

# Osady deglacyjne zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego

Zbigniew Rdzany\*



**Sediments of the Warta ice-sheet deglaciation in the eastern part of the Łódź region.** Prz. Geol., 54: 343–351.

*S u m m a r y.* The author attempts at formulating a synthetic description of geological and geomorphological effects of the Wartanian ice-sheet deglaciation in the eastern part of the Łódź region, taking their spatial variability into consideration. Characteristic features of Wartanian Glaciation sediments occur in this area, and their lithofacial diversity and spatial distribution needed interpretation. The deposits document the complex processes of deglaciation, which developed here across an unusually broad area in the scale of the Polish Lowland. The best developed deglaciation sediments occur in the eastern part of the Łódź Heights, between the Mroga and Rawka rivers, as structural components of different types of kames and glaciofluvial covers. In locations where glacial till is elevated they include mainly sediments of braided rivers and alluvial cones, whereas in areas of wide depressions of till and, thus, of the ice-sheet bedrock — glaciolimnic sediments prevail. The highest and most diverse

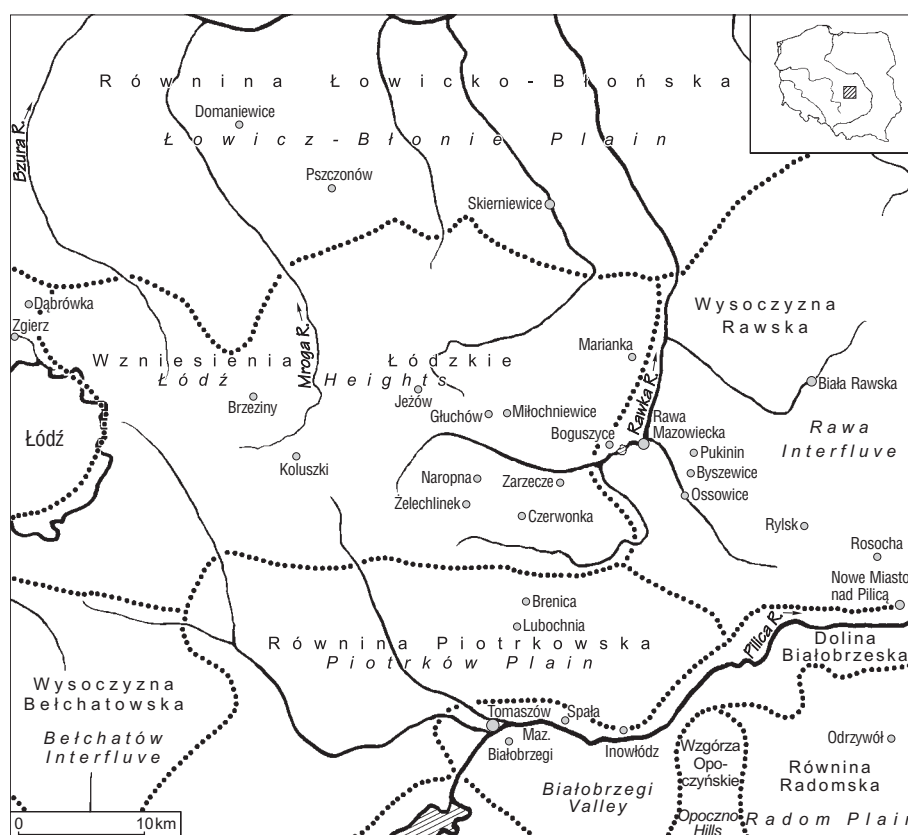
western part of the Łódź Heights is characterised by the occurrence of thin and discontinuous deglaciation sediments, because this area was shaped mainly during the ice-sheet transgression. During deglaciation, ablation waters left mainly traces of erosion, whereas the glaciofluvial accumulation series are not well developed. In the Rawa Interfluve, deglaciation sediments accumulated predominantly at the early deglaciation stage in sparsely distributed broad basins of kame sedimentation. In the Piotrków Plain, deglaciation deposits are thin; ice-sheet disintegration proceeded without major blockages of ablation waters, resulting in a less diverse interfluvial landscape.

**Key words:** Warta Glaciation, Łódź region, facial analysis, palaeogeographic reconstruction, areal deglaciation, kames

Celem pracy jest próba syntetycznego opisu geologicznych i geomorfologicznych skutków przebiegu zanikania lądolodu warty we wschodniej części regionu łódzkiego, z uwzględnieniem ich przestrzennej zmienności (ryc. 1). Podjęcie tego tematu uzasadniają charakterystyczne cechy osadów zlodowacenia warty na tym obszarze, w szczególności ich zróżnicowanie litofacjalne i rozmieszczenie przestrzenne. Właściwości osadów i form, powstałych w czasie zanikania lądolodu warty dowodzą znacznej złożoności, lecz także licznych prawidłowości przebiegu procesów deglacjacji arealnej. Należy podkreślić, że ten typ deglacjacji objął wyjątkowo rozległe obszary wysoczyzn podłódzkich, oceniając to w skali nawet całego Niżu Polskiego.

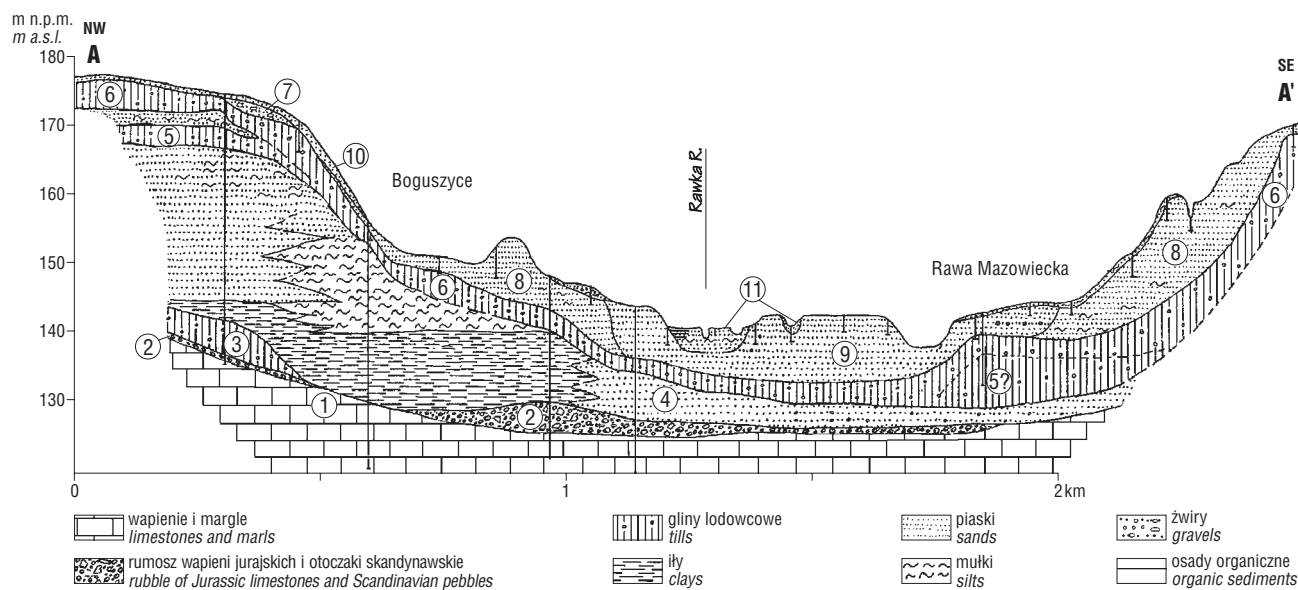
Formy i osady glacialne opisywanego terenu są znane od czasów Lencewicza (1927), który tu wyróżnił m.in. liczne moreny czołowe, „żwirowiska dyluwialne” i ozy. Choć niewiele miejsca poświęcał charakterystyce osadów, zwracał uwagę na ogólne cechy uziarnienia oraz zróżnicowany stopień zwietrzenia osadów polodowcowych. W latach pięćdziesiątych ubiegłego stulecia przeglądowe badania geologiczno-geomorfologiczne obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką prowadziła Balińska-Wuttke (1960, 1967, 1968), która przedstawiła koncepcję etapowego, frontalnego

zanikania lądolodu warty (nazywanego wówczas mazo-wiecko-podlaskim i traktowanego jako stadia zlodowacenia środkowopolskiego). Autorka ta wydzieliła 12 etapów postojowych czoła lądolodu na obszarze od doliny Krzemionki na południu po okolice Skierniewic na północy. W okresach stagnacji lądolodu powstawać miały



