

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 92

Arkadiusz Jaksa

Środowiska
sedymencyjne
kempów
regionu łódzkiego



Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 92

Arkadiusz Jaksa

Środowiska
sedymmentacyjne
kermów
regionu łódzkiego



Łódź - 2006

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
Tel. (042) 66 55 459, fax (042) 66 55 464
Sprzedaż wydawnictw (042) 66 55 448
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: ltn@ltn.lodz.pl

REDAKTOR SERII
Krystyna Turkowska

RECENZENT TOMU
Tomasz Zieliński

Kolegium redakcyjne
*Zbigniew Klajnert, Kazimierz Kłysik, Krzysztof Kożuchowski,
Tadeusz Krzemiński, Zygmunt Maksymiuk, Barbara Manikowska*

Sekretarz redakcji: Danuta Dzieduszyńska

**Wydano z pomocą finansową Ministerstwa Szkolnictwa Wyższego i Nauki
oraz Uniwersytetu Łódzkiego**

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2006

ISSN 0065-1249

Skład: Karolina Ławska
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Druk: TRIADA, ul. Limanowskiego 147/149, Łódź
Nakład: 200 egz.

SPIS TREŚCI

Zarys treści	7
Wprowadzenie	7
Kemy jako przedmiot studiów geomorfologicznych	8
Definicja kemu	9
Stosunek kemów do innych form glacialnych	11
Klasyfikacje kemów	12
Morfologiczne i litologiczne cechy kemów w regionie łódzkim w świetle dotychczasowych badań	17
Cechy morfologiczne	17
Cechy litologiczne	18
Cel i metody pracy	19
Środowiska sedimentacyjne w kemach	24
Środowiska glacialfluwialne (gf)	25
Środowisko proksymalne (gf ₁)	25
Środowisko dystalne (gf ₂)	35
Środowiska glaciallimniczne (gl)	48
Środowisko skłonu misy jeziornej (gl ₁)	48
Środowisko równi dennej jeziora (gl ₂)	51
Środowiska glacialne (g)	57
Środowisko supraglacialne (g ₃)	58
Litotypy kemowe	61
Litotypy środowiska proksymalnej części odpływu glacialfluwialnego (gf ₁)	61
Litotypy środowiska dystalnej części odpływu glacialfluwialnego (gf ₂)	63
Litotypy środowiska skłonu misy jeziornej (gl ₁)	66
Litotypy środowiska glaciallimnicznej równi dennej (gl ₂)	67
Litotypy środowiska supraglacialnego (g ₃)	68
Podsumowanie i dyskusja	69
Zróźnicowanie środowisk sedimentacyjnych	69
Osady kemowe czy osady w kemach – problem kemowej facji sedimentacyjnej	71
Zależność warunków akumulacji od formy i położenia morfologicznego	73
Następstwa stratygraficzne i oboczne środowisk sedimentacyjnych	75
Wpływ procesów deformacyjnych na przebieg akumulacji	78
Stopień peryglacialnego przekształcenia kemów	78
Wnioski	79
Literatura	81
Spis ilustracji	87
Summary	88

ZARYS TREŚCI

Badania terenowe prowadzone były w odsłonięciach eksploatacyjnych w kemach położonych w obszarze regionu łódzkiego przy zastosowaniu metody szczegółowej analizy sedymentologicznej.

W trakcie prac terenowych zgromadzono obszerny materiał dokumentacyjny, który posłużył w dalszej kolejności do analizy warunków fizycznych sedymentacji w kemach, określenia procesów sedymentacyjnych oraz form depozycyjnych. Na podstawie tej wyróżniono trzy zasadnicze środowiska sedymentacyjne występujące w kemach: glaciifluwialne, glacialimniczne i glacialne. W obrębie środowiska glaciifluwialnego scharakteryzowano cechy sedymentacji w subśrodowiskach korytowych oraz w warunkach równi zalewowej w strefach proksymalnej oraz dystalnej. W środowisku glacialimnicznym przeanalizowano warunki depozycji w strefie skłonu masy jeziornej oraz w obrębie równi dennej. W obrębie środowiska glacialnego udokumentowano i scharakteryzowano osady supraglacialne.

Syntetyczne ujęcie warunków sedymentacji osadów posłużyło do opracowania profili litotypów kemowych. Zawierają one w sobie wskaźnikowe dla interpretacji elementy sedymentologiczne charakteryzujące warunki akumulacji w określonym środowisku sedymentacyjnym zarejestrowanym w kemach.

