Fot. 6. Stanowisko II. Struktura szczelinowa w osadach korytowych

Site II. Fissure structure in channel deposits



fol. J. Forysiak, 2002
Fig. 7. Stanowisko II. Centralna część strefy rozcięć erozyjnych. Wypełnienie koryta drugiej generacji z widocznymi pakietami torfu w spągu wypełnienia

Site II. Central part of a zone of erosional intrenchments. A fill of the second generation channel with peat at the bottom



fol. J. Porysiak, 2000
Fig. 8. Stanowisko II. Centralna część strefy rozcięć erozyjnych. Osady stożka krawasowego związane z kanałem trzeciej generacji

Site II. Central part of a zone of erosional intrenchments. Sediments of the crevasse splay related to the third generation channel



fol. J. Petera, 2000

Fot. 9. Stanowisko II. Bryła piaszczysta o pierwotnej strukturze zachowana w osadach korytowych

Site II. Sand block of original structure which survived in channel deposits



for. H. Klatkova, 1996
For. 10. Stanowisko III. Strefa rozcięć erozyjnych. Holoceni torf wypełniający koryto przykryte rzeczyną seria piaszczystą

Site III. Zone of erosional inrenchments. Holocene peat filling the channel covered with river sandy series

Krzyszyna Turkowska, Jacek Forysiak, Joanna Petera, Grażyna Miotk-Szpigauowicz

MORPHOGENESIS OF THE KOŁO BASIN NEAR KOŹMIN

SUMMARY

Abstract. Low-relief area with small and shallow valleys of the Koło Basin near Koźmin is presented. An origin of this plain as a river terrace has been confirmed and the thesis on its relationship with a multi-channel anastomosing river system (anabranching?) in the Younger Dryas and on the adaptation of its tracks in the Holocene has been put forward. The present-day surface reveals metachronic features and consists of Late Pleistocene and Holocene sediments.

The Koło Basin near Koźmin is low-relief area, somewhat interspersed with shallow but numerous valleys (Fig. 1). Some forms are drained by a contemporaneous river system (e.g. Kielbaska River, Teleszyna River), others are dry. Besides, there are fossil channels, invisible in the field but revealed by differences in light intensity on the aerial photographs (Fig. 3). Sediments in three positions assumed typical have been described: in the interchannel areas (site I, Fig. 4), in the fossil channels with Late Vistulian fill (site II, Fig. 7) and in the intrenchments filled with Holocene material (site III, Fig. 11). Structural and textural properties of mineral deposits were studied (Figs 5, 8, 9). Organic series from four profiles were analysed palaeobotanically (Figs 6, 10, 12, 13). The radiocarbon measurements of four samples have also been made. The origin of the plain as a river terrace has been confirmed. According to the authors, the origin is attributed to a multi-channel anastomosing river system (anabranching?) in the Younger Dryas period. The channels dissect a series of peat and gyttja dated back to the second half of the Alleröd and the beginning of the Younger Dryas. Structural properties of the series dominated by medium sands and filling the channels indicate a high accumulation rate and synchronous overbank deposition of fine-grained sands. The periodically dry floodplain sediments represented presumably the source material for aeolian covers and dune hillocks, particularly well-developed east of the Warta River valley. The authors state that the Holocene drainage in the most cases utilizes the Late Pleistocene tracks. The aggradation in the successive channels resulted in an almost complete planation. The discussed plain one may assume metachronic; its oldest fragments are derived from the Younger Dryas period, while the youngest ones (of documented so far) are younger than the Late Atlantic.

Juliusz Twardy
Katedra Badań Czwartorzędu Ul.
Łódź

DELUWIA NEOHOLOCENSKIE – PRZYKŁADY Z WYŻYNY ŁÓDZKIEJ

ZARYS TREŚCI

Badaniami objęto holoceneskie serie wypełniające suche doliny denudacyjne, rozwinięte na Wyżynie Łódzkiej. W obrębie wypełnień wydzielono ogniwu deluwialne, proluwialne oraz diamiktony rolne, wieńczące akumulację holoceneską. Podano charakterystykę strukturalno-teksturalną wyodrębnionych serii oraz ich interpretację genetyczną. Określono początek rozwoju denudacji antropogenicznej na badanym terenie oraz scharakteryzowano jej przebieg poczynając od końca epoki brązu.

WPROWADZENIE

Wśród wydzielań stosowanych do opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, występują namuły den dolinnych i zagłębień bezodpływowych. Są one wydzielane obok torfów i piasków rzecznych jako jedna z trzech podstawowych kategorii osadów holoceneskich. Analiza występowania namulów wskazuje, że są one ukazywane w następujących sytuacjach:

1. na dnach dużych dolin denudacyjnych, obecnie suchych, odwadnianych jedynie przez cieki epizodyczne. Szczególną cechą jest tutaj linijny charakter deponycji, prowadzący się do pokrycia wąskiego, nieckowatego lub płaskiego dna doliny denudacyjnej, serią osadów piaszczystych i pylastych, zawierających domieszkę humusu;

2. na dnach dolin rzecznych, w postaci ciągłej pokrywy lub jedynie w formie przystokowej listwy;

3. we wszelkiego rodzaju zagłębieniach bezodpływowych o różnej skali; w tym wypadku osady te występują w formie pokryw o nieregularnym kształcie.

Zdecydowanie przeważa sytuacja wymieniona jako pierwsza, a osady lokowane w ten sposób odpowiadają deluwiom holoceneskim. Na obszarze środkowej części Wyżyny Łódzkiej, przedstawionym na 13 arkuszach Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski o łącznej powierzchni rzeczywistej równej 4 123 km², namuły zajmują 2,77 %. Udział analizowanej kategorii osadów oscyluje od poniżej 1 % dla obszarów o najłagodniej urozmaiconej rzeźbie i jednocześnie

najlepiej rozwiniętej stałej sieci rzecznej, do powyżej 6% w dobrze urzeźbionych obszarach wododziałowych, np. w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej.

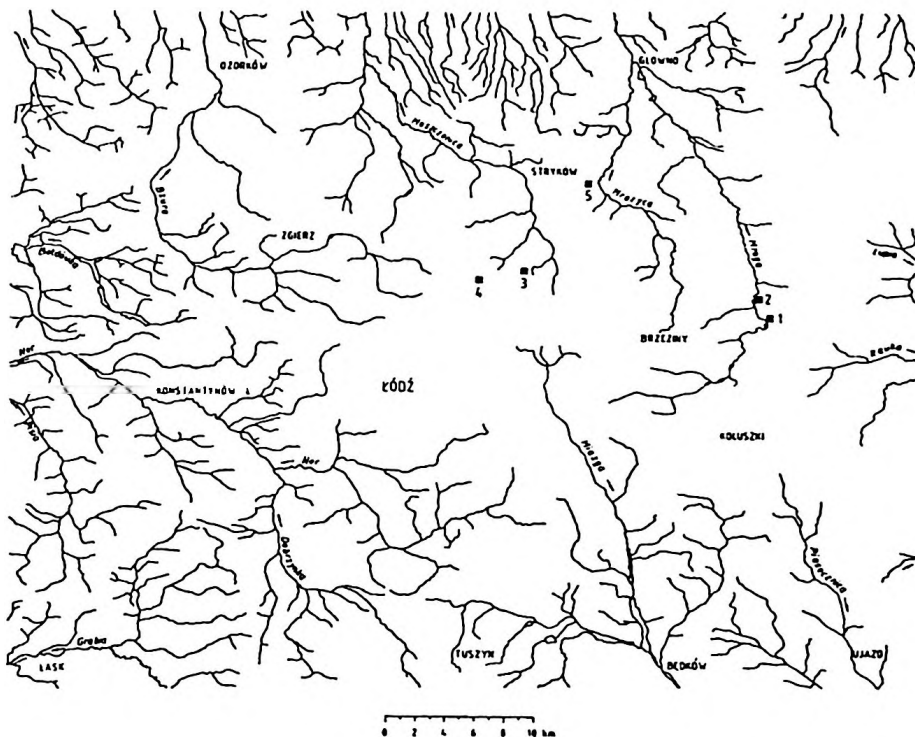
Badania ukierunkowano na charakterystykę cech strukturalnych i teksturalnych osadów stanowiących najmłodsze ogniwo wypełnień suchych dolin denudacyjnych, występujących na Wyżynie Łódzkiej. Ponieważ holocenijskie wypełnienia dolin denudacyjnych są poligeniczne, rozróżniono serie deluwialne, proluwialne i koluwialne oraz określono ich następstwo czasowe. Określono początek oraz główne fazy wzmożonej denudacji holocenijskiej (subatlantyckiej) na badanym obszarze. Nazewnictwo, charakterystykę oraz stratyografię osadów podścielających holocenijskie wypełnienia suchych dolin denudacyjnych przyjęto za pracami K l a r k o w e j (1965, 1989 a, b, 1990).

Badania deluwii prowadzono w myśl powszechnie znanej analizy strukturalno-teksturalnej (D y l i k o w a 1952). Wykonano 10 odsłonięć w obrębie serii deluwialnych, 6 odsłonięć osadów podłoża oraz kilkadziesiąt sondowań ręcznych do głębokości 4 m. Zasięg rozpoznania geologicznego najczęściej sięgał stropu serii vistuliańskiego wypełnienia dolin denudacyjnych. Niektóre wiercenia umożliwiły rozpoznanie do podłoża glacialnego. Badania laboratoryjne uziarnienia osadów wykonano metodą Tiurina (R ü h l e 1973). Oznaczenia wieku bezwzględnego 5 próbek osadów przeprowadzono w Pracowni Radiowęglowej Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi. Do badań wyselekcjonowano szczątki drewna o różnym stopniu zwęglenia, pobrane z poziomów pożarowych podścielających deluwia. Dla lepszego udokumentowania form erozyjno-denudacyjnych o drobnej skali, np. rozcięć drogowych, parowów oraz niecek denudacyjnych i ich stref depozycyjnych, a także teras i skarp rolnych itp., wykonano zdjęcia teletopowe w skali 1:1 000.

Do celów interpretacyjnych w pracy wykorzystano propozycję podziału deluwii St o c h l a k a (1996), koncepcję systemu deluwialnego T e i s s e y r e ' a (1994), chronostratyografię holocenu S t a r k l a (1977) oraz chronologię archeologiczną J a ż d ż e w s k i e g o (1981).

TEREN BADAŃ

Strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej jest równoleżnikowo rozciągniętym obszarem, rozgraniczającym nisko położoną Pradolinę Warszawsko-Berlińską od monotonnej powierzchni Wyżyny Łódzkiej (rys. 1). Jest to obszar o urozmaiconej rzeźbie (tab. 1), od dawna wskazywany jako rejon o nasilonej erozji i denudacji holocenijskiej (R e n i g e r 1950; D y l i k 1954; D o r y w a l s k i 1955, 1958). Współcześnie strefa krawędziowa jest również spostrzegana jako obszar o silnym natężeniu procesów degradacyjnych (B o g a c k i, S t a r k e l 1991), charakteryzujący się znaczną dynamiką denudacji w holocenie (T w a r d y 1995). Gleboznawcy w syntetycznych opracowaniach zaliczają strefę krawędziową do terenów o umiarkowanym (II) lub średnim (III) stopniu



Rys. 1. Sieć rzeczna środkowej części Wyżyny Łódzkiej
 obszary badań szczegółowych: 1 – Rogów, 2 – Kolonka, 3 – Borchówka, 4 – Kalonka, 5 – Nowostawy

River network of the middle part of the Łódź Plateau
 areas of detailed studies

Tabela 1
 Ważniejsze wskaźniki morfometryczne dla obszaru strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej
 Major morphometric indices for the edge zone of the Łódź Plateau

| Wysokości względne (m/km ²) | | | Struktura wysokości względnych (m/km ²) | | | | | |
|--|---------|---------|---|-------|-------|-------|-------|-------|
| | | | 0-10 | 10-20 | 20-30 | 30-40 | 40-50 | 50-60 |
| Maksimum | Minimum | Srednia | % powierzchni terenu | | | | | |
| 58,1 | 4,5 | 25,3 | 4,3 | 29,3 | 35,3 | 23,4 | 6,8 | 0,9 |
| Spadki przeciętne ()°/km ² | | | Struktura spadków przeciętnych ()°/km ² | | | | | |
| | | | 0°-1° | 1°-2° | 2°-3° | 3°-4° | 4°-5° | 5°-6° |
| Maksimum | Minimum | Srednia | % powierzchni terenu | | | | | |
| 5° 07' | 0° 21' | 1° 58' | 10 | 46,4 | 32,3 | 10 | 1,1 | 0,2 |

nasilenia erozji wąwozowej (według pięciostopniowej skali J ó z e f a c i u k ó w (1990) oraz obszarów słabej i średniej potencjalnej erozji wodnej (J ó z e f a c i u k, J ó z e f a c i u k 1995).

Za szczególne cechy środowiska geograficznego strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej, determinujące występowanie i przebieg procesów erozyjno-denudacyjnych należy uznać:

1. Istnienie kilku różnowiekowych elementów i form rzeźby, gdzie wspomniane procesy przebiegają z różną intensywnością, tj. wyraźnych w rzeźbie, długich, denudacyjnych stoków (progów), rozdzielających warciańskie poziomy wysoczyznowe (K l a t k o w a 1965, 1972), sieci suchych, vistuliańskich niecek i dolin denudacyjnych, o gęstości zbliżonej do 1 km/km² (K l a t k o w a 1965) oraz krótkich i stromych stoków holocenijskich wełosowych dolin rzecznych (T u r k o w s k a 1988).
2. Silne zróżnicowanie litologiczne warciańskich osadów polodowcowych, dodatkowo skomplikowane przez zaburzenia głacictektoniczne i nieciągłą pokrywę vistuliańskich osadów stokowych. Mozaikowy układ osadów o różnej przepuszczalności i podatności na erozję wpływa na dynamikę denudacji.
3. Wododziałowe położenie badanego terenu, wpływające na głębsze występowanie poziomu wód gruntowych (M a k s y m i u k 1979). Młodoholocenijskie parowy występują w strefie aeracji, a nieliczne formy (około 5 %) drenują poziom gruntowych wód dolinnych. Rozluźniona sieć rzeczna (M a k s y m i u k 1992), będąca konsekwencją wododziałowego położenia, nie zapewniała sprawnego odprowadzania produktów denudacji.
4. Odrębność klimatyczną w stosunku do terenów otaczających, przejawiająca się zwiększeniem rocznych sum opadu do około 650–700 mm (D u b a n i e w i c z 1974), wyższą częstotliwością deszczów nawalnych (K l y s i k, F o r t u n i a k 1993) oraz dłuższym, przeciętnym okresem zalegania pokrywy śnieżnej (M o s z c z y ń s k a 1969).
5. Osadnictwo w strefie krawędziowej. Pierwsze poważniejsze przekształcenia środowiska badanego terenu następowały na przelomie epoki brązu i żelaza. Nowsze badania K a m i ń s k i e g o (1996, 1998) wskazują na wylesianie terenu już przez ludy kultury lużyckiej, następnie w okresie lateńskim oraz przez plemiona kultury przeworskiej. W okresie rzymskim w dolinie Moszczenicy pojawiło się hutnictwo żelaza, oparte na lokalnych rudach darniowych i opale w postaci węgla drzewnego, uzyskiwanego z masowo karczowanych lasów (K a m i ń s k i 1993). Doszło do antropogenicznego uruchomienia procesów eolicznych i denudacyjnych. Charakterystyczny jest brak śladów oddziaływania wcześniejszych kultur neolitycznych (kultura pucharów lejkowatych, kultura amfor kulistych), najprawdopodobniej związany z innymi preferencjami osadniczymi społeczności rolniczych. Słabe warunki glebowe oraz morfologia wąskich dolin holocenijskich, nie zapewniających wystarczających warunków naturalnych do rozwoju hodowli i nawożenia pól, także w średniowieczu powstrzymywały wkraczanie

większych fal osadniczych w obszar strefy krawędziowej (K a m i ń s k a 1953). Jednak w świetle materiałów Archeologicznego Zdjęcia Polski nie jest możliwa do podtrzymania hipoteza D y l i k a (1971) o bardzo późnym, nawet pośredniowiecznym, zasadniczym zaludnieniu tej części Wyżyny Łódzkiej.