**Ryc. 1.** Położenie obszaru badań  
**Fig. 1.** Location of the study area

\*Wydział Nauk Geologicznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; zrdzany@geo.uni.lodz.pl



**Ryc. 2.** Przekrój przez dolinę Rawki w okolicach Boguszyca i Rawy Mazowieckiej; 1 — jura; 2 — dolny i środkowy plejstocen; 3 — zlodowacenia sanu; 4, 5 — zlodowacenie odry; 6–8 — zlodowacenie warty; 9, 10 — vistul, 11 — holocen

**Fig. 2.** Cross-section of Rawka river valley near Boguszyce and Rawa Mazowiecka; 1 — Jurassic; 2 — Lower and Middle Pleistocene; 3 — San Glaciations; 4, 5 — Odranian Glaciation; 6–8 — Wartanian Glaciation; 9, 10 — Vistulian; 11 — Holocene

głównie moreny recesyjne o budowie glacialfluwialnej. W latach następnych Różycki (1961, 1967), opierając się na wynikach badań Balińskiej-Wuttke, wyróżnił trzy glacialfazy stadiału warty zlodowacenia środkowopolskiego, zaznaczające się w południowej części Niziny Mazowieckiej: warki, grójca i mszczonowa.

Poglądy o frontальной recesji lądolodu warty nie spotkały się z pełną i powszechną akceptacją. Mojski (1965) m.in. kwestionował podstawy wyróżnienia wspomnianych faz postojowych lądolodu, włącznie z tzw. morenami rocznymi i wskazywał na możliwość wieloznacznego interpretowania faktów, przedstawionych przez Balińską-Wuttke (1960). W 1966 r. Klajnert zaprezentował szczegółowo udokumentowaną, odmienną interpretację genezy grupy Wzgórz Domaniewickich koło Łowicza, dowodząc, że powstały one nie przed czołem lądolodu, lecz w jego szerokich szczelinach, sięgających podłoża mineralnego i otwartych jednocześnie ku górze. W latach następnych wspomniany autor poszerzył obszar badań i stwierdził powszechność występowania różnych typów kemów na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu, i co za tym idzie, deglacjacji arealnej tego obszaru (Klajnert, 1978, 1984). Kontynuacja badań rzeźby glacialnej w obszarach rozpościerających się na południe i wschód (np. Klajnert & Rdzany, 1989; Rdzany, 1997; Kobjek, 2000; Jaks, 2004), pozwoliła poznać kolejne szczegóły procesu zanikania lądolodu warty.

Duże znaczenie w ustalaniu wielu faktów związanych ze zlodowaceniem warty miały badania osadów glacialnych, w szczególności analizy litofacjalne. Istniejący stan wiedzy oraz kolejne dane z nowych odsonień skłaniają do podejmowania prób rekonstrukcji ważniejszych etapów zlodowacenia warty, a w szczególności okresu deglacjacji, który miał wielkie znaczenie morfotwórcze we wschodniej części regionu łódzkiego. Procesy deglacjacji przebiegały jednak w poszczególnych fragmentach wschodniej części regionu łódzkiego w sposób zróżnicowany. Wyodrębniają się cztery obszary o swoistych cechach osadów i specyfice przebiegu procesów deglacjacyjnych. Uwzględniając nazewnictwo fizyczno-geograficzne Kondrackiego (2001) stanowią je (ryc. 1):

- 1) Wschodnia część Wzniesień Łódzkich,
- 2) Zachodnia część Wzniesień Łódzkich,
- 3) Zachodnia część Wysoczyzny Rawskiej,
- 4) Wschodnia część Równiny Piotrkowskiej.

#### Wschodnia część Wzniesień Łódzkich

Obszar ten, rozpościerający się pomiędzy Mrogą, Rawką i działem wodnym Rawki i Pilicy, określane także jako Wysoczyzna Skierniewicka i Pagórki Żelechlińskie (Dylikowa 1973), odznacza się w skali regionu łódzkiego zarówno najbardziej żywą rzeźbą, jak i największym rozprzestrzenieniem osadów związanych z procesami deglacjacji arealnej. Utwory zlodowacenia warty zalegają na tym terenie spokojnie, nie stwierdzono w ich obrębie większych deformacji glacialtektonicznych, choć częste są zaburzenia grawitacyjne małej skali w osadach kemów.

Okres aktywności lądolodu warty dokumentuje na opisywanym obszarze głównie glina lodowcowa, rozpościerająca się stosunkowo cienką warstwą, zwykle o miąższości 1–4 m. Jedynie na północnych skłonach Wzniesień Łódzkich i w części Równiny Łowic-



**Ryc. 3.** Marianka. Piaski i żwiry pokrywają glaciofluwialnej  
**Fig. 3.** Marianka. Sands and gravels of the glaciofluvial cover

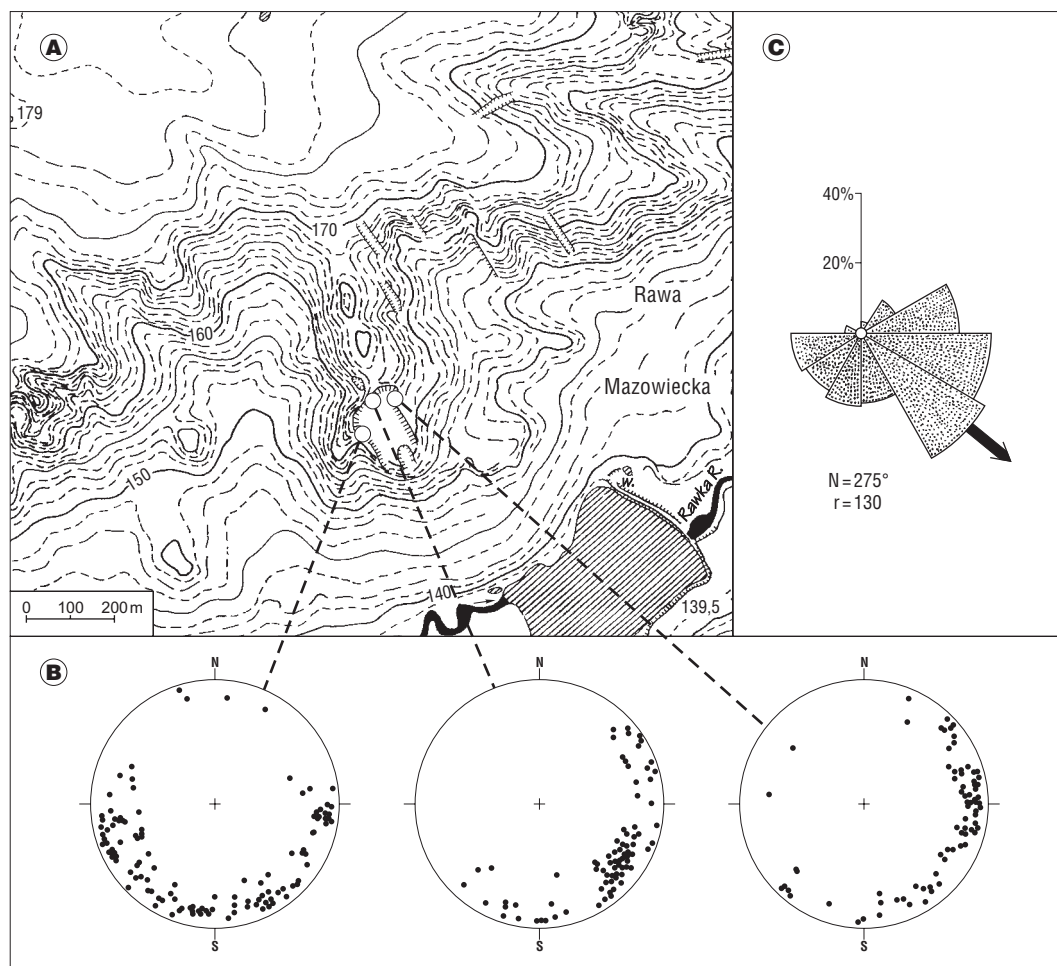
ko-Błońskiej wzdłuż linii Domaniewice–Pszczonów–Skierniewice osiąga ona lokalnie kilkanaście metrów (Balińska-Wuttke, 1960; Klajnert, 1978; Nowacki, 1993). Gлина ta podścielona jest piaszczysto-żwirowymi osadami glacyfluwialnymi typu sandrowego, a niekiedy mułkowo-ilastymi osadami zastoiszkowymi (Miziołek, 1988). Gлина lodowcowa warciańska jest zbudowana głównie w facji wytopiskowej i spływowej, przy niewielkim udziale, bądź często nawet braku osadu z odłożenia. Niewielka miąższość gliny oraz mały udział w jej spągu osadu typu *lodgement* wskazuje — obok innych przesłanek — na stosunkowo krótkie funkcjonowanie żywego łądolodu na tym obszarze.