Na bazie tej przeprowadzono krytyczną dyskusję oraz wysnuło wnioski dotyczące w głównej mierze zmienności sedymentacji w kemach i czynników ją warunkujących oraz w odniesieniu zasadności wyróżniania facji litologicznych tożsamych z genetycznymi typami form glacialnych. W kontekście tym znaczną uwagę poświęcono również możliwości, jakie niosą badania sedymentologiczne dla wnioskowania genetycznego w obrębie tej grupy form.

WPROWADZENIE

W ogólnym nurcie badań geomorfologicznych i paleogeograficznych, prowadzonych w łódzkim ośrodku uniwersyteckim, ważną pozycję zajmują opracowania poświęcone formom glacialnym, a zwłaszcza kemom (Klajnert 1966, 1978, 1984, 1992, 2002; Klatkova 1972a; Krzemiński 1974, 1997; Wieczorkowska 1975; Wasiak 1979; Chrzanowski 1980; Klajnert, Rdzany 1989, 1991; Klajnert, Wasiak 1989; Klajnert, Świdrowska 1992; Krzemiński, Papińska 1997; Rdzany 1997; Jaks, Rdzany 2002).

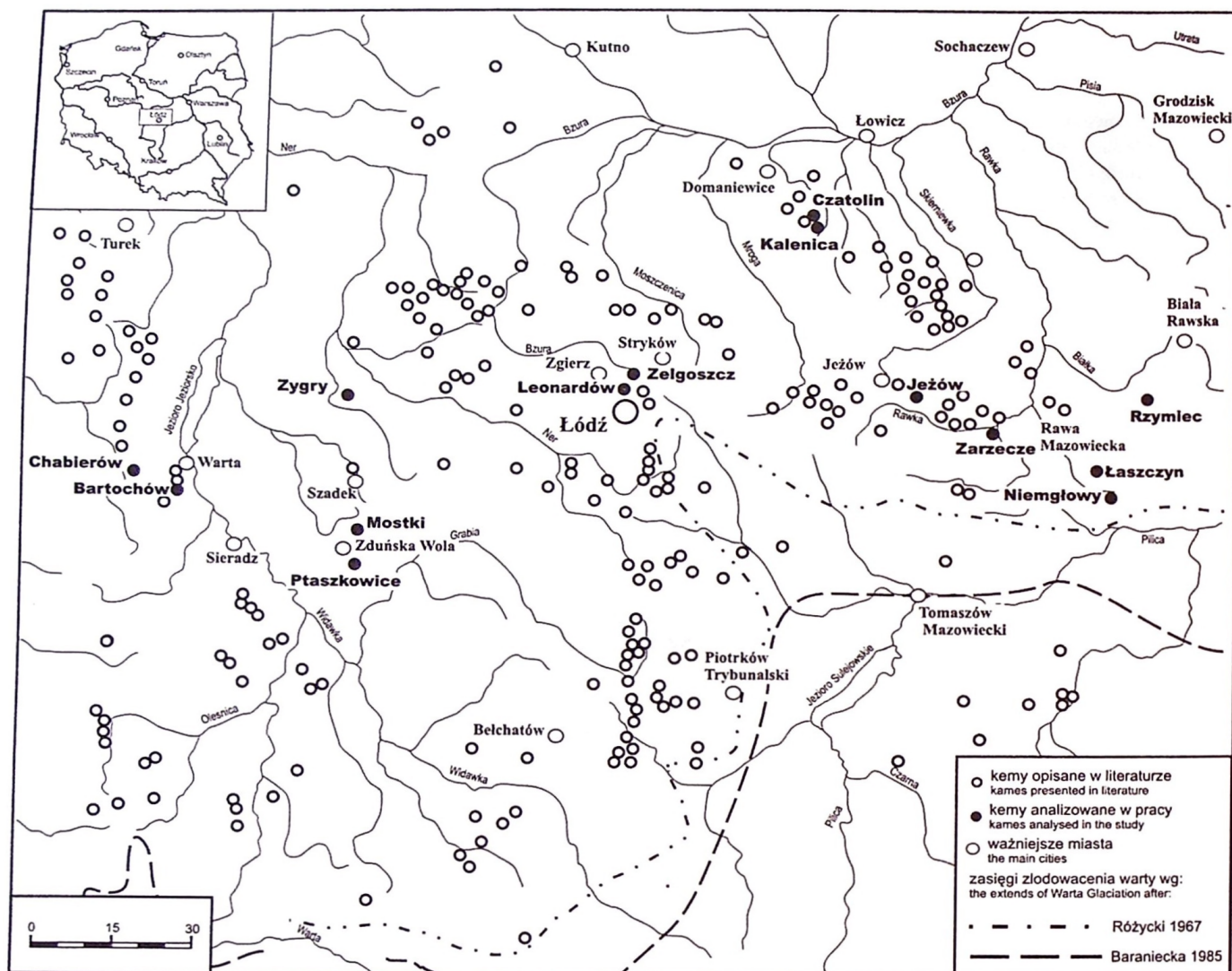
Problem podjęty w niniejszej pracy, dotyczący rekonstrukcji środowisk sedymentacyjnych w obrębie kemów, przy zastosowaniu metody kompleksowej analizy litofacjalnej, jest naturalnym rozwinięciem tych wcześniejszych badań. Jest on także próbą pogłębienia i rozszerzenia dyskusji na temat genezy kemów w regionie łódzkim, odmienności sedymentologicznej facji kemowej w stosunku do innych form glacialnych oraz związku sedymentacji w kemach z warunkami przepływów wód ablacyjnych w zanikającej pokrywie lodu lodowcowego. Prace dokumentacyjne prowadzone były w szerokim obszarze, którego granice zawierają się generalnie pomiędzy dolinami Warty, Bzury i Pilicy (rys. 1).