PRZEGLĄD WYBRANYCH STANOWISK

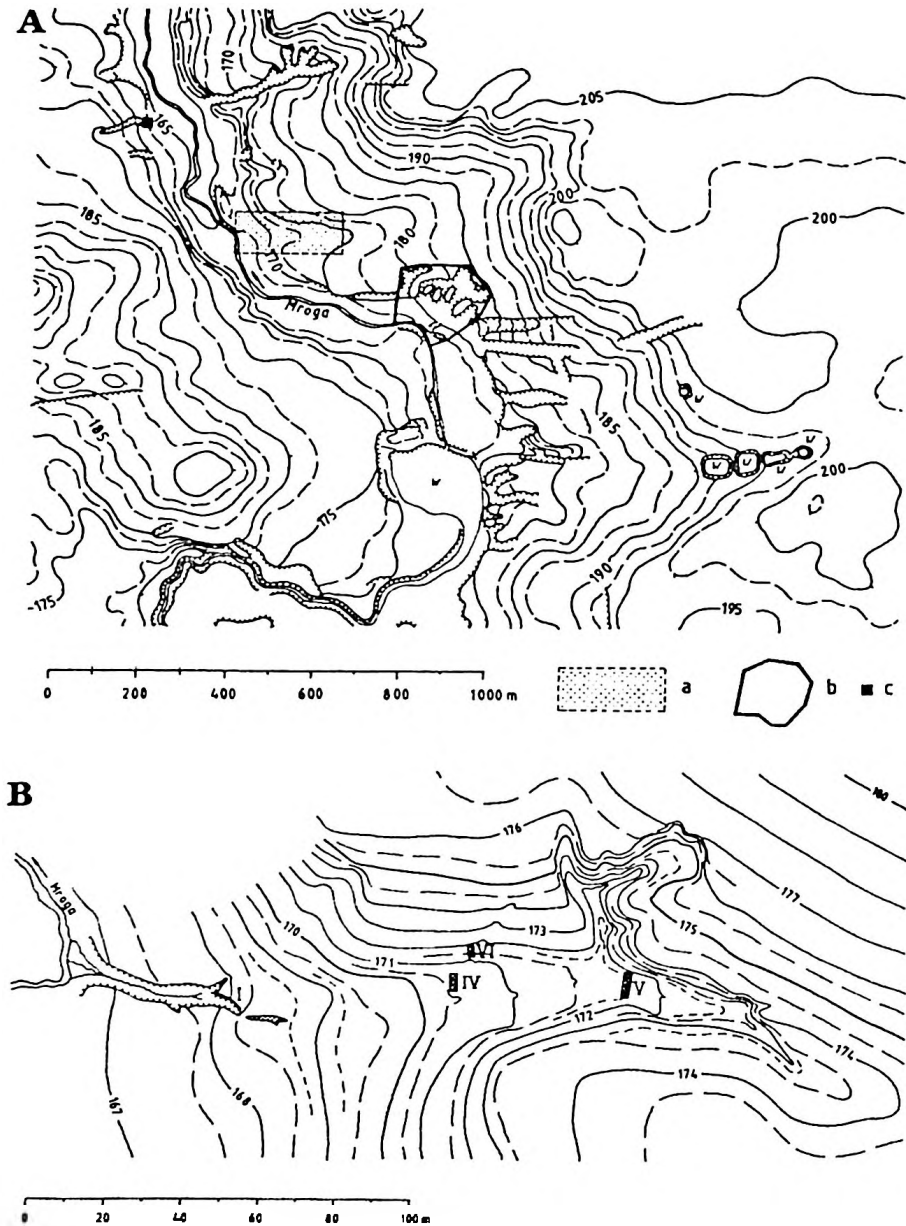
Obszar Rogów (1)

W okolicach Rogowa (rys. 1) badaniami objęto suchą dolinę denudacyjną o długości 900 m, założoną na wschodnim stoku doliny Mrogi (rys. 2 A). W odległości około 200 m na S od suchej doliny znajduje się zespół sześciu krótkich parowów zboczowych, opracowanych wcześniej przez T w a r d e g o (1995). Rozwijały się one od końca XVI w., w warunkach postępującego wylesiania stoków, związanego z lokacją i rozwojem folwarku i wsi Rogów, położonej na pobliskiej wysoczyźnie (Z a j ą c z k o w s c y 1970).

Dolina denudacyjna uchodzi na wąską półkę 3 m erozyjnej terasy o wysokości bezwzględnej 168 m n.p.m., zbudowanej z krzyżowo warstwowanych piasków średnich, drobnych i bardzo drobnych, zwieńczonych w stropie brukiem erozyjnym o miąższości 1 m. Dolny odcinek doliny (rys. 2 B) nosi wyraźne ślady przekształcenia przez erozję wąwózową, zakonserwowane przez las. Depozycja holocenijskich proluwii i deluwii w ujściowym odcinku doliny denudacyjnej, następowała w postaci wydłużonego stożka, włożonego w misowate, kulisowate rozcięcie w obrębie 3-metrowej terasy. Strefę stożka później rozciął młody wąwóz o długości kilkudziesięciu metrów, rozwijający się dzięki drenażowi wód gruntowych, infiltrujących w obrębie deluwii. Po okresie silnych opadów w lipcu 1997 r. wąwóz wydłużył się o 10 m. Charakter procesów odpowiadających za wcinanie się młodej formy w stożek, przypomina procesy *pipingu* (P a r k e r 1963) lub pseudosufozji. Dwie formy o podobnej genezie funkcjonują w obszarze listwy proluwialno-deluwialnej, utworzonej poniżej wspomnianego zespołu parowów zboczowych (T w a r d y 1995).

Odslonięcie Rogów I

Struktura stożka odsłania się w prawym stoku młodego wąwozu na kilkumetrowej długości (rys. 2 B, rys. 3). Podłoże stanowią szaroczarne, smugowane, drobnopiaszczysto-pylaste osady z domieszką węgla organicznego (1,05%), w postaci rozproszonej próchnicy i detrytus roślinnego. Stanowią one strop terasy zalewowej Mrogi. Na nich zalegają niezgodnie piaski grube z udziałem żwirów, nakryte żwirem wzbogaconym w gładziki ($Sk_1 = -0,47$). Miąższość osadu grubopiaszczysto-żwirowego wynosi od kilku do 20 cm. Brak wkładek materiału drobniejszego, średni stopień wysortowania ($\delta_1 = 0,85$), spadek zawartości węgla organicznego do 0,18 %, świadczy o długim, trakcyjnym i saltacyjnym transporcie

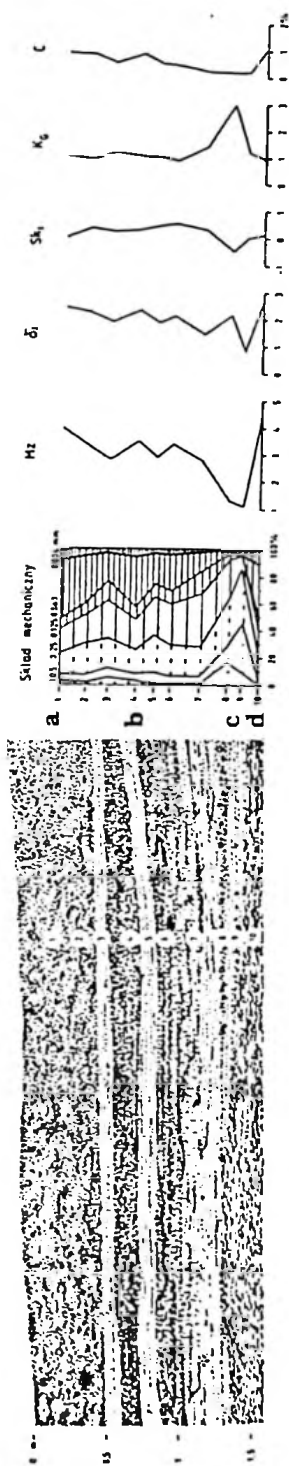


Rys. 2. Położenie stanowisk na obszarze Rogów

A – rzeźba fragmentu doliny Mroga; a – zasięg zdjęcia teletopowego, b – zasięg zdjęcia stolikowego, przedstawionego w pracy Twardy (1995), c – położenie stanowiska Michałów (Twardy 1995)
 B – wyrys z części zdjęcia teletopowego z rozmieszczeniem stanowisk I, IV, V i VI

Location of the investigated exposures at Rogów

A – configuration of the portion of the Mroga valley; a – extent of the map at a scale of 1:1 000, b – extent of the map at a scale of 1:1 000 after Twardy (1995), c – location of Michałów site (Twardy 1995)
 B – fragment of the map with location of sites I, IV, V and VI



Rys. 3. Rogów. Odstąpienie I. Budowa dystalnej części stożka deluwialnego

a – poziom akumulacyjny, gleby współczesnej; b – jasne piaski drobne o horyzontalnym warstwowaniu, rozdzielone prążkami z drobnopiaszczystymi osadami drobnoziarnymi o drobnym smugowaniu; c – piaski grube ze zwiirami i glazkami, warstwowane horyzontalnie, złożone na powierzchni erozyjnej; osady podłoża: d – aluwia drobnoziarnoczystopylaste, smugowane, z detrytusem roślinnym; 1–10 – miejsca pobrania próbek

Exposure I. Structure of the distal side of deluvial fan

a – present-day soil accumulation horizon; b – light fine sand horizontally stratified, separated with organic, fine sands and silty, thin, laminated sediment; c – coarse sand with gravel and boulders, horizontally stratified, laid down on erosional surface, substratum deposits; fine sandy and silty, alluvia, laminated, with organic detritus; 1–10 – sample location

osadu przez wody epizodyczne o wysokiej dynamice, wyplukujące drobniejsze frakcje. Osad należy powiązać z początkowymi etapami kształtowania wcięcia wąwozowego w dolnym odcinku doliny denudacyjnej. Obecność licznych śladów wmycia związków żelaza (smugi orsztynowe, plamki) jest natury postsedymentacyjnej. Warstwa grubopiaszczysto-żwirowa, zalegająca na nieprzepuszczalnym stropie terasy zalewowej, stanowi kolektor spływu śródpokrywowego. Dzięki występującemu w niej wymywaniu dochodzi do rozwoju młodego wąwozu.

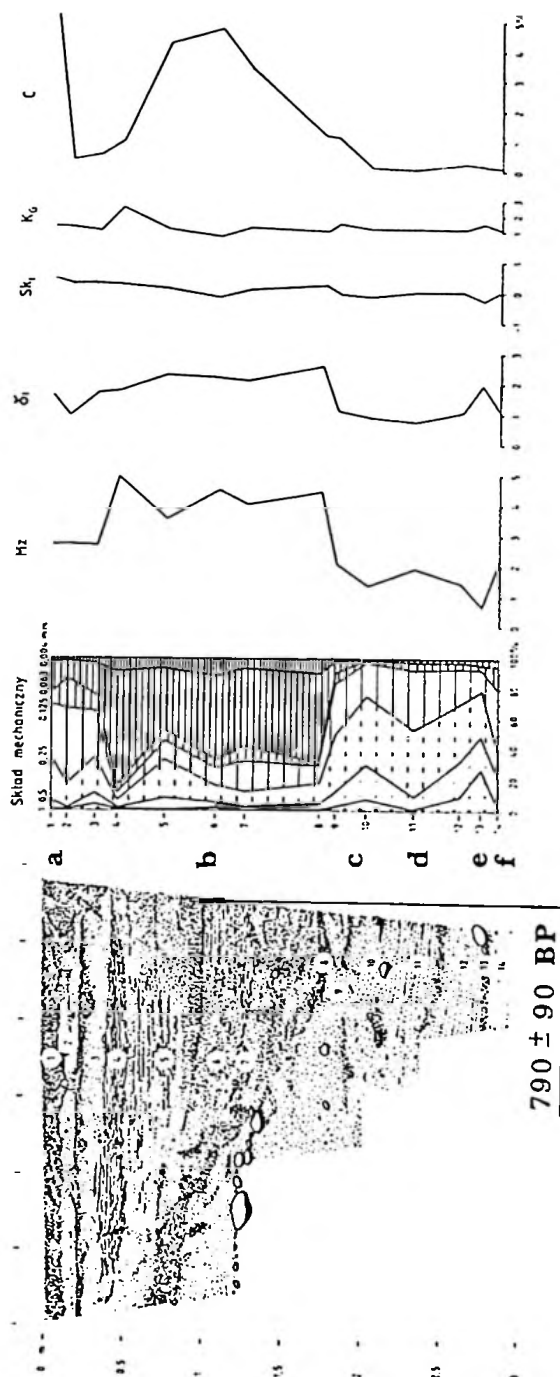
Osad zalegający powyżej zbudowany jest z naprzemianległych, kilkucentymetrowej miąższości warstw drobnopiaszczystych ($M_v = 2.74$ do 2.83) o słabym stopniu wysortowania ($\delta_1 = 1.45-1.9$), rozdzielonych kilkunastocentymetrowymi (do 25 cm) warstwami drobnopiaszczysto-pyłastymi ($M_v = 3.22$ do 3.94) o bardzo słabym wysortowaniu ($\delta_1 = 2.11-2.43$) i wzbogaceniu we frakcje drobne (Sk_1 do $+ 0.52$). Warstwy drobnopiaszczyste charakteryzują się zmniejszoną zawartością węgla organicznego ($0.23-0.53\%$), natomiast warstwy drobnopiaszczysto-pyłaste są silniej wzbogacone w węgiel organiczny ($0.44-0.89\%$). W połączeniu z wyrazistością ich stropów i spągów, można to traktować jako pierwotną cechę sedymentacji.

Ogólnie struktura stożka cechuje się subhoryzontalnym układem warstw, powiązanych z ich znaczną ciągłością przestrzenną. W obrębie warstw drobnopiaszczystych ujawniają się poziome warstewki o miąższości do kilku mm, zbliżonym składzie granulometrycznym i znacznej ciągłości lateralnej. Należy je interpretować jako ślady pionowego przyrostu stożka, związanego z nasilaniem się procesów erozyjnych w powyżej położonym wąwozie. Zapewne osady te były transportowane przez zalewy warstwowe i akumulowane na wyrównanych powierzchniach depozycyjnych. Warstwy drobnopiaszczysto-pyłaste oznaczają się częściowo zatartym smugowaniem. Przyrastały w okresach mniejszego natężenia procesów erozyjno-denudacyjnych lub przesunięcia stref niszczenia ku głowicowym częściom wąwozu. Generalnie są one związane z okresami stabilizacji, wywołanej czynnikami klimatycznymi lub antropogenicznymi, np. zmianami sposobu użytkowania zlewni doliny denudacyjnej.

Osady widoczne w odsłonięciu Rogów I cechują się monotonią, wyrażoną w cechach teksturalnych i strukturalnych i przedstawiają dystalną część stożka proluwialno-deluwialnego. W strukturze i teksturze osadu zaznaczyła się utrata nośności wód epizodycznych po opuszczeniu wąskiego dna wąwozu. Podobne spostrzeżenia, dotyczące cech osadów dystalnej części stożka deluwialnego, złożonego w Giebułtowie podczas katastrofalnej ulewy, poczyniła wcześniej C z y ż o w s k a (w: S t a r k e l red. 1997).

Odsłonięcia Rogów IV i VI

Odkrywka IV przedstawia budowę wypełnienia parowu, wciętego w dolny odcinek dna doliny denudacyjnej (rys. 2 B, rys. 4). Wypełnienie jest dwudzielne. Poczynając od powierzchni erozyjnej na głębokości 2,8 m, nakrytej brukiem



Rys. 4. R o g ó w. Odstonięcie IV. Budowa wypełnienia parowu wciętego w dolny odcinek doliny denudacyjnej

a – poziom akumulacyjny gleby współczesnej; b – jasne piaski drobne i średnie, warstwowane zgodnie z nachyleniem dna parowu, rozdzielone słabszą próchnicznym pyłami i piaskami bardzo drobnymi; c – poziom akumulacyjny gleby kopalnej, podciągającej deluwia glebowe; d – piaski grube i średnie z udziałem żwirów i glazków oraz bryłami gl.aby, z warstwami nachylnym e – bruk erozyjny; osady podłoża; f – fluwioglejowe piaski średnie, warstwowane płasko; 1–14 – miejsca pobrania próbek

Exposure IV. Structure of the infill of gully incised in the lower section of denudational valley

a – present-day soil accumulation horizon; b – fine and medium light sand, stratification follows the gully bottom, separated with more organic silt- and very fine sand; c – accumulation horizon of fossil soil underlying soil deluvial; d – coarse and medium sand with gravel and boulders and soil lumps, inclined stratification; e – erosional pavement; substratum deposits; f – fluvioglacial medium sand; 1–14 – sample location

erozyjnym, występują grubo- i średniopiaszczyste osady, o średnim stopniu wysortowania, ze słabo dodatnimi skośnościami, tworzące serię o miąższości około 0,8 m. Struktura tej serii jest najlepiej widoczna w prawej, najgłębszej części odsłonięcia. Występuje równoległe warstwowanie nachylone o kątach upadu wzrastających ku stropowi serii. W osadzie tkwią bryły gleby oraz obrotowe pakiety materiału allochtonicznego. Seria ta jest proluwialnym stożkiem kopalnego rozcięcia drogowego, złożonym na dnie parowu. Rozcięcie drogowe (rys. 5) posiadało głębokość około 1,3 m, dno o szerokości około 2,5 m z dwoma równoległymi koleinami. Przebiegało ono ukośnie przez stok parowu, o pierwotnie 7–8 m wysokości względnej. Obecnie droga nie jest używana, a forma rozcięcia prawie nie zaznacza się w rzeźbie.