Niekiedy wyróżniane są w profilach warty dwie warstwy gliny lodowcowej (Balińska-Wuttke, 1960), lecz szczegółowa analiza tych przypadków wykazuje, że górna gлина ma cechy osadu ablacyjnego, dolna zaś — bazalnego, mogą więc pochodzić z jednego nasunięcia łądolodu, nie dowodzą one zaistnienia większych jego oscylacji.

Rekonstrukcja konfiguracji spągu łądolodu warty na podstawie przestrzennego ułożenia gliny we wschodniej części Wzniesień Łódzkich dowodzi, że łądolód dostosował się tu powszechnie do rzeźby, którą zastał. Dobrym

przykładem jest Kotlina Górnej Rawki, gdzie gлина lodowcowa wyściela rozległe prewarciańskie obniżenie, a jej poziom obniża się nawet do 40 m, poniżej otaczających wysoczyzn (Rdzany, 1997; ryc. 2). Taką sytuację geologiczną zaobserwować można także w środkowym odcinku doliny Rawki, poniżej Rawy Mazowieckiej (Kobojek, 2000). Pod tym względem istnieje podobieństwo do układu gliny warciańskiej w środkowym odcinku doliny Warty, co udokumentował w wielu przekrojach tej formy Krzemiński (1974).

Na tak urozmaiconej warstwie gliny lodowcowej spoczywają charakterystycznie rozmieszczone przestrzennie i zróżnicowane litofacjalnie osady deglacacyjne. Ich objętość jest zwykle wielokrotnie większa niż litosomów związanych z lodem aktywnym. Tworzą one przede wszystkim kemę różnych typów (wały, pagórki, stoliwa, terasy kemowe) oraz pokrywy glacyfluwialne na wysoczyznach, podobne pod względem cech litofacjalnych do sandrów. W najwyższych partiach wysoczyzn — w szeroko rozumianych strefach wododziałowych — spotyka się kemę o wyjątkowo zróżnicowanych osadach. Część kemów to formy powstałe w izolowanych przetainach (okolice Koluszek, Żelechlinka), w warunkach dłuższego



**Ryc. 4.** Kem o budowie deltaglacjalnej w dolinie Rawki w Rawie Mazowieckiej; A — rzeźba — izolinie co 1,25 m; B — upady lamin czoła delty (półkula południowa); C — upady lamin j.w. — diagram zbiorczy; N — liczba pomiarów; r — azymut wektora wypadkowego

**Fig. 4.** Kame in the Rawka valley of delta type structure; A — hypsometry (isohypses every 1.25 m); B — dips of laminae in deltaic foreset (hemisphere southern); C — dips of laminae as above — summary diagram; N — number of measurements; r — azimuth of the resultant vector

blokowania wód (Rdzany, 1997). Inne (Jeźów, Miłochnicewice), odznaczają się zakorzeniem w postaci rynien erozyjnych, wypełnionych seriami żwirowymi, czy żwirowo-piaszczystymi. Choć nie została udokumentowana dokładnie wielkość tych serii, nie ulega wątpliwości istnienie rozcięć erozyjnych, głębokich na ponad 10 m w stosunku do poziomu gliny. Rynny te powstać mogły w warunkach jeszcze żywego lądolodu wskutek przemieszania się wód subglacjalnych, płynących okresowo pod ciśnieniem hydrostatycznym.

Poza tym kemy rozsiane na wysoczyznach mają głównie budowę glacyfluwialną, o miąższości utworów piaszczysto-żwirowych nawet powyżej 40 m — uwzględniając ich „zakorzenie” części (Klajnert, 1978; Rdzany, 1997; Jaks, 2004). Profile osadów ze znacznym udziałem struktur górnego reżimu przepływu, licznymi korytami i rozmyciami erozyjnymi wskazują na przewagę przepływów wód o dużej energii. Duże zróżnicowanie warstwowań przekątnych dokumentuje bogatą morfologię koryt glacyfluwialnych; dowodzi także szybkiej depozycji na frontach i powierzchni odsypów śródkorytowych oraz w dnach kanałów międzyodsypowych. Osady korytowe rzek roztokowych są często płasko ścięte na rozległych powierzchniach i pokryte piaskami ze żwirem w warstwowaniu horyzontalnym, co wskazuje na zalewy warstwowe wód o wysokiej energii. Spotykane układy struktur, choć wewnątrz kemów, przypominają typowe zestawy litofacjalne sandrów, zwłaszcza proksymalnych (Zieliński, 1993).

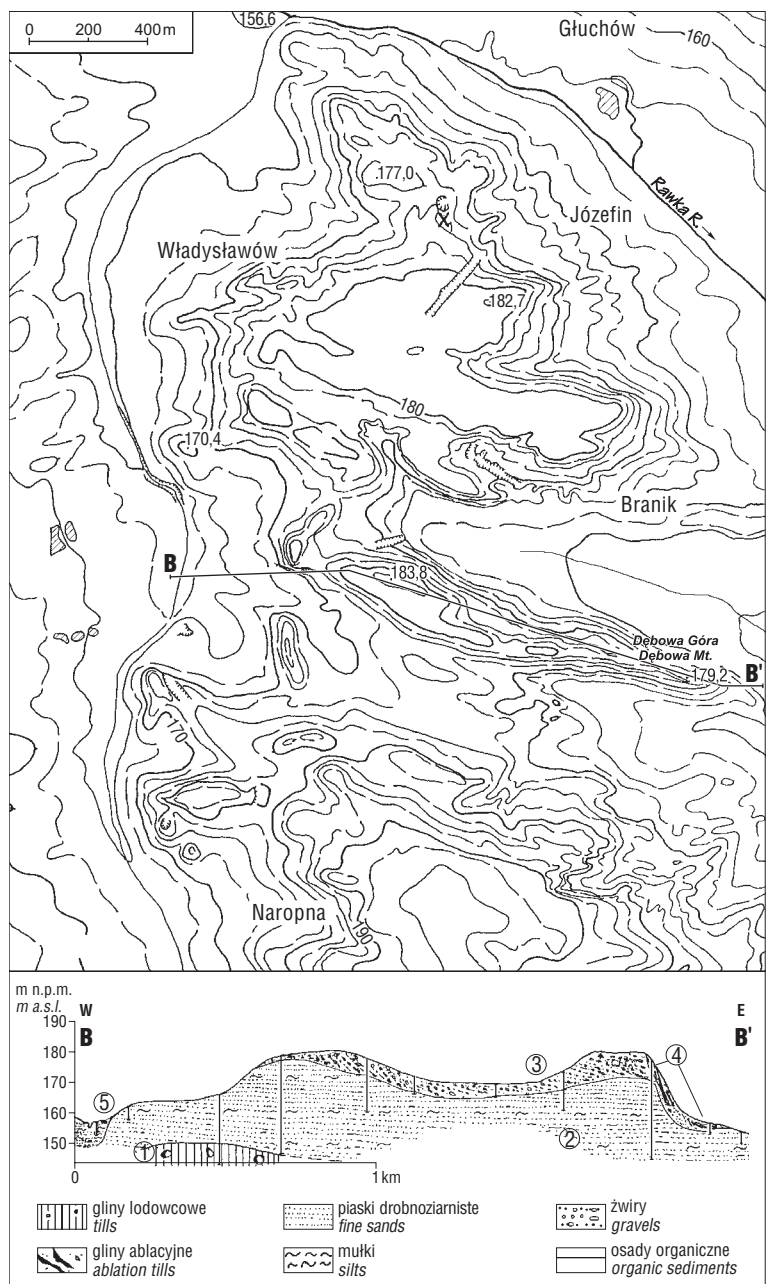
Często w partii przypowierzchniowej osady te rozcięte są wielkoskalowymi rynnami erozyjnymi o wypełnieniu glacyfluwialnym i/lub ablacyjnym (Klajnert, 1978; Rdzany, 1997; Jaks, 2004).

W otoczeniu kemów na wysoczyznach spotykamy zwykle słabo urozmaicone, niekiedy wręcz równinne powierzchnie zajęte przez glinę warciańską, powleczone miejscami cienkimi utworami ablacyjnymi i wodnolodowcowymi. Miejscami glina lodowcowa jest rozcięta, a jej miejsce zajmuje miększa seria glacyfluwialna, jak np. w okolicach Marianki na północ od Rawy Mazowieckiej (ryc. 3). Powierzchnie takie określane dość powszechnie jako sandry na szczegółowych mapach geologicznych, nie są jednak sandrami *sensu stricto*, ponieważ nie są związane na tym obszarze z udokumentowaną strefą glacyfugalną. Ze względu na ich niewielką rolę morfologiczną bardziej odpowiednim wydaje się termin „pokrywa glacyfluwialna”. Pod względem cech uziarnienia i struktur niczym nie różnią się one od osadów sandrowych. Analizując ich relacje do pagórków i wałów kemowych można sądzić, że powstały one również w czasie deglacjacji arealnej, lecz przeważnie później niż kemy, w warunkach znacznie swobodniejszego przepływu wód pośród wyspowo zalegającego lodu martwego.

Na obrzeżeniach wysoczyzn równinne pokrywy glacyfluwialne przechodzą w dość stromo nachylone stożki napływowe ( $>10^\circ$  w Czerwoncu koło Żelechlinka; Rdzany, 2004) lub delt typu gilbertowskiego (Rdzany, 1997). Nadbudowują one jedynie łagodnie stok wysoczyzny lub tworzą mniej lub bardziej wyraźną formę

wału kemowego typu jezora lub łapy kemowej (Klajnert, 2004). Przykład delty stanowi struktura wału kemowego w zachodniej części Rawy Mazowieckiej (ryc. 4). Delta ta, zbudowana jest ze żwirowo-piaszczystej części górnej, piaszczystego (głównie piaski średnioziarniste) czoła delty o nachyleniu osiągającym nawet lokalnie  $40^\circ$  i mułkowo-piaszczystej prodelty, odznaczającej się licznymi zaburzeniami, głównie z powodu osiadania na wytopiającym się lodzie.

Kotliny międzywysoczyznowe i duże doliny obszaru w znacznym stopniu wypełnione są mięszymi seriami glacylimicznymi, budującymi liczne i bardzo zróżnicowane morfologiczne formy kemów (ryc. 5, 6). Mimo dużego zróżnicowania rzeźby, struktury osadów kemowych odznaczają się względnie małą zmiennością. Są to bowiem



Ryc. 5. Morfologia zespołu kemów w Kotlinie Górnej Rawki z przykładem budowy wewnętrznej wału kemowego „Dębowa Góra” (13–15 km na W od Rawy Mazowieckiej; 1–4 — zlodowacenie warty; 5 — holocen

Fig. 5. Morphology of a kame field in the Upper Rawka Basin and structure of kame ridge “Dębowa Góra” (13–15 km west of Rawa Mazowiecka) 1–4 — Wartanian Glaciation; 5 — Holocene



**Ryc. 6.** Zarzecze. Struktury małych ripplemarków i laminacja równoległa w piaskach glacialimicznych kemu  
**Fig. 6.** Zarzecze. Small ripplemark structures and parallel lamination in very fine-grained sands of kame

w zdecydowanej większości osady drobnopiaszczyste lub piaszczysto-mułkowe o dominacji warstwowań przekątnych w małej skali (struktury riplemarkowe) i laminacji horyzontalnej, związane z dolnym reżimem przepływu. Te osady glacialimiczne kemów są kolejnym ogniwem sedimentacji wód, które docierały od wnętrza wysoczyzny w strefy rozległych i nisko położonych przetań w warunkach zaawansowanego już zaniku lodu lodowcowego.

#### Zachodnia część Wzniesień Łódzkich

Najwyżej wzniesioną i najbardziej urozmaiconą, zachodnią część Wzniesień Łódzkich (Kondracki, 2001), zwaną także strefą krawędziową Wyżyny Łódzkiej (Dylikowa, 1973), cechują osady deglacjacyjne o względnie małej miąższości, zalegające przy tym wyspowo na miąższych seriach glacialfluwalnych i glinach lodowcowych odłożonych w warunkach aktywnego lodu lodowcowego. Utwory podścielające glinę warciańską są ponadto w wielu miejscach zaburzone glacitektonicznie, szczególnie pomiędzy Zgierzem a Brzezina w obrębie rozległych poziomów morfologicznych: smardzewskiego i strykowskiego. Te zaburzenia stanowią największy w Polsce środkowej masyw glacitektoniczny. Był on prawdopodobnie już ukształtowany przez starsze lądolody, lecz największe znaczenie miały procesy deformacyjne w czasie transgresji lądolodu warty, związane z kilkoma następującymi po

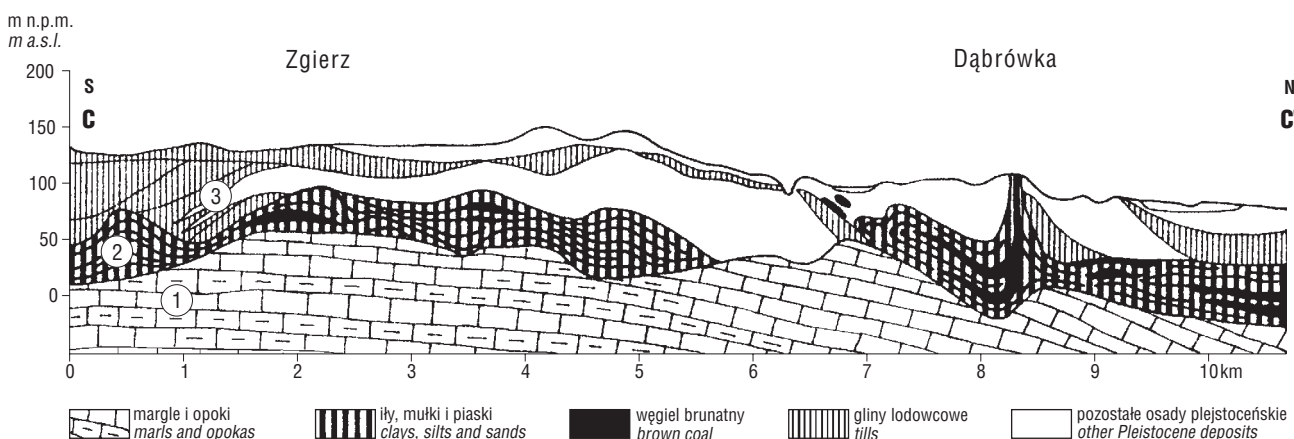
sobie uaktywnieniami lądolodu typu szarzy (ryc. 7; Klatkowska, 1972a,b, 1993a,b, 1996; Petera, 1996)

Na osadach zaburzonych glacitektonicznie przez lądolód warty spoczywa warstwa gliny lodowcowej warciańskiej, miejscami nieciągła. Na południe Łodzi i Brzeziny, aż po dolinę Pilicy, zalega ona już najczęściej na nie zaburzonym podłożu, zwykle na piaskach glacialfluwalnych typu sandrowego. Jej ułożenie świadczy o przekroczeniu ostatecznie przez lądolód wszystkich napotkanych przeszkód terenowych na obszarze Wzniesień Łódzkich i objęciu zlodowaceniem Równiny Piotrkowskiej i Wysoczyzny Bełchatowskiej.