Osady stożka rozcięcia drogowego zostały ustabilizowane przez roślinność i w stropowej części zmienione przez procesy pedogenecy (rys 4). Powyżej



Rys. 5. R o g ó w. Odsłonięcie VI. Wypełnienie kopalnego rozcięcia drogowego

a - poziom akumulacyjny gleby współczesnej; b - bezstrukturalne piaski różnoziarniste z domieszką żwirów i głazami o 6 do 25 cm, chaotycznie rozmieszczonymi bryłami gleby i pakietami osadów; c - warstwowane piaski na przemian z pyłami laminowanymi; d - osad jak b, mniejsza domieszka organiczna; osady podłoża; e - fluwioglacjalne piaski średnie, warstwowane piasku

Exposure VI. Infill of the fossil road cutting

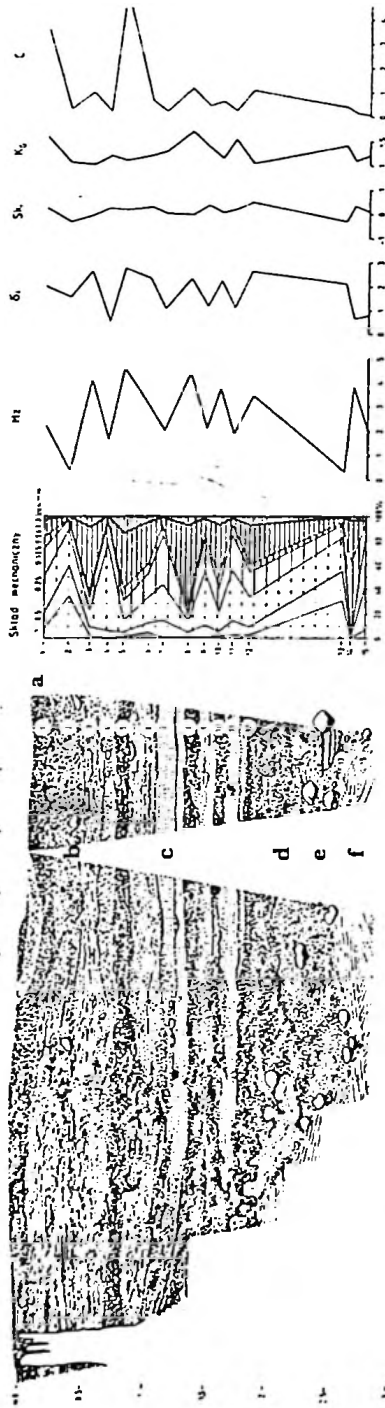
a - present-day soil accumulation horizon; b - structureless vari-grained sand with an admixture of gravel and boulders to 25 cm in diameter and chaotically scattered soil lumps and deposits; c - stratified sand alternating with laminated silt; d - like in b, less organic admixture; substratum deposits; e - fluvioglacial medium sand

brunatnej gleby kopalnej jest zdeponowana seria wypełniająca parów. Jej miąższość w osiowej części dna wynosi 2 m. Posiada ona częściowo zatarte cechy rytmiczności, zaznaczające się w naprzemianległym układzie warstw średnio- i drobnopiaszczystych o słabym stopniu wysortowania, rozdzielonych smugowanym osadem pylasto-drobnopiaszczystym, bardzo słabo wysortowanym. W strukturze wypełnienia zaznacza się bliskie płaskiemu warstwowanie i subhoryzontalne smugowanie. Najczęściej warstwy i laminy nie mają kontynuacji na stoku parowu, zatem krótki i stromy stok nie był w żadnym miejscu strefą depozycyjną. Ciągłość warstw wskazuje na składanie wypełnienia głównie przez procesy podłużne, działające na całym obszarze wąskiego dna, o zaledwie 15 m szerokości. Materiał był uruchamiany przez procesy erozyjne, działające w obrębie samego parowu jak i poza nim oraz przez procesy denudacyjne, działające poza parowem, w zlewni doliny denudacyjnej.

Na głębokości 1,2 m w obrębie serii wypełniającej parów natrafiono na ślady po ognisku. Węgłe pobrane z pozostałości ogniska wydatowano na 790 ± 90 lat BP (LOD 703), lokując agradację środkowych i stropowych warstw na XII wiek n.e. Wtedy funkcjonowały już wąwozy zboczowe, położone po przeciwnej stronie doliny Mrogi (stanowisko Michałów, 940 ± 100 lat BP – Gd-10 155, data ze stropu terasy zalewowej Mrogi, nakrytej proluwiami: szersze omówienie w pracy T w a r d e g o z 1995 r.). Odsłonięcia Rogów IV i VI dowodzą, że antropogeniczne indukowanie erozji kołowej (K o r c e l e s k i 1971), było synchroniczne z rozwojem wąwozów. Podobne spostrzeżenia poczynił S i n k i e w i c z (1994, 1995), a o świadectwach już neolitycznego wykorzystywania transportu kołowego na ziemiach polskich, informują K r u k *et al.* (1996).

Odsłonięcie Rogów V

Odsłonięcie V (rys. 6) znajduje się w odległości 105 m od odsłonięcia I. Wykop zajmuje niemal całą szerokość dna parowu wciętego w dolny odcinek doliny denudacyjnej (rys. 2 B). Osady wykazują wyraźną rytmiczność, której przyczyną była zróżnicowana w czasie aktywność procesów erozyjnych i denudacyjnych, działających w zlewni doliny denudacyjnej. W spągu serii proluwialno-deluwialnej występuje bruk erozyjny, zawierający głazy o średnicy do 25 cm oraz duże pakiety osadów o zaokrąglonych krawędziach. Wskazuje to na transport przemarzniętych brył materiału allochtonicznego, tym samym na udział wód roztopowych w fazie kształtowania wcięcia wąwozowego. Powyżej bruku zalega metrowej miąższości soczewa silnie próchnicznych (zawartość węgla organicznego 1,07 %), bardzo drobnych piasków z udziałem pyłów. W myśl interpretacji Ś n i e s z k i (w: S t a r k e l red. 1997), masywna struktura silnie próchnicznych osadów dowodzi redepozycji poziomów akumulacyjnych gleb ze stoków. Jednolitość serii i jej masywność wskazuje zarazem na powolną akumulację, być może w warunkach okresowego blokowania przepływu wód przez położony poniżej stożek rozcięcia drogowego lub akumulację osadów pochodzących z bocznego, prawego ramienia parowu (rys. 2 B)



Rys. 6. R o g ó w. Odstąpienie V. Budowa wypełnienia parowu wciętego w dolny odcinek doliny denudacyjnej

a - poziom akumulacyjny gleby, w spódniejszej b - piaski grube, bardzo grube, ze zwiłkami i glazkami, bezładnie wypełniające koryto erozyjno-depozycyjne; c - rytmicznie występujące, warstwowe piaski średnie, rozdzielone warstwami smugowanymi, bardzo drobnych piasków pylastych, silniej prążkowanych; d - bardzo drobne piaski pylaste, silnie humusowe, masywne; e - bruk erozyjny z dużymi pakietami osadów ostepionych krawędziach; osady pułdowa; f - bardzo drobne, drobne i średnie piaski fluwioglacjalne, warstwowe krzyżowe; 1-15 - miejsca pobrania próbek

Exposure V. Structure of the infill of gully incised in the lower section of denudational valley

a - present-day soil accumulation horizon; b - coarse and very coarse sand with gravel and boulders, chaotically filling erosional-denudational channel; c - rhythmical, stratified medium sand, separated with layers of very fine, more organic, silty sand; d - very fine silty sand, strongly organic and massive; e - erosional pavement with large blocks of deposits; substratum deposits; f - fluvioglacial very fine, fine and medium sand, cross-stratified; 1-15 - sample location

Wyżej zalega rytmic o łącznej miąższości 1,8 m. Jasne warstwy piasków średnich (M_z , od 1,65 do 2,16), średnio i słabo wysortowanych ($\delta_1 = 0,53-1,19$), słabo próchnicznych ($C_{org.} = 0,18-0,47\%$), charakteryzują się znacznym ubytkiem frakcji ilastej (zawartość jedynie 1,03–1,8%). Materiał wchodzący w skład warstw piaszczystych został wyerodowany przez bruzdy sięgające poniżej poziomów próchnicznych. Wody epizodyczne, skoncentrowane następnie na dnie o zaledwie kilkumetrowej szerokości, w zawieszeniu przenosiły ility i koloidy do dystalnych części stożka i koryta Mrogi. Generalny ubytek frakcji ilastych w tego typu osadach, objaśnili D w u c e t i Ś n i e s z k o (w: S t a r k e l red. 1997) segregacją zachodzącą w fazie transportu i sedymentacji współczesnych deluwii, kształtujących się po ulewie w dolinie Kalinki. Jednorazowy akt silniejszej erozji zapisany jest w zalegających na głębokości 0,3–0,55 m osadach epizodycznego koryta erozyjno-depozycyjnego (T e i s s e y r e 1992, 1994). Wypełnia je bezładnie słabo wysortowany, gruby i bardzo gruby piasek ze żwirem i glazikami. Osad cechuje się ujemną skośnością ($Sk_1 = -0,33$).

Jasne warstwy piaszczyste są rozdzielone warstwami ciemnymi, silnie próchnicznymi ($C_{org.} 0,98-5,2\%$), drobnopiaszczysto-pylastymi, smugowanymi, o bardzo słabym wysortowaniu ($\delta_1 = 2,26-2,74$). Tutaj zawartość frakcji ilastej może być nawet o rząd wielkości większa (5,03–11,47%). Oprócz pierwotnych cech sedymentacji (środowisko o niskiej dynamice) może mieć na to wpływ także długookresowa stabilizacja dna, prowadząca do rozwoju procesu glebowego. Dochodzi wówczas do przekształcenia deluwii glebowych w gleby deluwialne, czemu zwykle towarzyszy większa zawartość próchnicy w głębszych warstwach gleby (S z r e j d e r 1998). Krzywa zawartości węgla organicznego dla gleb deluwialnych może przyjąć kształt piramidy i stać się „negatywem” krzywej obrazującej naturalny spadek zawartości węgla w głębi profilu glebowego. Taka sytuacja występuje w odniesieniu do silnie organicznej (5,2% $C_{org.}$) gleby kopalnej, zalegającej w odślonięciu na głębokości 0,8–0,9 m i osadów nadległych. Zdaniem Ś n i e s z k i (w: S t a r k e l red. 1997), stopień zatarcia pierwotnej struktury sedymentacyjnej informuje o długotrwałości działania procesów humifikacji *in situ*. Spąg gleby kopalnej jest niewyraźny, rozmyty, co w powiązaniu z obecnością plam żelazistych oraz śladów wmycia związków żelaza w fugi międzywarstwowe podścielających piasków drobnych, świadczy o długotrwałym oddziaływaniu procesu pedogenezy. Natomiast wyrazistość stropu jest wyrazem jego gwałtownego przerwania.

Wylączając glebę kopalną, zalegającą na głębokości 0,8–0,9 m, o próchnicznych warstwach drobnopiaszczysto-pylastych można sądzić, że są świadectwem okresowo zmniejszonej dynamiki procesów niszczenia gleb, wywołanych przez splukiwanie rozproszone. Dominującą formą transportu było wówczas unoszenie zawieszinowe z udziałem saltacji, a na sedymentacji zaznaczyła się rola roślinności, wymuszającej depozycję w wyżej położonych partiach badanego odcinka doliny. Między innymi właśnie wpływem roślinności należy objaśniać pokaźną miąższość (2,7–2,8 m) akumulacji proluwialno-deluwialnej w dolnym odcinku

dna doliny denudacyjnej w porównaniu do miąższości osadów stożka. Wpływ pokrywy roślinnej, zwiększającej szorstkość powierzchni depozycyjnej, na akumulację osadów stokowych akcentują K o r e l e s k i (1973) i C z y ż o w s k a (1997, oraz C z y ż o w s k a w: S t a r k e l red. 1997), a także T e i s s e y r e (1994).

Niemal zupełnie zapełniony wąwóz, funkcjonujący w dolnym odcinku vistuliańskiej doliny denudacyjnej, dla żywszych procesów erozyjnych pełnił rolę głównie strefy transportu. Zachowane są jedynie proluwia mniejszych, podrzędnych form rzeźby (rozcięcia drogowego) oraz bruk erozyjny w spagu wypełnienia osadowego, dokumentujący zasadniczą fazę subatlantyckiego kształtowania młodych rozcięć erozyjnych. Nie jest możliwe odczytanie pełnej informacji paleogeograficznej z osadów składanych w wyżej opisanej sytuacji. Lepszy jest zapis zjawisk denudacyjnych. Strefa dolnego odcinka dna doliny denudacyjnej stanowi basen sedymentacyjny dla słabszej i płytszej denudacji gleb. Dochodzi zatem do wielokrotnego przesuwania elementów składowych systemu deluwialnego (T e i s s e y r e 1994), zachodzącego w rytm występowania ekstremalnego i sekularnego („normalnego”) natężenia procesów rzeźbotwórczych (M a r u s z c z a k 1986).

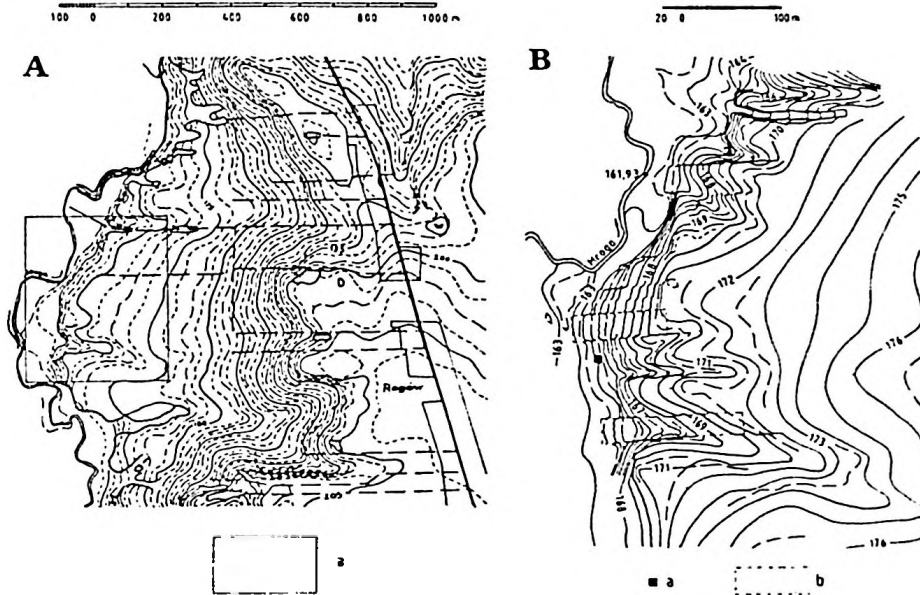
Obszar Rogów (2)

Odslonięcie Rogów VII

Jest ono położone poniżej czola wysokiej terasy vistuliańskiej, w przystokowej części holocenińskiego dna dolinowego (rys. 7 A). Przedstawiony fragment wysokiej terasy był obiektem badań T u r k o w s k i e j (1975). Autorka scharakteryzowała osady budujące wysoką terasę (stanowisko Olsza), podkreślając ich dwudzielność, przejawiającą się w nakryciu miąższych, środkowoplenivistuliańskich osadów mułowo-piaszczystych, budujących trzon terasy, przez późnovistuliańskie, grubsze osady różnoziarniste. Istotny dla procesów formowania wysokiej terasy był także powszechny udział kongeliflukcji, której osady obserwowano w wielu wykopach.

Czoło wysokiej terasy nosi liczne ślady późniejszych przekształceń (rys. 7B). Wysokości względne (8 m) oraz spadki (maksymalnie 24° 25') występujące w brzeżnej partii terasy, przy słabej odporności na erozję peryglacialnych aluwów, predysponowały rozwój erozji (parowy, prostoliniowe rozcięcia drogowo), erozji i denudacji (dolinki nieckowate) jak i denudacji agrotechnicznej (terasy rolne, miedze o wysokości 2 m w strefie czola). W tym rejonie, w obrębie trzech pól testowych zakończonych terasami rolnymi, autor prowadzi pomiary tempa współczesnej denudacji agrotechnicznej, uruchomione w 1996 roku (T w a r d y 1998).

Odslonięcie Rogów VII (rys. 8) przedstawia budowę strefy depozycyjnej dolinki o długości 120 m, rozwiniętej w obrębie czola wysokiej terasy. Obszar



Rys. 7. Rzeźba fragmentu doliny Mrogi na wysokości Rogowa

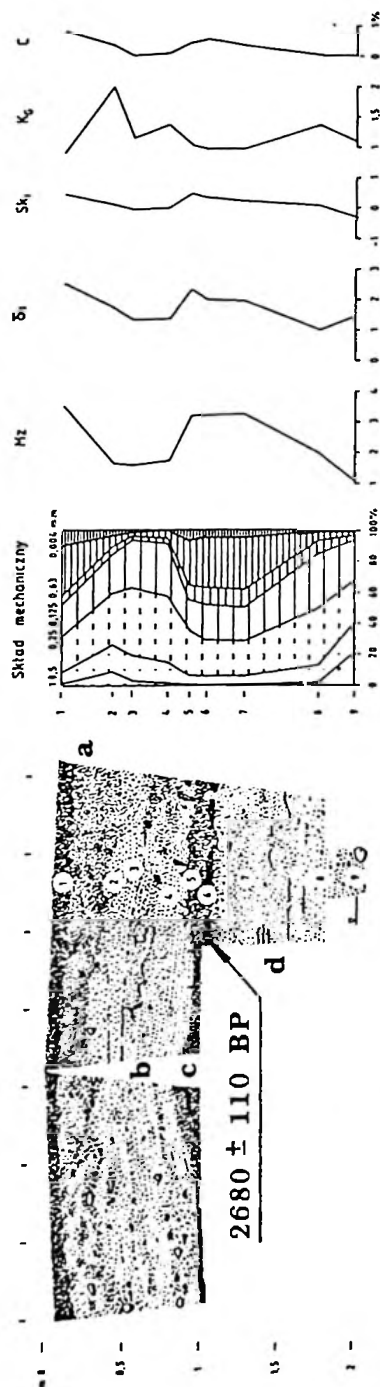
A – wysoka terasa Mrogi w Rogowie; a – zasięg zdjęcia teletopowego
 B – wyrys z części zdjęcia teletopowego; a – lokalizacja stanowiska VII, b – pola z terasami rolnymi

Configuration of the portion of the Mroga valley near Rogów

A – high terrace of the Mroga at Rogów; a – extent of the map at a scale of 1:1 000
 B – fragment of the map; a – location of site VII, b – fields with agriculture terraces

depozycji deluwii wynoszonych z dolinki łączył się przestrzennie ze strefą akumulacyjną sąsiadującego od S rozcięcia drogowego. W wyniku tego uformowała się wydłużona terasa deluwialna, maskująca dolne załamanie stoku. Depozycja rozpoczęła się na glebie kopalnej z poziomem pożarowym w spągu, z którego węgle wydatowano na $2\,680 \pm 110$ lat BP (LOD 719). Wskazuje to na zachodzące w V okresie epoki brązu, antropogeniczne uwarunkowanie procesów erozyjno-denuwacyjnych, związane z zastosowaniem techniki wypaleniskowej jako podstawowego sposobu odlesiania terenu. Cienki, kilkucentymetrowej miąższości poziom pożarowy jest dobrze zachowany, nie jest wymieszany z nadległym poziomem akumulacyjnym gleby kopalnej. Ten fakt świadczy o braku zastosowania narzędzi rolniczych do jej uprawy, co wskazuje na wykorzystanie holocenickiego dna doliny Mrogi do celów hodowlanych. Można sądzić, że małe powierzchnie wąskich, holoceniskich den dolin rzek strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej były w przeszłości wyłącznie terenami hodowlanymi.

Powyżej gleby kopalnej zalegają mineralne (C org. 0,06–0,11 %), średnio-piaszczyste deluwia ($M_z = 1,65–1,8$) o średnim stopniu wysortowania, złożone w postaci warstw o kątach upadu wzrastających ku stropowi. Nachylone warstwy



Rys. 8. Rogów w Odsłonięciu VII

a – poziom akumulacyjny gleby współczesnej; b – piaski średnie o nachylnym równoległym warstwowaniu, z bruzdami bezładnie wypełnionymi materiałem piaszczysto-żwirowym;
 c – poziom akumulacyjny gleby kopalnej z poziomem poziomym w spągu; osady podłoża; d – aluwialne piaski drobne o zniszczonej strukturze, przechodzące w spągu w piaski grube;
 warstwowane; 1–9 – miejsca pobrania próbek

a – present-day soil accumulation horizon; b – medium sand with inclined stratification and with furrows chaotically filled with sandy-gravelly material; c – accumulation horizon of fossil soil with
 land occupation horizon at the base; substratum deposits; d – alluvial medium sand of destroyed structure, changing into coarse, stratified sand at the base; 1–9 – sample location

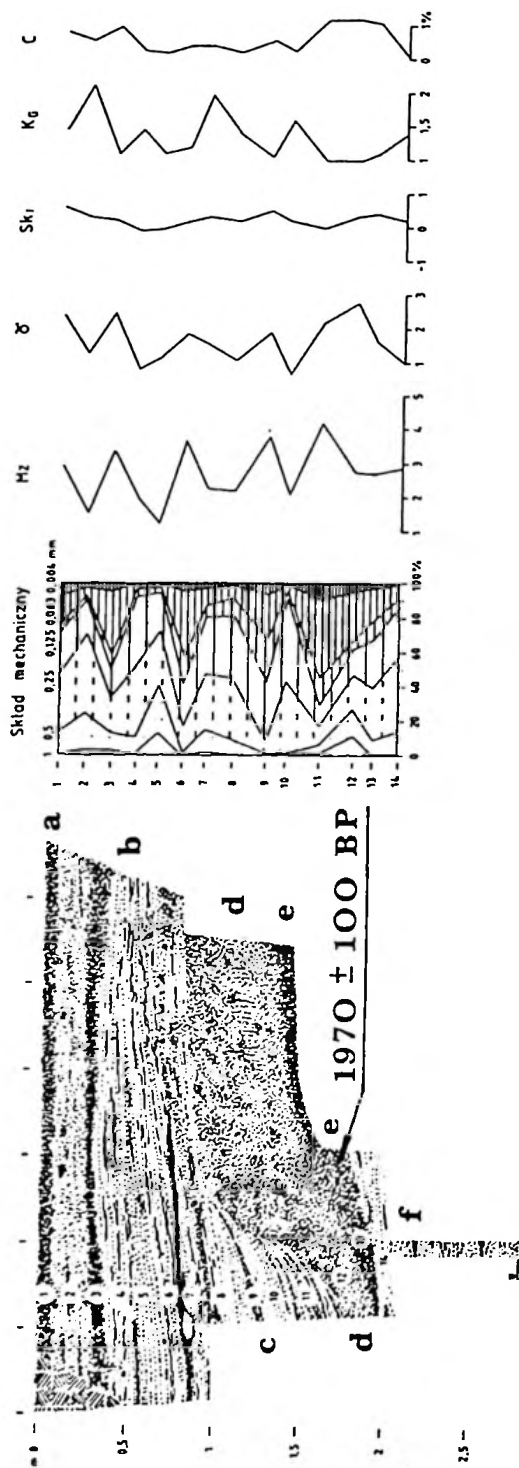
Excavation VII

były lokalnie niszczone przez bruzdy o niewielkich rozmiarach (widoczne w ukośnej intersekcji na lewej ścianie wkopu), wypełnione materiałem piaszczysto-żwirowym z udziałem glazików. Wzdłuż bruzd następowało rozpraszanie transportowanych osadów po powierzchni stożka. Przyrost osadów następował w wielu etapach, czego świadectwem są zachowane na różnych głębokościach trzy generacje bruzd, oraz cienkie, ciągłe przestrzennie (w obrębie ścian odsłonięcia) warstewki piaszczysto-żwirowe, będące reliktem działania rozbrzygu gleby (Słupik 1973; Froehlich, Słupik 1980; Dworet, Śnieżko 1996). Dynamika tego środowiska sedymentacyjnego jest przestrzennie bardzo silnie zróżnicowana. Brak oznak zniszczenia delikatnych warstewek pozostałych po rozbrzygu, tworzących powierzchnię depozycyjną, wskazuje na działanie masek wód (zalewów warstwowych), skoncentrowanych jedynie w wąskich kanałach o palczastym, roztokowym układzie, rozpraszających deluwia po powierzchni holocenijskiego dna doliny rzecznej. Stosunkowo duże średnice deponowanych ziaren należy objaśnić cechami materiału źródłowego (przeważnie grubookruche osady różnoziarniste w stropie wysokiej terasy) oraz parametrami geometrycznymi zlewni badanej dolinki (średnie nachylenie jej dna wynosi $2^{\circ} 36'$, maksymalne $4^{\circ} 46'$). Przepływy musiały mieć charakter turbulentny. To spostrzeżenie jest zgodne ze stanowiskiem Teysera (1992), określającego jako mało prawdopodobne zaistnienie przepływu laminarnego u podstawy stoku.

Efektom działalności neoholocenijskich procesów niszczących jest występowanie podstokowych stref depozycyjnych, nadających dnom dolin rzecznych wyraźne nachylenie ku osi. Morfologia dna holocenijskiego upodabnia się do ukształtowania powierzchni terasy vistuliańskiej, nachylonej ku centrum doliny pod kątem około $1-2^{\circ}$. Pomimo podobnego ukształtowania należy zwrócić uwagę na charakterystyczny dla holocenu liniowy charakter niszczenia, odmienny od przestrzennego oddziaływania vistuliańskich procesów stokowych. Lokalnie wyraźnie zarysowany wklęsły („nieckowaty”) profil poprzeczny holocenijskich den dolin rzecznych, świadczy o małej aktywności systemów fluwialnych badanego terenu w neoholocenie. Zdaniem autora jest to spowodowane w głównej mierze czynnikami antropogenicznymi, szczególnie średniowiecznym rozwojem młynarstwa (Kamieński 1993). Ich działanie można dostrzec także w skali Polski środkowej (Krzemiński 1987). Powyższe spostrzeżenia świadczą o znacznych zmianach w obiegu powierzchniowych wód epizodycznych, powstałych w związku z gospodarczym wykorzystaniem terenu przez człowieka.

Odsłonięcie Borchówka

Stanowisko znajduje się na dnie dłużej, 6,5 km długości, doliny denudacyjnej, rozcinającej poziom smardzewski Wyżyny Łódzkiej (rys. 1). W dolnym odcinku dolina posiada niewielką strugę (Borchówka), stanowiącą lewostronny dopływ Moszczenicy. Odsłonięcie (rys. 9) znajduje się w równoleżnikowym, środkowym,



Rys. 9. B o r c h ó w k a. Wypełnienie środkowego odcinka dużej doliny denudacyjnej

a - poziom akumulacyjny gleby współczesnej; b - średnio- i drobniepiaszyste deluwia z dwoma śladami stabilizacji; c - piasek średnio i drobnie ze smugowanymi przewarstwieniami pylastymi, wypełniające koryto erozyjne o głębokości 0,7 m; d - bezstrukturalne koryta piaseczyste barwy brunatnoczarnej; e - poziom akumulacyjny kopalnej czarnej ziemi ostrej podłoża; f - jasne, aluwialne piaseki średnie z wkładkami organicznymi, przewodnione; 1-14 - miejsca pobrania próbek

Infill of the middle section of large denudational valley

a - present-day soil accumulation horizon; b - medium- and fine-grained deluvia, rhythmically stratified, with two traces of stabilization; c - medium and fine sand, interlayered with laminated silt, filling erosional channel of a depth of 0.7 m; d - structureless sandy colluvium, brown and black in colour; e - accumulation horizon of fossil black earth, substratum deposits; f - light alluvial medium sands with organic layers, or saturated; 1-14 - sample location

suchym odcinku doliny denudacyjnej, i ulokowane jest przystokowo, w pobliżu prawego skraju płaskiego, akumulacyjnego dna. Prawy stok o ekspozycji północnej, charakteryzuje się wypukłym kształtem, 13-metrową wysokością względną i maksymalnym nachyleniem dolnego segmentu, wynoszącym $9^{\circ} 28'$. Powyżej badanego odcinka doliny, w stoku znajduje się stałe źródło, a wypływające z niego wody wsiąkają w osady wyścielające dno. Szczegóły rzeźby i budowy geologicznej tego terenu zamieszczono w pracy T w a r d e g o (1990).

Podłoże stanowią holocenijskie, średnie piaski aluwialne w wkładkami organicznymi, o miąższości do 4 m w ujściowym odcinku doliny. Na nich rozwinęła się czarna ziemia o miąższości poziomu *mollic* około 20 cm, którego strop wydatowano na 1970 ± 100 lat BP (LOD 720). Glebę kopalną nakryły koluwia o miąższości około 60 cm, pochodzące ze stromego, prawego stoku doliny. O genetycznym zakwalifikowaniu tej serii przekonują cechy teksturalne ($\delta_1 = 2,74$, najniższy stopień wysortowania osadu spośród przytoczonych wyników) i strukturalne (brak uporządkowania osadu, ślady wymieszania widoczne w dwóch poprzecznych intersekcjach). Ciemnobrunatno-czarna barwa oraz obecność domieszki organicznej (C org. 1,17%) w całej masie osadu świadczy, że ruch mas miał charakter zsuwu darniowego, obejmującego głównie powierzchniowe poziomy (Ap. Bbr) gleby brunatnej, występującej na stoku. Obecność koluwiów poniżej stoku północnego jest potwierdzeniem powszechnie znanej asymetrii w rozkładzie procesów na zboczach do- i odsłonecznych, najłatwiejszej do zaobserwowania w okresie roztopowym (K l a t k o w a 1958, 1996). Sugestywne fotogramy tego rodzaju zsuwów, występujących współcześnie między innymi na stokach dolin denudacyjnych na Wyżynie Łódzkiej, zamieściła K l a t k o w a (1985).

Gwałtowne uruchomienie ruchów masowych należy wiązać z wylesieniem znacznych połaci stromych stoków przez ludy kultury przeworskiej. Świadczenia ożywienia ruchu mas w obrębie osady kultury przeworskiej w Gledzianówku, w dolinie Ochni, przedstawił dr J. Kamiński (informacja ustna).

Masę koluwiów pokrywających dno doliny i być może okresowo blokujących przepływ, rozcięto epizodyczne koryto erozyjne o głębokości 0,7 m, widoczne we fragmencie w lewej części odsłonięcia. Wypełnione jest warstwowanymi piaskami średnimi, drobnymi i bardzo drobnymi z udziałem pyłów, o zróżnicowanym stopniu wysortowania. Wypełnienie dna doliny wieńczy 1 m miąższości seria deluwialna wykazuje rytmiczność, a jej interpretacja genetyczna jest podobna do zastosowanej do odsłoneń w Rogowie. Sedymentacja była czasowo przerywana, o czym świadczy obecność dwóch poziomów próchnicznych ze śladami okresowego działania pedogenezy. Dobre zachowanie struktury osadu mówi o szybkiej depozycji, a brak oznak orki o co najwyżej pastwiskowym charakterze rolniczego wykorzystywania dna dolinnego.

Subatlantyckie ożywienie poprzecznych procesów niszczących stoki badanego odcinka doliny w Borchówce, znalazło także zapis w jej profilu podłuż-

nym. Wąskie dno doliny, któremu towarzyszy północny stok o maksymalnych nachyleniach do 12–13°, posiada mniejszy spadek (0°12'), a zmniejszeniu nachyleń stoków, tym samym zmniejszeniu dynamiki denudacji, towarzyszy wzrost spadku dna dolinnego do około 0°40'–1°. Przedstawiony przykład dowodzi znacznego, zapisanego w morfologii, udziału procesów poprzecznych w neoholocenijskim kształtowaniu den dolin odwadnianych epizodycznie.