Warstwa gliny lodowcowej warciańskiej wykazuje znaczne zróżnicowanie miąższości i litofacji (Klatkowska, 1993a; Turkowska, 1993). Miąższość jej w obrębie podnóży północno-wschodnich stoków Wzniesień Łódzkich osiąga na większych powierzchniach grubość kilkunastu, a lokalnie nawet powyżej 20 metrów (Nowacki, 1993; Klatkowska, 1993a). Jednocześnie w wielu odsłonięciach na terenie Łodzi i w terenie sąsiadującym bezpośrednio na północ, miąższość jej jest zredukowana do 1–2 m, a często do kilkudziesięciu cm.

Pokrywa utworów wodnolodowcowych i ablacyjnych z okresu deglacjacji jest na tym obszarze nieciągła i zwykle nawet kilkakrotnie cieńsza od osadów powstałych w czasie transgresji. Nie musi to jednak oznaczać dominującej roli zjawisk glacitektonicznych okresu glacji w ukształtowaniu głównych rysów rzeźby tego obszaru, a w szczególności poziomów spłaszczeń, co do niedawna mocno akcentowano (m.in. Klatkowska, 1972a, b).

Analiza tych najmłodszych osadów zlodowacenia warty, w świetle ich relacji do utworów glacitektonicznie spiętrzonych i poziomu gliny lodowcowej (liczne erozyjne struktury) może prowadzić także do odmiennych wniosków.



**Ryc. 7.** Występowanie struktur glacitektonicznych w okolicach Łodzi wg Klatkowej (1996); 1 — górna kreda; 2 — miocen i pliocen; 3 — plejstocen

**Fig. 7.** Distribution of glacioteconic structures in the vicinity of Łódź after Klatkowska (1996); 1 — Upper Cretaceous; 2 — Miocene and Pliocene; 3 — Pleistocene

Można przypuszczać, że wyjątkowo urozmaicona rzeźba glacialna, odsłaniana spod łańdolu warty, szybko stała się obiektem intensywnej erozji wód ablacyjnych, które podpierane od strony północnej przez jeszcze dość zwarte masy lodu, częściowo kształtowały poziomy spłaszczeń (smardzewski, strykowski), lecz później głównie je rozciąły liniśnie, w miarę otwierania się dróg odpływu ku północy, dając początek licznym tu dolinom. Sedymentacja wodnolodowcowa była wydajna tylko lokalnie i dość krótko.

Hipoteza autora o dominującej roli erozyjno-akumulacyjnej wód roztopowych fazy deglacjacji w kształtowaniu rzeźby zachodniej części Wzniesień Łódzkich, ich większego znaczenia w stosunku do zjawisk glacictektonicznych, w świetle znacznego denudacyjnego przekształcenia tego obszaru w okresie postwarciańskiego, wymaga jeszcze weryfikacji w toku dalszych badań.

### Zachodnia część Wysoczyzny Rawskiej

Osady deglacjacyjne tworzą tu rozległe, mocno wydłużone formy, zwykle odosobnione pośród równin wysoczyznowych. Część z nich to formy o genezie pośredniej, ożowo-kemowej jak Wał Rylska (Jaksa & Rdzany, 2002), opisany dawniej przez Zaborskiego (1927) i Balińską-Wuttke (1960) jako oz. Występują tu także duże wały kemowe, np. wał pukiniński, o przewadze osadów rzek roztokowych dystalnych i znacznym udziale sedymentacji deltowej (ryc. 8).

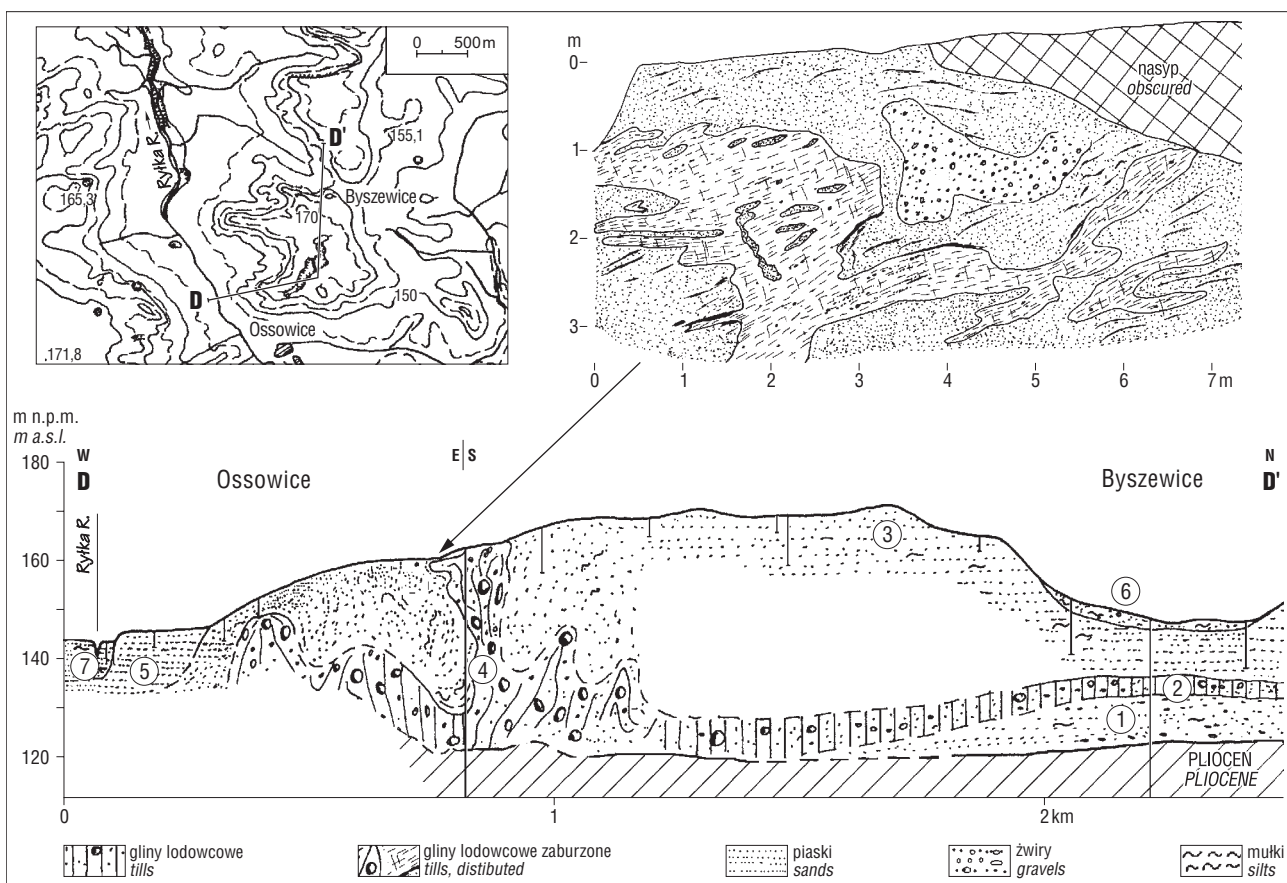
Z kolei wał kemowy w rejonie Dąbrowy i Rosochy na północ od Nowego Miasta nad Pilicą (znany w literaturze jako ozo-morena Rosochy — Dudek, 1966), prezentuje typ kemu o wyjątkowym dużym zróżnicowaniu struktur sedymentacyjnych: od osadów rzek roztokowych proksymalnych o wielkiej energii i głębokości koryt ponad 3 metrów, poprzez płytkie rzeki roztokowe dystalne do utworów zbiornikowych.