Obszar Kalonka

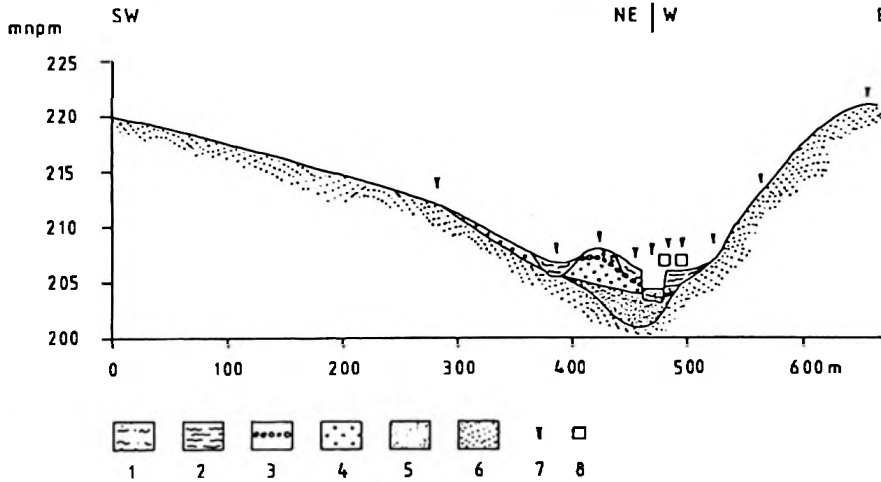
Badaniami objęto górny, suchy odcinek doliny Strugi Dobieszkowskiej, tworzącej lewy dopływ górnej Moszczenicy (rys. 1). Dolina, na drugim kilometrze swojego biegu, stanowi przykład efektownie wykształconej, dużej, vistuliańskiej doliny denudacyjnej o południkowym przebiegu. Z okolic Kalonki pochodzą pierwsze opisy elementów i form podłódzkiej rzeźby peryglacialnej oraz struktur i osadów peryglacialnych. Z tego też rejonu pochodzi pierwsza, powstała w ośrodku łódzkim, praca dotycząca zagadnień holocenijskiego kształtowania rzeźby (D o r y w a l s k i 1955).

Szerokość płaskiego lub lekko wypukłego dna dolinnego jest zmienna – od kilku metrów w odcinku źródłowym, o ostro zarysowanym profilu poprzecznym, do około 150 m w niżej położonych rozszerzeniach. Dno jest rozcięte przez dolinny parów schodowy, nieciągły (L e o p o l d *et al.* 1964; T w a r d y 1995). Badaniami objęto pozostałości holocenijskiej serii osadów nadbudowujących dno dolinne, nie usuniętych przez erozję wąwozową (rys. 10).

Osady podłoża odsłaniają się we wkopie wykonanym na płaskim dnie doliny denudacyjnej oraz w stoku parowu je rozcinającego. W odkrywcze Kalonka I (rys. 11) vistuliański kompleks osadów wypełniających suche doliny denudacyjne (K l a t k o w a 1965, 1989a) jest reprezentowany przez rytmicznie warstwowaną serię piaszczysto-mułkową, zalegający nad nią górny poziom kamienisty, występujący w postaci silnie zorsztylizowanych grubych piasków ze żwirem i domieszką głazików oraz różnoziarniste piaski drobnolaminowane (górne) o zniszczonej strukturze. Zalegający wyżej sedyment holocenijski, o miąższości 1,1–1,2 m, można podzielić na trzy ogniwa:

- próchniczne, smugowane piaski drobne i mułki, kilkucentymetrowej miąższości, zalegające na brunatnej glebie kopalnej z poziomem pożarowym w spągu. Osad zawiera redeponowane węgielki. Miąższość tego ogniwa jest zmienna, zależna od mikrorzeźby powierzchni depozycyjnej. Utwór ten odpowiada słabej aktywności splukiwania rozproszonego, działającego na pogorzelsku i wyrównuje płytkie nierówności powierzchni;

- soczewa równoległe warstwowanych piasków średnich i grubych z udziałem żwirów, o drobniejącym ku stropowi ziarnie budującym warstewki. Seria wyklinowuje się ku brzeżnym częściom dna dolinnego. Upady warstw naśladują kierunek nachylenia dna. Jest to osad odpowiedni splukiwania skoncentrowanego, działającego na stokach i wzdłuż osi doliny;



Rys. 10. Kalonka. Przekrój poprzeczny przez dolinę denudacyjną

holocen: 1 – proluwia wypełniająca parów doliny, 2 – deluwia piaszczysto-pyłaste, rozwinięta na brunatnej glebie kopalnej; holocen/vistulian: 3 – poziom kamienisty; późny vistulian: 4 – piaski o drobnej laminacji z poziomem kamienistym w spągu; plenivistulian: 5 – seria piaszczysto-mulkowa; zlodowacenie warty: 6 – piaski fluwiogłacjalne; 7 – wierceń do 4 m; 8 – odsłonięcia Kalonka I i II

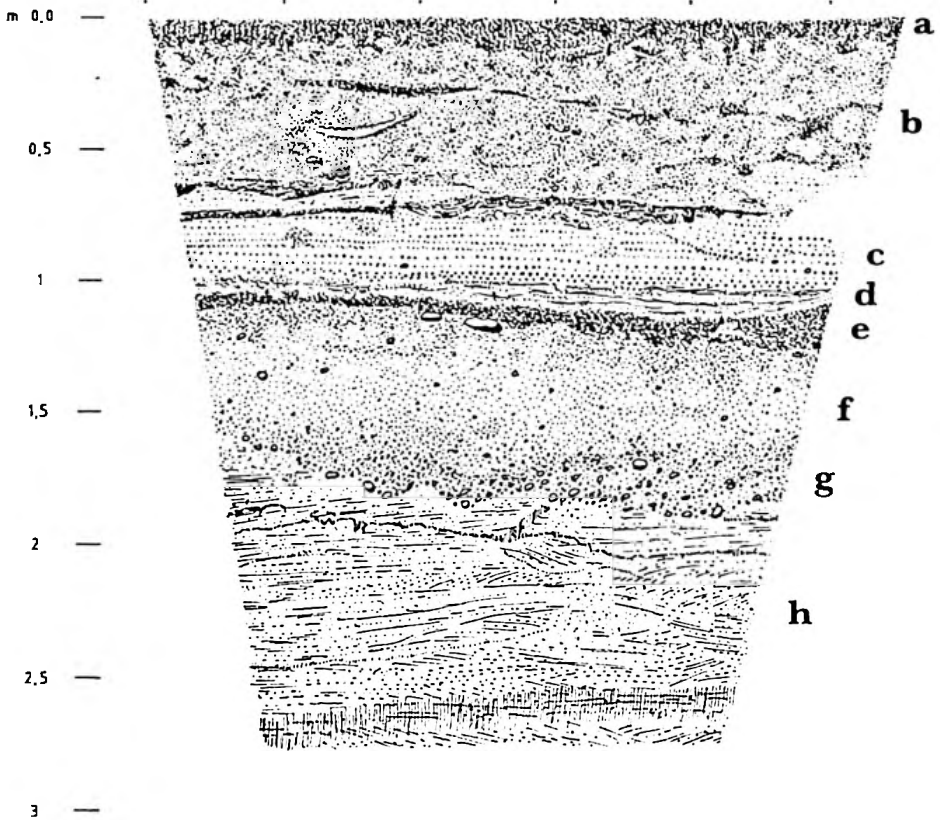
Transverse section through the denudational valley

Holocene: 1 – proluvia filling valley gully, 2 – sandy-silty deluvia developed on fossil brown soil; Holocene/Vistulian: 3 – stone pavement; Late Vistulian: 4 – thinly laminated sand with stone pavement at the base; Plenivistulian: 5 – sandy-silty series; Warta Glaciation: 6 – fluvioglacial sand; 7 – borings up to 4 m; 8 – exposures Kalonka I and II

– deluwia glebowe, próchniczne, o słabo widocznej strukturze. Możliwe do przesłedzenia warstwy świadczą o stokowym pochodzeniu osadu i genetycznym związku ze splukiwaniem rozproszonym. Dwie warstwy (pierwsza kilka cm poniżej poziomu akumulacyjnego, druga na głębokości około 0.75 m) wzbogacone w próchnicę, wskazują na okresowe zmniejszenie siły splukiwania lub na okresową stabilizację dna.

Odslonięcie Kalonka II

Odslonięcie to znajduje się około 20 m na E od wkopu wykonanego w stoku parowu i również przedstawia budowę wypełnienia dużej doliny denudacyjnej (rys. 12). Lewa ściana, prostopadła do osi morfologicznej, ukazuje kopalne dno doliny z rozwiniętym na nim paleopedonem. Węgle pobrane ze spągu poziomu akumulacyjnego kopalnej gleby brunatnej wydatowano na 1 940 ± 120 lat BP (LOD 748). Układ serii deluwialnych jak i ich wymowa paleogeograficzna są podobne do widocznych w pobliskim odsłonięciu Kalonka I. Różnicę stanowi mniejsza miąższość osadu odpowiedniego splukiwania skoncentrowanego, złożonego w pobliżu skraju dna doliny denudacyjnej. Dokładna korelacja wysokości w obu odsłonięciach wskazuje, że ta seria posiadała lekko wypukły strop i maksymalną miąższość w osi dna. Najprawdopodobniej w jej depozycji



Rys. 11. K a l o n k a. Odsłonięcie I. Budowa pokrywy deluwialnej, widocznej na stoku parowu

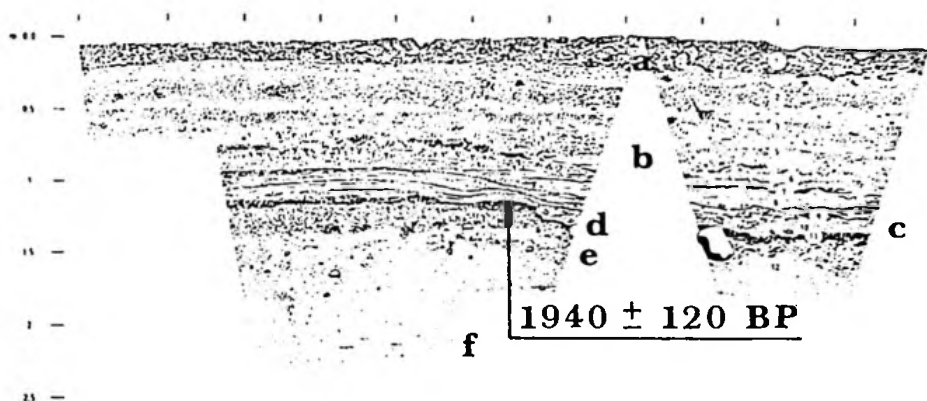
a – poziom akumulacyjny gleby współczesnej; b – średnio- i drobnopiaszczyste deluwia glębowe barwy brązowej, o zniszczonej strukturze; c – piaski warstwowane równoległe, bez humusu; d – smugowane piaski drobne i mulki z węglilkami; e – poziom akumulacyjny kopalnej gleby brunatnej, rozwinięty na poziomie pożarowym; osady podłoża; f – piaski różnoziarniste o zniszczonej strukturze, tworzące poziom B_{1c} gleby kopalnej; g – górny poziom kamienisty, żaźelazony; h – seria piaszczysto-mulkowa

Exposure I. Structure of the deluvial cover exposed on gully slope

a – present-day soil accumulation horizon; b – medium- and fine-grained deluvia, brown in colour, of destroyed structure; c – stratified sand, without humus; d – laminated fine sand and silt with charcoal; e – accumulation horizon of fossil brown soil, developed on the land occupation horizon; substratum deposits; f – vari-grained sand of destroyed structure, which form the B_{1c} horizon of fossil soil; g – upper stone pavement with iron; h – sandy-silty series

istotną rolę odgrywała bruzda o przebiegu zgodnym z kierunkiem osi dna, typu *rill-master* (Horton 1945 w: Teisseyre 1994), formująca stożek deluwialny włożony w dolinę. Podobna sytuacja jest często opisywana przy okazji rejestracji geomorfologicznych skutków gwałtownych ulew (Mariusz Czeka, Trembaczowski 1956; Buraczyński, Wojtanowicz 1971; Starkel red. 1997; Rodzik *et al.* 1998, i inni).

Przedstawione powyżej przykłady budowy serii deluwialnych wypełniających dolinę denudacyjną, rozcięte następnie przez parów, nie potwierdzają



Rys. 12. K a l o n k a. Odslonięcie II. Budowa wypełnienia doliny denudacyjnej

a – poziom akumulacyjny gleby współczesnej; b – średnio- i drobnopiaszczyste deluwia glebowe ze śladami rytmicznego przewarstwienia; c – piaski, żwiry i głaziki o równoległym warstwowaniu, jasne; d – poziom pozarowy, włączony w obręb poziomu akumulacyjnego kopalnej gleby brunatnej; osady podłoża; e – piaski fluwioglacjalne, silnie żażelazone, tworzące poziom B₁ gleby kopalnej; f – piaski fluwioglacjalne, miejscami żażelazone, jasnożółte, warstwowane; 1-12 – miejsca pobrania próbek

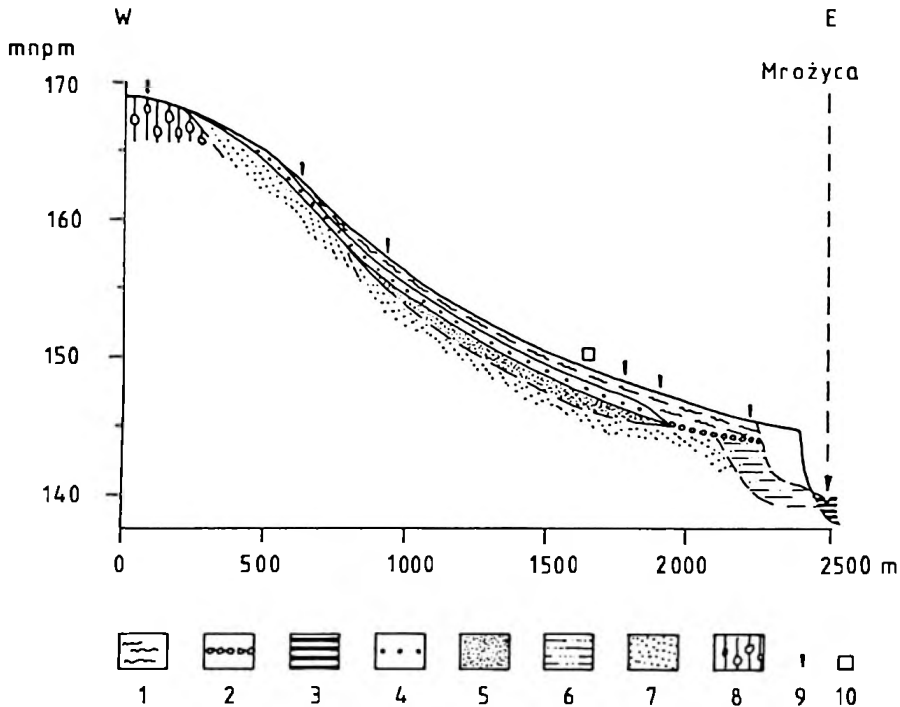
Exposure II. Structure of the denudational valley infill

a – present-day accumulation horizon; b – medium- and fine-grained deluvia with traces of rhythmical interlayering; c – stratified sand, gravel and boulders, light; d – land occupation horizon, included in accumulation horizon of fossil brown soil; substratum deposits; e – fluvioglacial sand with iron, which form the B₁ horizon of fossil soil; f – fluvioglacial sand, occasionally with iron, light-yellow, stratified; 1-12 – sample location

interpretacji D o r y w a l s k i e g o (1955). Zastrzeżenia budzi ustalenie kolejności zdarzeń w dolinie. Nisko położona baza erozyjna w postaci dna wcinającego się parowu, zapewne nie umożliwiłaby jednoczesnej depozycji ponad 1 m miąższości deluwii. Ożywienie procesów niszczących, sterowanych najpierw przez splukiwanie rozproszone i skoncentrowane, a później przez erozję wąwozową, należy lokować na początek naszej ery, a nie na przełom XVIII i XIX wieku, jak sugerował D o r y w a l s k i (1955).

Odslonięcie Nowostawy

Odslonięcie znajduje się w dolnym odcinku suchej doliny denudacyjnej, lewostronnie nawiązującej do doliny Mroźcy (rys. 1). Dolina denudacyjna jest wycięta w warciańskich piaskach fluwioglacjalnych, budujących poziom katarzynowski Wyżyny Łódzkiej. Posiada trójczłonowe wypełnienie, składane w vistulianie i holocenie (rys. 13). Nawiązuje ona do dna doliny Mroźcy poprzez krótki, obecnie 150-metrowy, parów zboczowy. Początkowo był on płytką, dłuższą (450 m) formą, wcinającą się w starsze osady, wyścieloną na dnie brukiem erozyjnym. Wskutek poprzecznego przecięcia parowu przez liczne, wydłużone pola orne, erozja została zatrzymana, a forma w odcinku środkowym i górnym uległa zasypaniu.



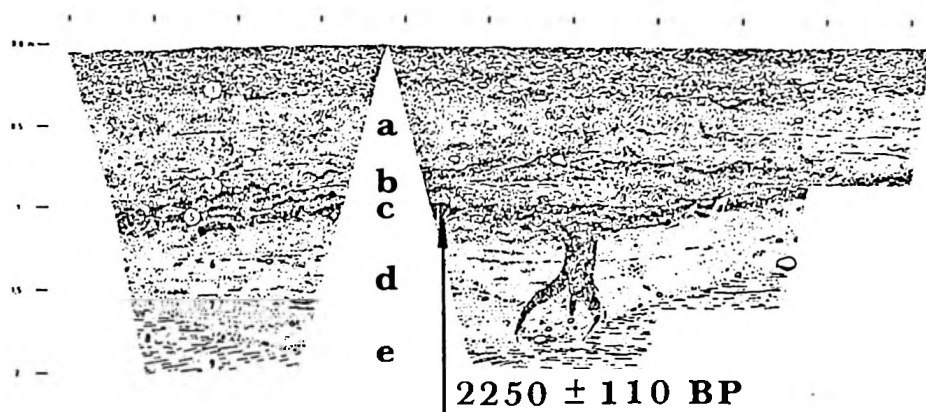
Rys. 13. N o w o s t a w y. Przekrój podłużny przez dolinę denudacyjną

holocen: 1 – diamikton rolny i deluwia glebowe, w spągu piaszczyste, 2 – erozyjny poziom kamienisty, relikty erozji wawozowej, 3 – piaski i mulki organiczne dna doliny Mrożyce; późny wistulian: 4 – piaski o drobnej laminacji, miejscami z poziomem kamienistym w spągu; pleniwistulian: 5 – seria piaszczysto-mułkowa, spąg nie rozpoznany, 6 – drobne piaski i mulki wysokiej terasy Mrożyce; zlodowacenie warty: 7 – piaski fluwioglacjalne, 8 – glina; 9 – wiercenia do 4 m; 10 – odsłonięcie

Longitudinal section through the denudational valley

Holocene: 1 – diamicton and deluvia, sandy at the base, 2 – erosional stone pavement, relict of gully erosion, 3 – sand and organic silt of the Mrozyce valley bottom; Late Vistulian: 4 – thinly laminated sand, occasionally stone pavement at the bottom; Plenivistulian: 5 – sandy-silty series, the base not recognized, 6 – fine sand and silt of the Mrozyca high terrace; Warta Glaciation: 7 – fluvioglacial sands, 8 – till; 9 – borings up to 4 m; 10 – exposure

Odslonięcie (rys. 13, 14) wykonano powyżej parowu, w osiowej części nieckowatego dna doliny. Osady podłoża są reprezentowane przez rytmicznie warstwowane szare mulki, budujące strop serii piaszczysto-mułkowej oraz pokrywające je piaski różnoziarniste o częściowo zniszczonej strukturze (piaski drobnolaminowane). W stropie tych piasków natrafiono na zgodnie zalegający poziom pożarowy o kilkucentymetrowej miąższości, wydatowany na $2\,250 \pm 110$ lat BP (LOD 749). Charakterystyczna była bardzo duża zawartość kawałków drewna o różnym stopniu uwęglenia, świadcząca o niezbyt starannym oczyszczeniu pogorzelniska i spalaniu na miejscu nagromadzonych gałęzi. Wypełniony węgielkami ślad po pniu i korzeniach drzewa, widoczny na prawej ścianie odsłonięcia wskazuje, że używając ognia niszczone większe drzewa bez ich powalania. Potwierdzają to obserwacje prymitywnych kultur współcześnie stosujących system żarowy (K o s t r o w i c k i 1973).



Rys. 14. Nowostawy. Budowa wypełnienia doliny denudacyjnej

a – zbity, bezstrukturalny diamikton rolny, silnie próchniczny; b – deluwia glebowe ze śladami radlenia i soczewkami mulastymi, próchniczne; c – poziom akumulacyjny brunatnej gleby kopalnej z warstwą pożarową w spągu, na prawej ścianie odsłonięta ślad po pniu i korzeniach drzewa rosnącego na powierzchni datowanej na $2\,250 \pm 110$ lat BP; osady podłoża: d – różnoziarniste piaski drobnołaminowane, żelaziste; e – seria piaszczysto-mulkowa; 1–9 – miejsca pobrania próbek

Structure of the denudational valley infill

a – compact, structureless diamikton, strongly organic; b – deluvia with traces of ploughing and silty lenses, organic; c – accumulation horizon of fossil brown soil, with the land occupation horizon at the base, on the right wall trunk and root tracks of a tree growing at the surface dated for $2\,250 \pm 110$ years BP, substratum deposits; d – vari-grained, thinly laminated sand, with iron; e – sandy-silty series; 1–9 – sample location

Poziom pożarowy znajduje kontynuację w poziomie A kopalnej gleby brunatnej. Powyżej, na głębokości 1,05–0,75 m, występuje próchniczna warstwa wymieszanego osadu, nosząca ślady orki. Redliny są najlepiej widoczne na lewej ścianie, poprzecznej do kierunku orki. Są płytkie (do kilku centymetrów głębokości), szerokie na około 10 cm, symetryczne w przekroju. Występują w kilku poziomach co świadczy o stałym użytkowaniu gruntu, połączonym z jednoczesną akumulacją deluwii glebowych na dnie doliny denudacyjnej. Rozmiary i symetria redlin, a także fakt zachowania w kilku miejscach soczewek mulków wskazuje, że do uprawy (orki) używano płytko działającego narzędzia spulchniającego glebę, najprawdopodobniej radła rylcowego lub płozowego. Tym samym w osadach znajduje się zapis średniowiecznej historii rolniczego wykorzystania badanego terenu (Zarys historii...1964, 1970).

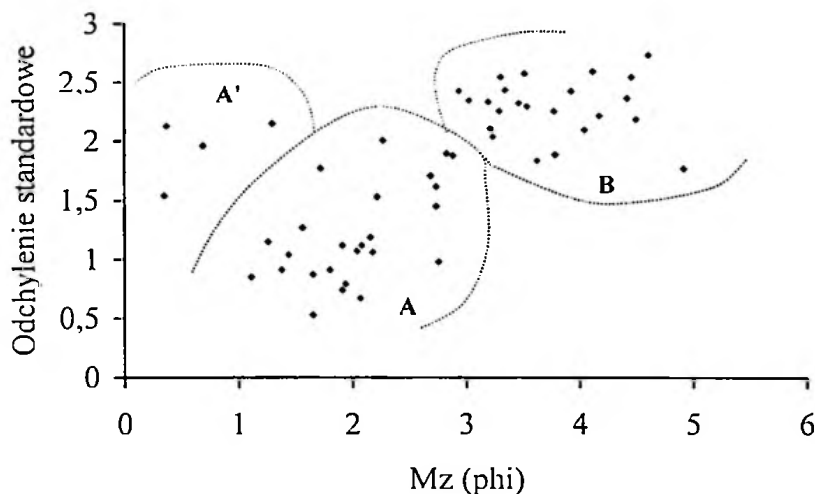
Stropową część wypełnienia buduje diamikton rolny (Niewiarowski *et al.* 1992; Sinkiewicz 1995) o maksymalnej miąższości 0,75 m. Osad ten jest bezstrukturalnym mikstytem (Gradziński *et al.* 1986), charakteryzującym się silnym zagęszczeniem powierzchniowym (Hodra 1984) i znaczną domieszką rozproszonych próchnicy w całym profilu. Powstaje po wieloletniej, intensywnej uprawie roli z wykorzystaniem pługa i ciężkich maszyn rolniczych, ubijających warstwę gruntu wskutek częstych przejazdów po polu. W diamiktonie bezładnie tkwią węgielki drzewne, bryłki węgla kamiennego, odłamki kości,

fragmenty cegieł, szkieł oraz żelazne części maszyn rolniczych. Obecność mięszszego diamiktonu rolno potwierdza ciągłość ornego użytkowania suchej doliny denudacyjnej w czasach nowożytnych. Ponieważ w diamiktonie brak soczewek deluwiiów należy sądzić, że rotacja upraw na polach była szybka (plodozmianowy system uprawy) i prowadzona z użyciem pluga odwracającego skibę, a więc całkowicie niszczącego strukturę osadu. Początek formowania się diamiktonów można powiązać z intensywnym rolnictwem feudalnym typu folwarcznego oraz zmechanizowanym rolnictwem kapitalistycznym. Osad zalegający ponad paleopedonem należy zaliczyć do ogólnej kategorii deluwiiów rolnych (Stoehla 1996), kształtowanych w warunkach nasilonej denudacji agrotechnicznej (Sinkiewicz 1989). Takie następstwo osadów zalegających na glebie kopalnej, jakie ukazuje się w niniejszym odsłonięciu, Sinkiewicz (1995) określał jako powszechnie występujące.

GLÓWNE CECHY DIAGNOSTYCZNE DELUWIIÓW NEOHOLOCENSKICH

Deluwia powstają pod wpływem splukiwania i tworzą samodzielną grupę genetyczną. Są osadem luźnym, w rejonie podlódzkim zbudowanym przede wszystkim z piasków drobnych i bardzo drobnych oraz grubych pyłów. Powszechnie zawierają domieszkę organiczną w postaci piasku glebowego (Tessere 1994), czyli spojonych drobin gleby o rozmiarach ziaren piaszczystych. Transport materiału mineralnego i organicznego zachodzi w okresowych strugach wodnych o różnym stopniu skoncentrowania i niejednakowo głębokim pionowym zasięgu oddziaływania. Ważną rolę przy zapoczątkowaniu transportu spełnia rozbryzg gleby (Slupik 1973; Froehlich, Slupik 1980), wprawiający w ruch ziarna mineralne i cząstki gleby oraz zasklepiający makropory glebowe. Materiał źródłowy dla tworzenia deluwiiów stanowi w zasadzie poziomy akumulacyjny gleby, ale przy większej obfitości wód epizodycznych, połączonych z możliwością ich liniowego skoncentrowania, także poziomy eluwalny i iluwalny. Współcześnie zaznacza się ograniczenie możliwości zaczerpnięcia przez wody splukiwania materiału z głębszych poziomów glebowych, wskutek występowania silnie zbitej warstwy podścielającej poziom orny. Warstwa ta jest określana jako podszwa pluźna i formuje się poprzez ubijanie gruntu kołami maszyn rolniczych (Domżał *et al.* 1984; Hódara 1984).

W obrębie deluwiiów neholoceńskich występują dwie litofacje osadów (rys. 15), dla uproszczenia określane dalej jako: piaski deluwalne (A na rys. 15) i deluwalne pyły piaszczyste (B na rys. 15). Pod względem uziarnienia facja piasków deluwalnych jest reprezentowana przez piaski średnie i drobne ($M_z = 1-3$). Stopień ich wysortowania jest zmienny; dominuje wysortowanie słabe, ale pojawiają się także osady wysortowane w średnim stopniu ($\delta_1 = 0.5-2$). Deluwalne piaski średnie charakteryzują się skośnościami bliskimi 0, piaski drobne – zawsze dodatnimi ($Sk_1 = +0.2$ do $+0.5$). Piaski były odkładane



Rys. 15. Zależność średnic średnic ziarna (M_z) i odchylenia standardowego (δ_1) dla deluwii neoholocenijskich (bez osadów podłoża i koluwiów)

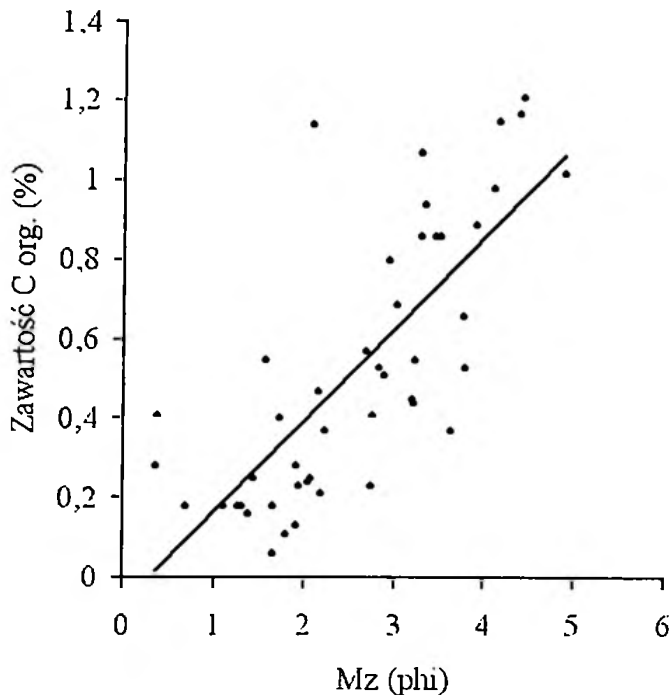
objaśnienia w tekście

Relationship between mean grain size (M_z) and standard deviation (δ_1) for Neoholocene deluvia (without substratum deposits and colluvium)

explanations in the text

w postaci ciągłych warstwek o kilkumilimetrowych miąższościach, tworzących wyraźnie wyodrębniające się warstwy z zazwyczaj dobrą czytelnością stropu i spągu. Ciągłość lateralna warstw jest znaczna, przekraczająca rozmiary odsłonięć. Powszechnie występuje warstwowanie równoległe o upadach dopasowujących się do konfiguracji podłoża. Taką strukturę T e i s s e y r e (1994) określał jako subhoryzontalną laminację równoległą i łączył z gwałtownymi przepływami o liczbie Froude'a większej od 1,25.

Deluwia neoholocenijskie zawierają domieszkę organiczną w postaci rozproszonej próchnicy. Średnia zawartość węgla organicznego wynosi 0,53 % i wzrasta wraz ze zmniejszaniem się średnicy ziarna (rys. 16). Związek obu cech opisuje współczynnik korelacji $r = + 0,76$. Piaszczysta facja pozbawiona jest większej domieszki organicznej (C org. 0,1–0,3 %), i w całej masie deluwii zaznacza się jasną barwą. Analiza krzywych Vishera (*vide* M y c i e l s k a - D o w g i a ł l o, R u t k o w s k i red. 1995), sporządzonych dla wykonanych próbek, wskazuje na transport na drodze saltacji oraz unoszenia przerywanego (G r a d z i ń s k i *et al.* 1986). Najlepsze wśród neoholocenijskich deluwii wysortowanie tej facji, można interpretować jako oznakę długiego transportu stokowego, połączonego z dalszym przemieszczaniem osadu wzdłuż osi niecek i dolin denudacyjnych. Brak domieszki organicznej sygnalizuje większą dynamikę splukiwania, sięgającego bruzdami poniżej poziomu akumulacyjnego nie zagęszczonych gleb.



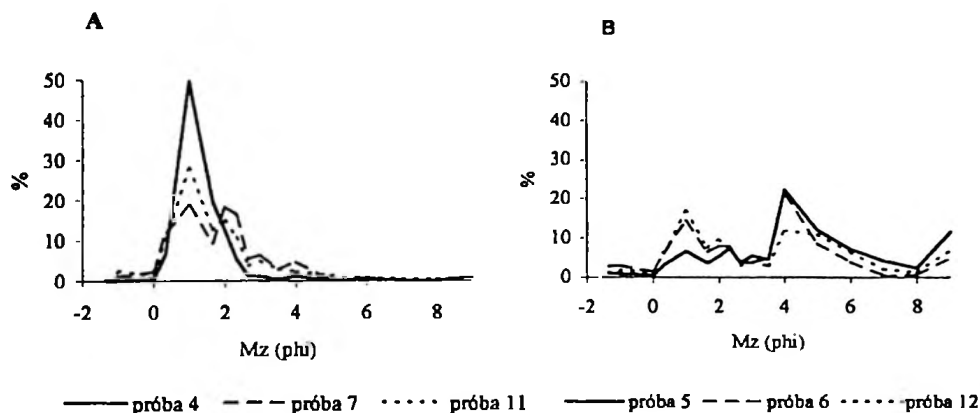
Rys. 16. Związek zawartości węgla organicznego i średniej średnicy ziarna (M_z) w deluwjach neoholocenijskich (bez poziomów akumulacyjnych gleb współczesnych i kopalnych)

Relation between organic carbonate content and mean grain size (M_z) in Neoholocene deluvia (without accumulation horizons of present-day and fossil soils)

Warstwy piaszczyste powstały zatem dzięki działalności turbulentnych strumieni splukiwania rozproszonego i skoncentrowanego. Zaznaczający się brak ilów i koloidów (rys. 17 A) należy wytłumaczyć odtransportowaniem najdrobniejszych frakcji do dystalnych części stref depozycyjnych lub koryt rzecznych. Brak pelitów jest jeszcze jedną oznaką długiego transportu.