Części trzonowe kilku większych kemów (wał pukiniński w Ossowicach — ryc. 8, kemy w okolicach Białej Rawskiej) wykazują silne zaburzenia w postaci rozległych diapirów gliny i innych plastycznych osadów, wyciśniętych w warunkach silnego uwodnienia z podłoża utworów kemu w końcowym etapie sedymentacji wodnolodowcowej.

Pomiędzy wypukłymi formami glacialnymi, znacznie niekiedy oddalonymi, nie stwierdzono powiązań struktur sedymentacyjnych, jakie cechują wschodnią część Wzniesień Łódzkich.

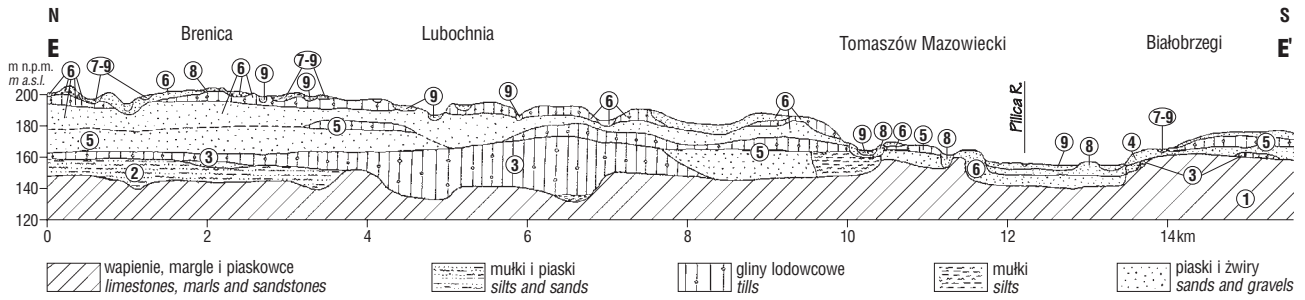
### Wschodnia część Równiny Piotrkowskiej

Obszar ten odznacza się przewagą osadów związanych z funkcjonowaniem aktywnego łańdolu nad efektami depozycyjnymi procesów deglacjacji. W czasie transgresji łańdolu warty, powierzchnia terenu była łagodnie pochylona na SE, zgodne z kierunkiem ruchu lodu. Gлина lodowcowa zalega tu powszechnie na utworach glacialnych typu sandrowego z okresu nasuwania się łańdolu. Zaburzeń glacictektonicznych nie znaleziono (ryc. 9).



**Ryc. 8.** Rzeźba i budowa geologiczna południowej części kemowego wału pukinińskiego; 1 — dolny i środkowy plejstocen; 2–4 — zlodowacenie warty; 5 — vistul; 6 — vistul i holocen; 7 — holocen

**Fig. 8.** Topography and structure of the southern part of the Pukin ridge; 1 — Lower and Middle Pleistocene; 2–4 — Wartanian Glaciation; 5 — Vistulian; 6 — Vistulian and Holocene; 7 — Holocene



**Ryc. 9.** Przekrój geologiczny przez wschodnią część Równiny Piotrkowskiej wg Trzmiela (1988), zmieniony; 1 — jura; 2 — pre-plejstocen; 3 — zlodowacenia południowopolskie; 4 — interglacja mazowiecki; 5 — zlodowacenie odrzy; 6–7 — zlodowacenie warty; 8 — vistul; 9 — holocen

**Fig. 9.** Geological cross-section through the eastern part of the Piotrków Plain according to Trzmiel (1988), simplified; 1 — Jurassic; 2 — Preglacial; 3 — South Polish Glaciations; 4 — Mazovian Interglacial; 5 — Odranian Glaciation; 6–7 — Wartanian Glaciation; 8 — Vistulian; 9 — Holocene

Przewaga równin i dość równomierne, łagodne nachylenie tego terenu na południe i południo-wschód, przypomina typową rzeźbę sandrów. Ponadto fakt występowania na powierzchni utworów piaszczystych sprawiał, że dość długo znaczna część tego terenu, na północ od Tomaszowa Mazowieckiego i Spały w kierunku Kuluszek, była określana jako „sandr tomaszowski”. Uważano, że rozwinął się on na rozległym interlobiu Rawki i Widawki na linii Łódź – Tomaszów Mazowiecki w okresie maksymalnego rozwinienia łądolodu warty (Różycki, 1967).

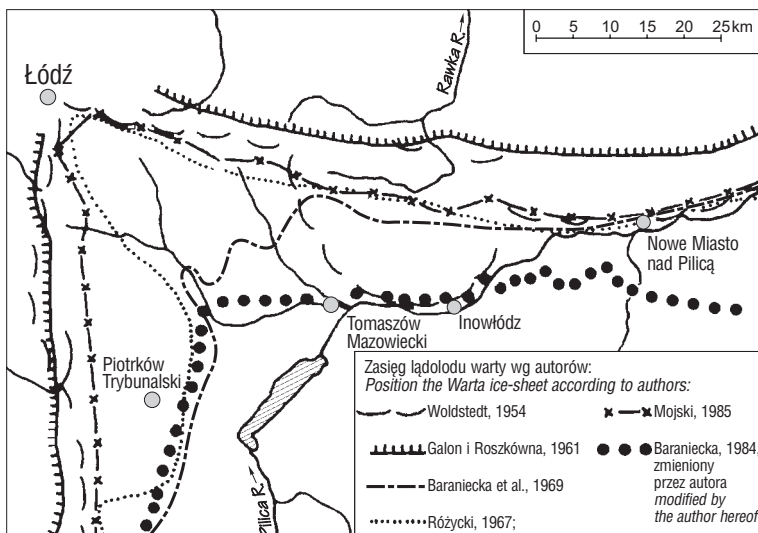
Jednakże późniejsze badania geomorfologiczne i kartowanie geologiczne dowiodły znacznie większego rozprzestrzenienia gliny zlodowacenia warty (Goździk, 1975; Nowacki, 1992; Trzmiel, 1988, 1990; Rdzany, 1997), niż dawniej sądzono, natomiast występujące dość powszechnie cienkie pokrywy piaszczyste, zinterpretowano głównie jako piaski pokryw eolicznych z późnego vistulianu (Goździk 2000).

W świetle obecnie znanych faktów, obszar „sandru tomaszowskiego” może być zinterpretowany jako pokrywa glacialfluwialna powstała w warunkach deglacjacji arealnej, o znacznie mniejszym zasięgu niż dawniej opisywano i ukazywano na mapach (Różycki 1967; Dylkowa 1972). Bardziej rozległy i jednolity „sandr tomaszowski” istnieje natomiast w postaci kopalnej na Równinie Piotrkowskiej, pokryty gliną lodowcową warciańską i osadami eolicznymi (ryc. 9).