Deluwialne pyły piaszczyste (B na rys. 15) charakteryzują się drobniejszym ziarnem ($M_z = 3-5$) oraz bardzo słabym wysortowaniem ($\delta_1 = 1,75-2,75$). Powszechne są dodatnie skośności (Sk_1 do $+0,6$) oraz znaczna domieszka organiczna (C org. około 1%), często o rząd wielkości przekraczająca tę, która występuje w piaskach deluwialnych. W obrębie pyłów piaszczystych zmieszane są dwie populacje osadu (rys. 17 B) o czym świadczy rozkład polimodalny. Frakcja modalna zawiera się w obrębie grubych pyłów a domieszki stanowią najczęściej piaski grube oraz bardzo drobne pyły z ilem. Najślabsze ze spotykanych w deluwjach wysortowanie, wpływające ze zmieszania ziaren o różnych średnicach, należy objaśniać trzema czynnikami:

- charakterem transportu o zróżnicowanej dynamice i raptownych zmianach kompetencji ośrodka transportującego. Słabe strugi splukiwania rozproszonego,



Rys. 17. Zawartość procentowa frakcji w deluwjach neoholocenijskich na przykładzie odsłonięcia Rogów V

A – facja piasków deluwialnych; B – facja deluwialnych pyłów piaszczystych

Percentage of fractions in Neoholocene deluvia on the basis of examinations of Rogów V exposure

A – facies of deluvial sand; B – facies of deluvial sandy dust

tworzące niestabilizowaną, “roztokową” sieć, są lokalnie zdolne do trakcyjnego przemieszczania grubego piasku, aby w chwilę później zrzucić niewysortowaną zawiesinę (Allen 1977). Do lokalnego spadku nośności wód może także przyczyniać się biointercepcja;

- charakterem materiału źródłowego, a więc obecnością piasków glebowych (agregatów glebowych), rozbijanych podczas preparatyki próbki na ziarna pylaste i ilaste;

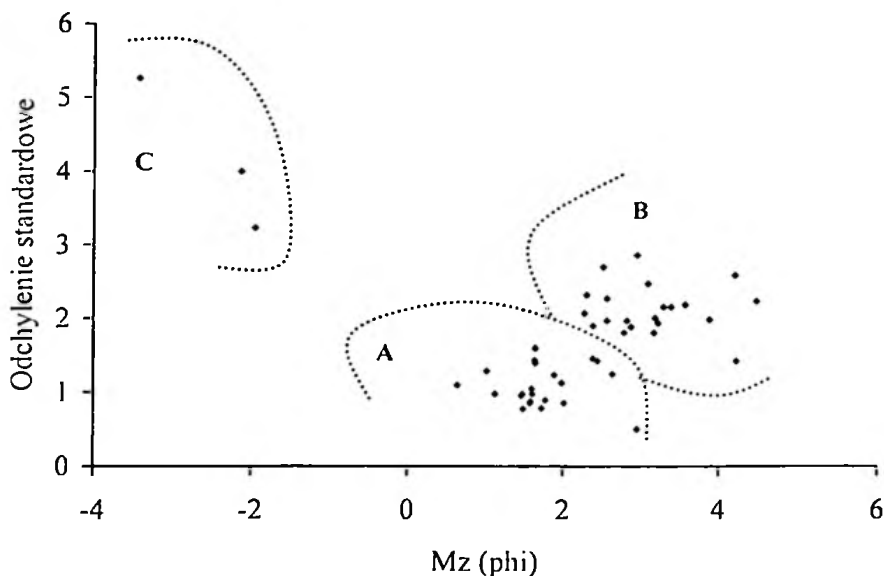
- retencją i mikroretencją stokową, zdaniem Teissiera (1994) posiadającą zasadniczy wpływ na warunki splywu wód epizodycznych. Zmiany energetyczne w ośrodku transportowym, krótkie ale częste występowanie gwałtownego ustroju prądu, powstają po nagłym zdrenowaniu licznych zbiorników stokowych (kałuż).

Wzbogacenie pyłów piaszczystych w drobniejsze frakcje jest ogólną prawidłowością, odnoszącą się do gleb deluwialnych, akcentowaną przez Klimowicza (1993). Facja deluwialnych pyłów piaszczystych powstaje pod wpływem działania słabych wód splukiwania rozproszonego. Zasadnicze znaczenie dla jej litologicznego wykształcenia posiadają: krótki transport nie umożliwiający sortowania osadu, płytkie profile strug splukiwania rozproszonego przenoszących niewysortowane zawiesiny, oraz raptowne zmiany nośności wód. Osady tej facji były składane w postaci ciągłych przestrzennie warstw o kilkucentymetrowej miąższości, wykazujących smugowanie lub drobną laminację. Laminy osadu

wyklinowują się wielokrotnie w obrębie jednej warstwy pyłów piaszczystych. Upady warstw naśladowują paleonachylenia.

Deluwialne piaski i pyły piaszczyste tworzą serie o rytmicznym charakterze warstwowania. Oprócz omówionego zróżnicowania teksturalnego i strukturalnego, rytm jest podkreślony kontrastem barw poszczególnych warstw, wynikającym ze zróżnicowanej zawartości rozproszonej próchnicy. Rytmiczność warstwowania jest ogólną cechą deluwiiów (Stoehlak 1976, 1978, 1996; Teisseyre 1994). Na przestrzenną i czasową zmienność procesu splukiwania, zapisującą się w rytmicznej sedymentacji, nakłada się dodatkowo różnorodność jego postaci (splukiwanie brzdowe, rozproszone, warstwowe). Specyfika cech deluwiiów była na tyle silnie podkreślana przez badaczy łódzkiego ośrodka geomorfologicznego, że w nazwach serii deluwiiów vistuliańskich zawarto nawiązania do ich charakterystycznej struktury i tekstury (osady rytmicznie warstwowane, seria piaszczysto-mulkowa, piaski drobnolaminowane, itp.).

W obrębie holocennych wypełnień dolin denudacyjnych pojawiają się także wyłącznie mineralne osady grubookruchowe (A' na rys. 15). Ich odrębność teksturalna jeszcze lepiej zaznacza się na przykładzie wypełnienia dużego parowu w Brzezinach (C na rys. 18), omówionego w pracy Twardego (1995). Osad żwirowo-grubopiaszczysty, bardzo słabo lub nie wysortowany



Rys. 18. Zależność średnic średnic ziarna (M_z) i odchylenia standardowego (δ_1) dla osadów wypełniających parów doliny w Brzezinach (Twardy 1995)

Relationship between mean grain size (M_z) and standard deviation (δ_1) for deposits filling the valley gully at Brzeziny

(δ do 5,5), cechuje się zawsze ujemną skośnością (Sk_1 od -0,3 do -0,5). Obok tekstury, odmienności zaznaczają się także w strukturze. Depozycja następowała w pojedynczych lub złożonych kanałach erozyjnych (G r a d z i Ń s k i *et al.* 1986) z wyraźnymi dolnymi kontaktami erozyjnymi lub w postaci miększych warstw o warstwowaniu krzyżowym. Zaznacza się uziarnienie frakcjonalne przerywane. Genezę sedymentu należy powiązać z erozją wąwozową i działaniem skoncentrowanych, turbulentnych strumieni wód epizodycznych, trakcyjnie przemieszczających najgrubszą frakcję. Osady żwirowo-grubopiaszczyste należy określić jako proluwia. Podobne stanowisko zajął wcześniej S t o c h l a k (1978), wykluczając deluwialny charakter grubookruchowych, peryglacialnych osadów stokowych.

PRZEBIEG NEOHOLOCENSKICH PROCESÓW DENU DACYJNYCH W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI
WYŻYNY ŁÓDZKIEJ I ICH ZAPIS W OSADACH

Badania holocenyckich wypełnień suchych dolin denudacyjnych w środkowej części Wyżyny Łódzkiej pozwalają wydzielić trzy główne ogniwa osadowe:

– antropogeniczne deluwia glebowe (rolne według terminologii S t o c h l a k a 1996), zalegające na glebach kopalnych i budujące spąg wypełnienia. W dolinach rozciętych mniejszymi i słabiej rozgałęzionymi parowami zachowane są jedynie przystokowe pozostałości tej najstarszej akumulacji;

- proluwia, rozcinające lub nakrywające ogniwo deluwialne;
- diamiktony rolne, budujące strop holocenyckiego wypełnienia.

Początek sedymentacji antropogenicznych deluwii rolnych, zalegających na dobrze zachowanych poziomach akumulacyjnych gleb kopalnych, należy powiązać z przełomem epok brązu i żelaza. Raptowne, ale krótkotrwałe zmiany współczynnika erozji w epoce brązu (kultura łużycka) oraz żelaza (kultury pomorska i wielbarska), stwierdził B o r ó w k a (1994) dla obszaru Polski NW. S i n k i e w i c z (1995) ułokował pierwszy wyraźny okres wzmożonej denudacji antropogenicznej pomiędzy $2\ 700 \pm 100$ a $2\ 440 \pm 50$ lat BP, a więc na przełomie epok brązu i żelaza. Nie bez znaczenia dla ustalenia początku neoholocenyckiej denudacji jest położenie stanowiska, nawet na tak niewielkim obszarze jak środkowa część Wyżyny Łódzkiej. Stanowiska ułokowane w brzeźnych częściach obszaru, w pobliżu starszych centrów osadniczych (Rogów VII, Nowostawy), znajdujących się na obszarze Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej (łęczyckie skupienie osadnicze), wskazują na V okres epoki brązu lub okres lateński epoki żelaza jako moment zapoczątkowania silniejszych przeobrażeń środowiska, znajdujących zapis w akumulacji serii deluwialnych. Stanowiska położone w centrum Wyżyny Łódzkiej (Kalonka, Borchówka), związane są z epoką żelaza, ściślej z przełomem okresów lateńskiego i rzymskiego. Przytoczone fakty mogą świadczyć o powolnej penetracji centralnych obszarów Wyżyny Łódzkiej, wynikającej z jej izolacji osadniczej. Genezę ogniwa deluwialnego powiązano z

działaniem słabych procesów splukiwania rozproszonego, przerywanego okresowo przez splukiwanie skoncentrowane, być może z lokalnym, niewielkim udziałem erozji wąwozowej. Duże znaczenie dla pierwszych przeobrażeń rzeźby, związanych raczej z płytką erozją powłoki glebowej, jeszcze nie połączonej z powstawaniem nowych, trwałych form rzeźby, miał charakter działalności gospodarczej i system rolniczego gospodarowania. Szczególnie istotne było tutaj nietrwałe, zaledwie wyspowe wylesienie, związane z rotacją użytków rolnych i stosowaniem systemu żarowego jako metody pozyskiwania gruntów pod uprawę. Zniszczenie roślinności na większym obszarze wywoływało lokalną erozję bruzdową (Kalonka), a w połączeniu z większymi nachyleniami także ruch mas (Borchówka). Oprócz tego, należy w tym miejscu przytoczyć badania Ralskiej-Jasiewiczowej i Starckla (1988), dokumentujące wyraźne zwilgotnienie klimatu w fazie SA-1, oraz rekonstrukcję wahań poziomu Jeziora Biskupińskiego (Niewiarowski red. 1995), wskazującą na jego najwyższy poziom w holocenie około 2 000 lat BP. Zasygnalizowane zmiany klimatyczne i hydrologiczne pozwalają sądzić, że w epoce żelaza doszło do spłotu naturalnych i antropogenicznych czynników predysponujących uruchomienie procesów denudacyjnych.

Dna dolin denudacyjnych stanowiły lokalne bazy denudacyjne, ale zachodziło także dostarczanie materiału do dna dolin rzecznych. Archeologiczne i radiowęglowe daty podane przez Kamińskiego (1993) – $1\ 930 \pm 100$, $1\ 900 \pm 110$, $1\ 800 \pm 80$ lat BP, wyznaczające początek formowania subatlantyckiej pokrywy madowej, dowodzą udziału antropogenicznie indukowanej denudacji w agradacji dna dolinnego. Neoholocenijskie nadbudowywanie dna dolin rzek regionu łódzkiego opisała także Turkowska (1984, 1988). Znamienna jest duża miąższość serii deluwialnych (niemal 3 m w Rogowie) w porównaniu do zaledwie kilkudziesięciocentymetrowej, przeciętnej miąższości mad w dolinach rzek strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. O agradacji większej w górnych częściach systemu rzecznego, charakterystycznej dla zimnych okresów wistulianu, wspomina Superson (1996). Określona jako „odgórna”, została także opisana przez zespół badaczy rekonstruujących skutki gwałtownej ulew na Wyżynie Miechowskiej (Starck red. 1997). Deponowanie znacznej części deluwii w dolinach denudacyjnych należy tłumaczyć objawianiem się tam przepływów o poziomie energetycznym niejednokrotnie większym niż w korycie rzeki głównej (Teisseyre 1994), a więc uruchamiających znaczne masy osadów, oraz biointercepcją, sterującą akumulacją.

Średniowiecznym zmianom w rolniczym gospodarowaniu, szczególnie zwiększaniu arealu oraz intensywniejszemu użytkowaniu ziemi w ramach systemu dwu- i trójpolowego, odpowiada raptowna zmiana charakteru i natężenia procesów niszczących. Wcześniejsze badania autora (Twardy 1995), wskazują na występowanie „pulsacyjnie” nasilającej się erozji wąwozowej w całym okresie średniowiecza, poczynając od przełomu wieków V i VI a kończąc na XV/XVI stuleciu. Występowanie epizodów erozyjnych było ogólnie indukowane

działalnością człowieka, ale zapewne wynikało także z przebiegu zjawisk klimatycznych. Okresy katastrofalnych opadów sygnalizują: S i n k i e w i c z (1995) w XI wieku, B o r k (1994) w XIV oraz M a r u s z e z a k (1998) w okresie XI–XIII/XIV w. Według Ś n i e s z k i (1995), subatlantyckie ożywienie denudacji mechanicznej zachodziło stuleciami X/XI, XIV oraz XVII. Odkładaniu proluwii odpowiada powiększanie się udziału piasków w warstwach mado-
wych.

Diamiktony rolne zgodnie nakrywają antropogeniczne deluwia rolne a także serie proluwialne w przypadku dolin rozciętych mniejszymi parowami. Największy udział przy ich powstawaniu miała denudacja agrotechniczna. Formowały się w okresie ostatnich kilkuset lat, ze szczególnym nasileniem w wiekach XIX i XX, wraz z postępującym umaszynowaniem prac rolniczych. W strefach den parowów, odciętych od terenów rolniczych zbyt stromymi stokami, składane były nadal deluwia rolne z wkładkami proluwii (Brzeziny). Nasiloną denudacją agrotechniczną, wręcz agroplanacją (S i n k i e w i c z 1995), doprowadziła do znacznych, lokalnych przekształceń rzeźby terenu Wyżyny Łódzkiej (T w a r d y 1996, 1998).

Badania potwierdziły przydatność suchych dolin denudacyjnych do oceny przebiegu denudacji antropogenicznej. Wobec braku na Wyżynie Łódzkiej odpowiednio położonych zagłębień bezodpływowych o dużej skali i wyraźnej morfologii, wydają się one jedynymi formami umożliwiającymi uzyskiwanie w miarę pełnej informacji paleogeograficznej. Należy jednak pamiętać, że reprezentują otwarte systemy przepływu energii i materii. Dla procesów denudacyjnych dna badanych dolin stanowiły strefy depozycyjne, natomiast gwałtowniejsze procesy erozyjne, prowadzące do uformowania trwałych form rzeźby (wąwozów, parowów), posiadały także strefy na zewnątrz rozcinanych dolin. W tym przypadku, w obrębie zlewni doliny denudacyjnej zawierały się jedynie strefy źródłowa i transportowa. W sprzyjających warunkach, przy pośredniej dostawie proluwii na terasy zalewowe, istnieje możliwość wskazania i badania wszystkich elementów składowych systemu deluwialnego.

Przeprowadzone badania potwierdzają przydatność modelu systemu deluwialnego T e i s s e y r e ' a (1994), ale jednocześnie sygnalizują jego znaczną niestabilność. Wynika ona z wielokrotnego przesuwania stref źródłowej, transportowej i depozycyjnej, limitowanego rozkładem w czasie katastrofalnych zdarzeń pogodowych (M a r u s z e z a k 1986; S t a r k e l 1986, 1996, 1997).

LITERATURA

- A l l e n J., 1977 – Fizyczne procesy sedymentacji, PWN, Warszawa.
B o g a c k i M., S t a r k e l L., 1991 – Typologia i regionalizacja współczesnych procesów rzeźbotwórczych, W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze, PWN.
B o r k H. R., 1994 – Soil erosion during the younger holocene in Germany, *Roczn. AR w Poznaniu*, 266.

- Borówka R. K., 1994 – Naturalne i antropogeniczne uwarunkowania zmian denudacji podczas holocenu. *Roczn. AR w Poznaniu*, 266.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J., 1971 – Rozwój wąwozów lessowych w okolicy Dzierżkowic na Wyżynie Lubelskiej pod wpływem gwałtownej wlewy w czerwcu 1969 r. *Ann. UMCS, B*, 26.
- Czyżowska E., 1997 – Zapis zdarzeń powodziowych na pograniczu borealu i atlantyku w osadach stożka napływowego w Podgrodziu. *Dok. Geogr.*, 5.
- Domżał H., Słowińska-Jurkiewicz A., Turski R., Hodara J., 1984 – Ugniatanie gleb jako czynnik kształtujący fizyczne właściwości gleby. *Roczn. Nauk Roln.*, D, 148.
- Dorywański M., 1955 – Znaczenie powierzchni peryglacialnej dla badań erozji i denudacji gleb w okolicach Łodzi. *Biul. Perzgl.*, 2.
- Dorywański M., 1958 – Przykład mapy morfodynamicznej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8.
- Dubaniewicz H., 1974 – Klimat województwa łódzkiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 34.
- Dwucet K., Śnieżko Z., 1996 – Redepozycyjna transformacja lessów i gleb nalessowych po gwałtownej ulewie w dniu 15 września 1995 r na Wyżynie Miechowskiej. *Przeegl. Geol.*, 44, 2.
- Dylik J., 1954 – Problematyka geomorfologiczna wobec potrzeb rolnictwa. *Przeegl. Geogr.*, 24, 4.
- Dylik J., 1971 – Województwo ze stolicą bez antenatów. *ETN*, Łódź.
- Dylikowa A., 1952 – O metodzie badań strukturalnych w geomorfologii glacialnej. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 3.
- Fröehlich W., Słupik J., 1980 – Importance of splash in erosion process within a small flysch catchment basin. *Studia Geomorph. Carpatho-Balkanica*, 14.
- Gradziński R., KostECKA A., Radomski A., Unrug R., 1986 – Zarys sedymentologii. Wyd. Geol., Warszawa.
- Hodara J., 1984 – Agrofizyczny efekt ugniatania gleb. Maszynopis pracy dokt. Inst. Glebozn., Chemii Roln. i Mikrobiol., AR, Lublin.
- Jądźewski K., 1981 – Pradzieje Europy środkowej. Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk. Ossolineum.
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1990 – Procesy splukiwania powierzchniowego i erozji wąwozowej. *Pr. Geogr. IGiPZ PAN*, 153.
- Józefaciuk Cz., Józefaciuk A., 1995 – Erozja agroekosystemów. IUNG, Puławy.
- Kamińska J., 1953 – Grody wczesnośredniowieczne ziem Polski środkowej na tle osadnictwa. *Acta Archeol. Univ. Lodz.*, 2.
- Kamiński J., 1993 – Późnoplejstocenska i holocenska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geogr. Lodz.*, 64.
- Kamiński J., 1996 – Geologiczne i geomorfologiczne uwarunkowania osadnictwa kultury przeworskiej w dolinie Moszczenicy na północ od Zgierza. Symposium „Funkcjonowanie geosystemów dolinnych w warunkach zmian klimatu i narastania antropopresji późnego glacialu i holocenu”. 28-29.03.96. UŚ, Sosnowiec.
- Kamiński J., 1998 – Wykształcenie i wiek osadów dolin rzecznych Wyżyny Łódzkiej i pradoliny warszawsko-berlińskiej. Symposium „Rola człowieka prehistorycznego w przemianach środowiska przyrodniczego”. 02-03.04.98. UŚ, Sosnowiec.
- Klatkova H., 1958 – Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 8.
- Klatkova H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 8.
- Klatkova H., 1972 – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28.
- Klatkova H., 1985 – Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu. *Acta Geogr. Lodz.*, 50.
- Klatkova H., 1989a – Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59.
- Klatkova H., 1989b – The incorporation of closed depressions into the open erosional

- system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geogr.*, 2.
- Kl atk owa H., 1990 – Kopalne zbiorniki z florą emską w środkowej Polsce. *Acta Geogr. Lodz.*, 61.
- Kl atk owa H., 1996 – Zróżnicowanie przebiegu procesów erozji/denudacji gleb zależne od przyrodniczych warunków środowiska (przykłady z okolic Łodzi i Gór Świętokrzyskich). Ogólnop. Symp. Nauk. „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”. Pr. Nauk., 2. Puławy.
- Kl im o w i c z Z., 1993 – Zmiany pokrywy glebowej w obszarze utworów lessowych i lessowatych w zależności od okresu użytkowania i rzeźby terenu. Rozpr. Wydz. BNZ UMCS. Rozpr. habilitac., XLVII.
- Kl y s i k K., F o r t u n i a k K., 1993 – Maksymalne opady dobowe w środkowej Polsce. *Przegl. Geogr.*, 64, 1-2.
- K o r e l e s k i K., 1971 – Próba geomorfologicznej klasyfikacji procesów erozji gleb. *Czas. Geogr.*, 42, 1.
- K o r e l e s k i K., 1973 – Działalność procesów splukiwania na glebach lessowych. *Czas. Geogr.*, 44.1.
- K o s t r o w i c k i J., 1973 – Zarys geografii rolnictwa. PWN, Warszawa.
- K r u k J., A l e x a n d r o w i c z S. W., M i l i s a u s k a s S., Ś n i e s z k o Z., 1996 – Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych. Inst. Arch. i Etnogr. PAN, Kraków.
- K r z e m i ń s k i T., 1987 – Geneza środowiska abiotycznego Polski środkowej. Kierunki kształtowania krajobrazu. *Stud. Regionalne*, IX/X (XIV/XV).
- L e o p o l d L., W o l m a n M., M i l l e r J., 1964 – Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman and Co., S-F – London.
- M a k s y m i u k Z., 1979 – Warunki występowania wód podziemnych i strefy ich kontaktu z wodami powierzchniowymi w regionie łódzkim. *Acta Univ. Lodz., Zesz. Nauk. UE, ser. II*, 21.
- M a k s y m i u k Z., 1992 – Zależność między gęstością sieci rzecznej a przepuszczalnością podłoża w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 16.
- M a r u s z c z a k H., 1986 – Tendencje seklarne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. *Czas. Geogr.*, 57, 2.
- M a r u s z c z a k H., 1998 – Naturalne tendencje zmian klimatu Polski środkowej w ciągu ostatnich piętnastu stuleci. *Acta Geogr. Lodz.*, 74.
- M a r u s z c z a k H., T r e m b a c z o w s k i J., 1956 – Geomorfologiczne skutki gwałtownej ulewy w Piaskach Szlacheckich koło Krasnegostawu. *Ann. UMCS, B*, 11, 4.
- M o s z c z y ń s k a J., 1969 – Zróżnicowanie opadów w postaci stałej i pokrywy śnieżnej na krawędzi Wyżyny Łódzkiej. *Zesz. Nauk. UE, ser. II*, 32.
- M y c i e l s k a - D o w g i a ł l o E., R u t k o w s k i J., red. 1995 – Badania osadów czwartorzędowych. Wydział Geogr. i Studiów Reg. UW, Warszawa.
- N i e w i a r o w s k i W., red. 1995 – Zapis zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie. Ofic. Wyd., Turpress”, Toruń.
- N i e w i a r o w s k i W., C e l m e r T., M a r c i n i a k K., P e t r u c i e ń C., P r o s z e k P., S i n k i e w i c z M., 1992 -Przebieg współczesnych procesów denudacyjnych na młodogłacialnej wysoczyźnie morenowej intensywnie użytkowanej rolniczo, na przykładzie okolic Koniczynki, na północny wschód od Torunia. *Pr. Geogr. IGiPZ PA.V*, 155.
- P a r k e r G., 1963 – Piping, a geomorphic agent in landform development in the drylands. *Int. Ass. of Sci. Hydrol.*, 65.
- R a l s k a - J a s i e w i c z o w a M., S t a r k e l L., 1988 – Record of the hydrological changes during Holocene in the lake, mire and fluvial deposits of Poland. *Folia Quatern.*, 57.
- R e n i g e r A., 1950 – Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce. *Roczn. Nauk Roln.*, 54.
- R o d z i k J., J a n i c k i G., Z a g ó r s k i P., Z g ł o b i c k i W., 1998 – Deszcze nawalne i ich wpływ

- na rzeźbę obszarów lessowych. W: L. Starkel (red.) Geomorfologiczny i sedymentologiczny zapis lokalnych ulew. *Dok. Geogr.*, 11.
- R ü h l e E., 1973 – Metodyka badań osadów czwartorzędowych. Wyd. Geol., Warszawa.
- S t a r k e l L., 1977 – Paleogeografia holocenu. PWN, Warszawa.
- S t a r k e l L., 1986 – Rola zjawisk ekstremalnych i procesów sekularnych w ewolucji rzeźby (na przykładzie fliszowych Karpat). *Czas. Geogr.*, 57, 2.
- S t a r k e l L., 1996 – Geomorphic role of extreme rainalls in the Polish Carpathians. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 30.
- S t a r k e l L., red. 1997 – Rola gwałtownych ulew w ewolucji rzeźby Wyżyny Miechowskiej (na przykładzie ulewy w dniu 15 września 1995 roku). *Dok. Geogr.*, 8.
- S i n k i e w i c z M., 1989 – Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych. *Stud. Soc. Sci. Torun*, C, 9, 6.
- S i n k i e w i c z M., 1994. – Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 27.
- S i n k i e w i c z M., 1995 – Przeobrażenia rzeźby terenu i gleb w okolicy Biskupina wskutek denudacji antropogenicznej. W: W. Niewiarowski (red.) Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie. Ofic. Wyd. „Turpres”, Toruń.
- S l u p i k J., 1973 – Zróżnicowanie splywu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich. *Dok. Geogr.*, 2.
- S t o c h l a k J., 1976 – Subregionalne zróżnicowanie wykształcenia młodoplejstocenijskich deluwii na obszarze Wyżyn Polski Południowej i przyległych nizin środkowopolskich. *Przeł. Geol.*, 10 (282).
- S t o c h l a k J., 1978 – Struktury i tekstury młodoplejstocenijskich osadów deluwialnych. *Inst. Geol., Biul.*, 306.
- S t o c h l a k J., 1996 – Osady deluwialne nieodłączny efekt procesu splukiwania i propozycja ich podziału. *Ogólnop. Symp. Nauk. „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”*, Pr. Nauk., 2, Puławy.
- S u p e r s o n J., 1996 – Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu Wisły. *Rozpr. Habilitac.*, Wyd. BNZ UMCS, 43.
- S z r e j d e r B., 1998 – Niektóre właściwości i pozycja systematyczna gleb powstałych w wyniku denudacji antropogenicznej w Koniczynie na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 460.
- Ś n i e s z k o Z., 1995 – Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn polskich w czasie ostatnich 15000 lat. *Pr. Nauk. U Śl.*, 1107.
- T e i s s e y r e A. K., 1992 – Epizodyczne koryta a rozwój suchych dolin w krajobrazie rolniczym. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, 31.
- T e i s s e y r e A. K., 1994 – Splyw stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Acta Univ. Wratisl., Pr. Geol.-Mineral.*, 43.
- T u r k o w s k a (K u y d o w i c z) K., 1975 – Rzeczne procesy peryglacjalne na tle morfogenezy doliny Mrogi. *Acta Geogr. Lodz.*, 36.
- T u r k o w s k a K., 1984 – Późnovistuliańskie i holocenijskie osady dna doliny Neru. *Konf. Robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”*, Łódź.
- T u r k o w s k a K., 1988 – Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geogr. Lodz.*, 57.
- T w a r d y J., 1990 – Przebieg splukiwania w okolicach Bogini koło Łodzi, w cyklu rocznym. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 12.
- T w a r d y J., 1995 – Dynamika denudacji holocenijskiej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 69.
- T w a r d y J., 1996 – Wyniki badań denudacji agrotechnicznej stoków użytkowanych rolniczo na

przykładzie strefy krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Ogólnop. Symp. Nauk. "Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją". Pr. Nauk., 2. Puławy.

Twardy J., 1998 – Wyniki pomiarów tempa denudacji agrotechnicznej w okolicach Łodzi. *Zesz. Probl. Post. Nauk Roln.*, 460.

Zajączkowski S., Zajączkowski S.M., 1970 – Materiały do słownika geograficzno-histycznego dawnych ziem łęczyckiej i sieradzkiej do 1400 roku. Cz. II. ETN, Łódź.

Zarys historii gospodarstwa wiejskiego w Polsce, 1964, 1970. T. I, II, III. PWRiL, Warszawa.

Juliusz Twardy

NEOHOLOCENE DELUVIA - EXAMPLES FROM THE ŁÓDŹ REGION

SUMMARY

A b s t r a c t. The paper deals with Holocene series filling dry denudational valleys developed in the Łódź Plateau. Deluvial member, proluvial (of gully erosion) member and diamictons that complete the Holocene accumulation have been distinguished. Structural and textural properties of the members and their genetic interpretation are given. Besides, the start of an anthropogenic denudation in the studied area is estimated and its course from the end of the Bronze Age is described.

Studies focused on the Holocene series of deposits that fill dry denudational valleys, especially common in the Łódź Plateau. The series are underlain by Vistulian complex filling dry valleys (K l a t k o w a 1965, 1989a, b, 1990; Figs 10–14), Wartian fluvioglacial sands (Figs 4–6) and sporadically Holocene sandy or muddy alluvia (Figs 3, 8, 9). As a rule, the Holocene sediments rest directly on Neoholocene fossil soils which contain charcoal in land occupation horizons. Charcoal radiocarbon datings give ages: $2\ 680 \pm 110$ years BP (Fig. 8), $2\ 250 \pm 110$ years BP (Fig. 14), $1\ 970 \pm 100$ years BP (Fig. 9) and $1\ 940 \pm 120$ years BP (Fig. 12) which indicate the commencement of deluvial accumulation. Thickness of the studied series, approximately 1.5 m, in suitable conditions might have reached 2.8 m. Within the series, it is possible to distinguish three sedimentary members:

1. anthropogenic deluvia, which form the bottom;
2. deposits of gully erosion (proluvia), which cut or cover deluvia;
3. diamictons due to long-lasting ploughing, which create the top.

Anthropogenic deluvia consist of two lithofacies: deluvial sand and deluvial sandy silt (Figs 15, 17, 18). Light deluvial sand ($M_z = 1 - 3$, $Sk_1 = +0.2 - +0.5$, $\delta = 0.5 - 2$) lacks of an organic admixture and forms subhorizontal layers, up to a few cm thick. Dark, organic sandy silt ($M_z = 3 - 5$, Sk_1 to $+0.6$, $\delta = 1.75 - 2.75$) creates layers of a similar thickness and reveals subtle internal lamination. Deluvial sand and sandy dust alternate, which gives a character of rhythmicallity. The rhythmicallity is additionally underlined by the variation of colours of the lithofacies, which occurs by the different content of an organic admixture (Fig. 16). Rhythmical lamination is a general feature of deluvial sediments (S t o c h l a k 1976, 1978, 1996; T e i s s e y r e 1994) and is explained by variable activity of wash process in time and its modes (sheetwash, rillwash).

Deposits of gullyling occasionally interlayer the deluvial member (Fig. 15 - A, Fig. 18 - C). They are coarse-grained ($M_z = 0 - 1$ or $-4 - -2$), very poorly sorted (δ to 5.5) and contain an admixture of coarser ($Sk_1 = -0.3 - -0.5$) fraction, gravel and boulder particles. This sediment type must have been deposited under turbulent flow conditions of episodic waters. The development of gullies took place after the deluvial deposition, between V/VI and XV/XVI century AD (T w a r d y 1995), and often provided conditions for partial destruction of the older deluvial member.

Development of diamictons (N i e w i a r o w s k i *et al.* 1992; S i n k i e w i c z 1995) followed the introduction of a plough, and afterwards increased in XIX and XX century with the use of agricultural machinery. Vari-grained, structureless, compact and organic deposits originated, whose structure is due to soil mixing during ploughing (Fig. 14).

In the Łódź region, the start of deluvial deposition occurred at the turn of the Bronze and Iron Age and coincided with the settlement of farming tribes. Besides anthropogenic agencies, one may point to the influence of natural conditions, i.e. a climate humidity in the SA-1 phase (R a l s k a - J a s i e w i c z o w a, S t a r k e l 1988; N i e w i a r o w s k i ed. 1995). Activated denudation caused in the Neoholocene the aggradation of river valley floors and flood plain deposition (T u r k o w s k a 1984, 1988; K a m i Ń s k i 1993). The unquestionable contribution of deluvia (especially of proluvia), supplied from slopes and interfluves, in the structure of alluvial series evidences a strong relationship between Holocene river valleys and Vistulan dry valleys. The Holocene relief evolution consisted therefore in the utilization of the previous drainage pattern (inherited from the periglacial morphogeny). The large thicknesses of deluvia (to 2.8 m) in comparison with these of flood plain deposits point to an essential role of vegetation trapping deluvia and to the promotion of the considerable amount of deposits in valley catchements during rapid rainfalls (S t a r k e l 1996, 1997).