Obecnie można przyjąć, że rozprzestrzenienie gliny zlodowacenia warty w kierunku południowym jest znacz-

nie większe, nawet o około 20 km (Nowacki, 1992; Turkowska & Wiczorkowska 1993; Rdzany, 2004; Trzmiel, 1988, 1990), niż dawniej sądzono (Woldstedt, 1955; Balińska-Wuttke, 1960; Galon, Roszkówna, 1961; Różycki, 1967). Świadczy to o tym, że łądolód warciański, choć cienki i mało dynamiczny, ekspandował aż po okolice Tomaszowa Mazowieckiego, przykrywając świeżo uformowany „sandr tomaszowski”. Dalej na wschód czoło łądolodu lokalnie przekraczało dzisiejszą oś doliny Pilicy, zwłaszcza począwszy od elewacji stropu jury koło Inowłódza. Zasięg maksymalny w szczegółach był dość skomplikowany, pełen drobnych jeziorów, zatok, a nawet być może nunataków w pobliżu północnej krawędzi doliny Pilicy. Ogólny obraz tzw. łobu Rawki nie jest więc taki wyrazisty, „podręcznikowy”, jak rysowano to na starszych mapach (ryc. 10).

Zasięg łądolodu warty w rejonie doliny Pilicy ma zapis głównie geologiczny, na wschód od Inowłódza wyznaczają go także nieliczne formy marginalne, najlepiej wykształcone w okolicach Odrzywołu (Stanisławów, Ossa). Ze względu na piaszczysto-żwirową, glacialfluwialną budowę wewnętrzną były różnie klasyfikowane: jako ozy (Zaborski, 1926), kemy (Sadłowska, 1982), czy wreszcie moreny czołowe o budowie glacialfluwialnej, ze strukturami wyciśnięcia (Rdzany, 2004). Należy dodać, że formy glacialogeniczne, położone bezpośrednio na południe od Pilicy dość długo były uznawane za odrzańskie (np. Różycki, 1967; Sadłowska, 1982; Lindner, 2005), choć w latach 90. były wysuwane przypuszczenia o ich przynależności do



**Ryc. 10.** Zasięg łądolodu warty we wschodniej części regionu łódzkiego wg różnych autorów: 1 — Woldstedt, 1954; 2 — Galon i Roszkówna, 1961; 3 — Baraniecka i inni, 1969; 4 — Różycki, 1967; 5 — Mojski, 1985; 6 — Baraniecka, 1984, zmieniony przez autora

**Fig. 10.** Terminal position of the Wartanian ice-sheet in the eastern part of the Łódź region according to various authors: 1 — Woldstedt, 1954; 2 — Galon and Roszkówna, 1961; 3 — Baraniecka et al., 1969; 4 — Różycki, 1967; 5 — Mojski, 1985; 6 — Baraniecka, 1984, modified

złodowacenia warty (np. Lindner, 1971; Lindner & Fedorowicz, 1996).

Traktowanie tych wałów i pagórków przez autora jako form marginalnych podyktowane jest zarówno cechami morfologicznymi (czytelne nieco asymetryczne wały na przedpolu rozległych obniżen typu zagłębień końcowych) jak i strukturalnymi (zaburzenia struktury wewnętrznej w formie diapirów i dajek piaszczystych).

### Zróznicowanie przebiegu deglacjacji

Porównanie osadów deglacjacyjnych wieku warciańskiego w poszczególnych fragmentach wschodniej części regionu łódzkiego wskazuje, że zostały one zakumulowane w zróżnicowanych warunkach deglacjacji arealnej.

W budowie form obszaru zawartego pomiędzy doliną Pilicy na południu a Równiną Łowicko-Błońską na północy (60–70 km) nie napotkano form glacialmarginal-

nych o cechach wskazujących na okresową stagnację czoła lądolodu. Natomiast wiele cech osadów, powstałych w różnych basenach sedymentacyjnych okresu deglacjacji dokumentuje środowisko lodu martwego. Świadczą o tym, że wyodrębnił się tu jeden z większych w Polsce obszarów deglacjacji arealnej (>4 tys. km<sup>2</sup>). Jedynie w odniesieniu do zachodniej części Wzniesień Łódzkich trudno jeszcze jednoznacznie taki proces potwierdzić.

Przebieg deglacjacji arealnej był zależny głównie od konfiguracji powierzchni podlodowej i przebiegał ogólnie od miejsc najwyższych ku obniżeniom, nie zaś, jak dawniej sądzono — od południa ku północy. Można wyróżnić trzy zasadnicze fazy tego procesu: wczesną, zaawansowaną i późną (tab. 1). Przestrzenne zróżnicowanie litofacjalne osadów pozwala przyporządkować tym fazom określone formy kemowe lub pokrywy glacialfluwialne. Należy podkreślić, że nie mają one związku z niegdyś wydzielonymi

Tabela 1. Fazy deglacjacji arealnej we wschodniej części regionu łódzkiego

Tab. 1. Phases of areal deglaciation in the eastern part of the Łódź region

Faza deglacjacji arealnej <i>Areal deglaciation phase</i>	Obszary intensywnej akumulacji osadów <i>Areas of intense sediment accumulation</i>	Cechy osadów i struktur <i>Features of sediments and structures</i>	Typowe formy <i>Typical forms</i>	Uwagi <i>Remarks</i>
Późna <i>Late</i>	obniżenia różnej genezy i stoki <i>depressions of different origin and slopes</i>	duży udział diamiktonowych utworów ablacyjnych <i>big share of diamicton sediments</i> rozcięcia erozyjne w utworach wodnolodowcowych przez wody roztopowe lub inicjalne rzeki <i>erosional cuts in glaciofluvial and glaciolimnic sediments produced by meltwater or initial rivers</i> osady stokowe w brzeźnych partiach kemów (osuwiska rotacyjne, obrywy, spływy, splukiwanie, soliflukcja) <i>slope sediments in marginal parts of kames (rotational earth slides, earth topples, earth flows, soil erosion, solifluction)</i> struktury deformacyjne po osiadowaniu materiału w miarę wytopiania pogrzebanych w osadach deglacjacyjnych brył lodu <i>deformation structures after settling of material during the melting process of ice-blocks buried in deglaciation sediments</i>	obniżenia wytopiskowe <i>kettle holes?</i> tarasy erozyjne <i>erosional terraces</i> inicjalne doliny rzeczne <i>initial river valleys</i>	
Zaawansowana <i>Advanced</i>	wysoczyzny (obszary elewacji podłoża lądolodu) <i>interfluves (elevated areas of the ice-sheet bedrock)</i>	osady rzek roztokowych proksymalnych i dystalnych o zróżnicowanej głębokości koryt <i>sediments of proximal and distal braided rivers with varied riverbed depths</i> osady stożków napływowych, akumulowane przez zalewy powodziowe <i>sediments of alluvial cones, accumulated by floods</i> przewaga utworów żwirowo-piaszczystych <i>prevalence of gravely-sandy sediments</i>	wały kemowe glacialfluwialne, zorientowane (NW–SE, NNW–SSE) <i>glaciofluvial kame ridges, oriented (NW–SE, NNW–SSE)</i> równiny morenowe (w obszarach płaskiego podłoża lądolodu) <i>moraine plains (in flat areas of the ice-sheet bedrock)</i> pokrywy glacialfluwialne (obrzeżenie wysoczyzn) <i>glaciofluvial covers (marginal parts of interfluves)</i>	odpowiada wcześniej wyróżnionym (Rdzany, 1997): etapowi kształtowania wysoczyzn morenowych oraz etapowi kształtowania rzeźby kemowej podlodowych obniżen <i>Corresponds to the following previously distinguished stages (Rdzany 1997): stage of moraine interfluves formation and stage of kame relief formation in sub-ice depressions</i> W tej fazie od lodu uwolnione są znaczne obszary; lokalnie zarówno na wysoczyznach jak i w obniżeniach lód mógł zajmować mniej niż połowę obszaru <i>In this stage ice had disappeared from large areas; locally, both in interfluves and depressions, ice could cover less than half of the area</i>
Wczesna <i>Early</i>	strefy perforacji lodu nad wyniosłościami podłoża lądolodu <i>perforation zones above elevations of the ice-sheet bedrock</i> strefy intensywnego przepływu subglacialnego (przewaga kierunku NW–SE) <i>zones of intense subglacial flow (dominating direction: NW–SE)</i>	duże zróżnicowanie struktur — od glacialfluwialnych rynien subglacialnych po struktury osadów zbiornikowych w izolowanych przetainach <i>high structural diversity — from subglacial glaciofluvial canals to structures of glaciolimnic sediments in isolated thawing holes</i>	formy ozowo-kemowe <i>esker-kame form</i> skemy przetaimowe <i>kames of the perforation type</i> izolowane wały kemowe (Wysoczyzna Rawska) <i>isolated kame ridges (Rawa Interfluve)</i>	



trzema fazami postojowymi czoła lądolodu warty na tym obszarze: warki, grójca i mszczonowa (Różycki, 1967).

Wskazywany przebieg deglacji prowadził nie tylko do przetrwałości głównych form prewarciańskiej rzeźby, to jest płatów wysoczyznowych, czy większych dolin i kotlin, lecz nawet powodował odtworzenie po zaniku lądolodu skali urozmaicenia terenu. Na przykład zanik lądolodu na równinnych wysoczyznach morenowych (Równina Piotrkowska), prowadził także do odsłonięcia się spod lodu równin. Sprzyjać temu mogła równomierność ablacji cienkiego lodu oraz łatwość odpływu wód poza obszar zasięgu lodów martwych w kierunku obniżenia Pilicy. Z kolei na urozmaiconym stropie gliny we wschodniej części Wzniesień Łódzkich uformowały się pola kemowe o dużej dynamice rzeźby, z lokalnymi denivelacjami rzędu 40–45 m, gdyż istniały tu dobre warunki do tworzenia się lokalnych basenów sedymentacyjnych na różnych wysokościach.

### Literatura

- BALIŃSKA-WUTTKE K. 1960 — Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką, Pr. Geograficzne IG PAN, 23: 1–93.
- BALIŃSKA-WUTTKE K. 1967 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Głuchów (630). Inst. Geol.
- BALIŃSKA-WUTTKE K. 1968 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, ark. Głuchów (630). Inst. Geol.
- DUDEK Z. 1966 — Ozo-morena Rosochy na tle budowy geologicznej okolic Nowego Miasta nad Pilicą. Acta Geol. Pol., 16: 261–275.
- DYLIKOWA A. 1973 — Geografia Polski. Krainy geograficzne. PZWS, Warszawa.
- GOŹDZIK J. S. 1975 — Okolice Rzgowa i trasa do Tomaszowa Mazowieckiego. Przewodnik wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego. Łódź.
- GOŹDZIK J. S. 2000 — Aeolian cover sands in the south-eastern part of the Łódź region, [W:] R. Dulias & J. Pelka-Gościniak (eds), Aeolian processes in different landscape zones, Dissertations of Faculty of Earth Sciences, University of Silesia: 80–88.
- JAKSA A. 2004 — Zróżnicowanie środowisk akumulacji osadów kemowych w regionie łódzkim na podstawie analizy litofacjalnej. Zakład Geomorfologii UŁ, maszynopis pracy doktorskiej.
- JAKSA A. & RDZANY Z. 2002 — Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia XXXII — Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, 109: 169–181.
- KLAJNERT Z. 1966 — Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. Acta Geographica Lodziensia, 23: 1–134.
- KLAJNERT Z. 1978 — Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. Acta Geographica Lodziensia, 38: 1–149.
- KLAJNERT Z. 1984 — Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions. Boreas, 13: 95–109.
- KLAJNERT Z. 2004 — Cechy morfologiczne i geologiczne strefy brzeżnej lądolodu zlodowacenia warty na Wyżynie Łódzkiej, [W:] Zlodowacenie warty w Polsce, red. M. Harasimiuk & S. Terpiłowski, UMCS, Lublin, 51–69.
- KLAJNERT Z. & RDZANY Z. 1989 — Glacifluwalna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. Acta Geographica Lodziensia, 59: 21–38.
- KLATKOWA H. 1972a — Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. Acta Geographica Lodziensia, 28: 1–220.
- KLATKOWA H. 1972b — Region Łódzki. [W:] Geomorfologia Polski, t. II: 240–270. Warszawa.
- KLATKOWA H. 1993a — Niektóre cechy glacialnych osadów warty w środkowej Polsce. Acta Geographica Lodziensia, 65: 99–140.
- KLATKOWA H. 1993b — Uwagi o strukturach glacialnych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej. Acta Geographica Lodziensia, 65: 141–166.
- KLATKOWA H. 1996 — Elementy glacictoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski, Acta Geographica Lodziensia, 72: 7–103.
- KOBOJEK E. 2000 — Morfogenez doliny Rawki. Acta Geographica Lodziensia, 77: 1–157.
- KONDRACKI J. 2001 — Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN SA, Warszawa.
- KOZARSKI S. 1987 — Depositional models and ice-front dynamics in northwestern Poland: a methodological approach. Geogr. Pol., 53: 43–51.
- KRZEMIŃSKI T. 1974 — Geneza młodoplejstoceniowej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. Acta Geogr. Lodz., 33: 1–171.
- LINDNER L. 1971 — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Stud. Geol. Pol., 35.
- LINDNER L. 2005 — Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. Prz. Geol., 53: 145–150.
- LINDNER L. & FEDOROWICZ S. 1996 — Wiek TL osadów plejstoceniowych w Janowie nad Radomką i problem zasięgu lądolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich (odry, warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., 44: 935–937.
- LENCEWICZ S. 1927 — Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Pr. Państw. Inst. Geol., 2: 1–220.
- MIZIOŁEK E. 1988 — Właściwości litologiczne i surowcowe osadów zastoiskowych w regionie łódzkim. Acta Geographica Lodziensia, 58: 1–124.
- MOJSKI J. E. 1965 — Niektóre problemy stratygrafii plejstocenu Niżu Polskiego i obszarów sąsiednich po VI Międzynarodowym Kongresie INQUA. Biul. Inst. Geol., 187, Z badań czwartorzędu w Polsce, 11.
- NOWACKI K. 1992 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, ark. Popielawy (666). Państw. Inst. Geol.
- NOWACKI K. 1993 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łyszkowice (592). Państw. Inst. Geol.
- PETERA J. 1996 — Przykłady struktur glacictonicznych w Celestynie koło Łodzi. Acta Geographica Lodziensia, 72: 105–151.
- RDZANY Z. 1997 — Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. Acta Geogr. Lodz., 73: 1–146.
- RDZANY Z. 2004 — Formy marginalne lobu Rawki między Inowłodzem a Nowym Miastem nad Pilicą na tle poglądów na zasięg lądolodu zlodowacenia warty. [W:] Zlodowacenie warty w Polsce, red. M. Harasimiuk & S. Terpiłowski, UMCS, Lublin: 87–102.
- RÓŻYCKI S. Z. 1961 — Middle Poland — general presentation — VIth INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part II, vol. I: 1–116, Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1967 — Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN: 1–236
- SADŁOWSKA A. 1982 — Rozwój rzeźby międzyrzecza Pilicy, Czarnej i Drzewiczki. Acta Geogr. Lodz., 47: 1–108.
- TRZMIEL B. 1988 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1:50 000, ark. Tomaszów Mazowiecki (667). Państw. Inst. Geol.
- TRZMIEL B. 1990 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, 1: 50 000, ark. Tomaszów Mazowiecki (667). Państw. Inst. Geol.
- TURKOWSKA K. 1993 — Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnej Neru. Acta Geographica Lodziensia, 65: 239–263.
- TURKOWSKA K. & WIECZORKOWSKA G. 1993 — Poglądy na zasięg lądolodu warciańskiego i charakter jego strefy marginalnej na południowy wschód od Łodzi. Materiały Konferencji: „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, Łódź.
- ZABORSKI B. 1926 — Ozy pomiędzy Grójcem i Odrzywołem. Prz. Geogr., 6.
- ZIELIŃSKI T. 1993 — Sandry Polski północno-wschodniej — osady i warunki sedymentacji. Pr. Nauk. Uniw. Śl., 1398.

Praca wpłynęła do redakcji 22.03.2005 r.

Akceptowano do druku 12.10.2005 r.