Wspólną cechą tego terenu, określanego często regionem łódzkim lub Wyżyną Łódzką (Dylik 1961; Klatkova 1972a, b; Dylikova 1973; Klajnert 2004) jest fakt, że rzeźba glacialna kształtowała się tu w szeroko pojętej strefie brzeżnej łądolodu warty, a na transgresję i zanik mas lodo-

wych wielki wpływ wywierał Garb Łódzki (Dylikova 1973; Krzemiński 1997; Krzemiński, Papińska 1997; Klajnert 2000).

Abstrahując od żywej ostatnio dyskusji na temat granic maksymalnego zasięgu łądolodu warty w regionie łódzkim (Baraniecka 1984; Turkowska 1992; Turkowska, Wieczorkowska 1992; Wieczorkowska 1992; Rdzany 2000) można stwierdzić, że Garb Łódzki (Lencewicz 1927; Dylikova 1973) spowodował rozdzielenie łądolodu na dwa łoby: głęboko sięgający na południe łob widawki stanowiący wschodnią część rozległego łobu południowowielkopolskiego (Krzemiński 1974, 1997; Krzemiński, Papińska 1997) i znacznie płycej zarysowany na wschodzie łob rawki (Różycki 1961, Klatkova 1972ab) lub rawski (Gilewska 1999). Między nimi, prawie równoleżnikowo wyciągnięty, znajduje się „odcinek rozdzielnicy”. Stanowi go tzw. północna krawędź Wyżyny Łódzkiej (Wzniesień Łódzkich). Strefa ta cechuje się żywą rzeźbą i licznymi strukturami glacialno-tektonicznymi (Klatkova 1972a, 1999; Klajnert 2000).

Rozczłonkowanie mas lodowych odegrało istotną rolę w procesie arealnego zaniku łądolodu warty na tym obszarze. Odmienne cechy dynamiczne łądolodu w poszczególnych strefach oraz zróżnicowane ukształtowanie podłoża podlodowego zadecydowały o powstaniu dogodnych warunków dla akumulacji różnie wykształconych pod względem morfologicznym i geologicznym kemów na tym obszarze.



Rys. 1. Położenie obszaru badań z zaznaczeniem kemów opisanych w literaturze (wg Chrabelskiego 2000 i Klajnerta 2004) oraz analizowanych w pracy

Location of the study area with kames presented in literature (after Chrabelski 2000 and Klajnert 2004) and analysed in the study

KEMY JAKO PRZEDMIOT STUDIÓW GEOMORFOLOGICZNYCH

Czas największego natężenia badań nad kemami w Polsce to okres lat sześćdziesiątych i siedemdziesiątych XX wieku. Główny nacisk prowadzonych wówczas prac położony był na aspekt paleogeograficzny. „Odkrywanie” kemów stanowiło nową jakość w spojrzeniu na rozwój rzeźby glacialnej. Pozwalało rewidować wcześniejsze koncepcje dotyczące stylu deglacjacji lądolodów w poszczególnych obszarach. Deglacjacji frontальной, zwanej w tamtym okresie „normalną”, przeciwstawiono deglacjację arealną, gdzie rozległe masy lodowe zamierają w szerokiej strefie brzeżnej a rozwój form glacialnych przy pasywnym oddziaływaniu mas lodowych zależy głównie od warunków krążenia wód glacialnych.

Najbardziej charakterystyczną formą pozytywną w krajobrazie powstającym w wyniku powierzchniowej dezintegracji pokrywy lodowej i jednocześnie indukcyjną dla tego typu deglacjacji był właśnie kem. Wraz z upadkiem przekonania o powszechnym frontálním cofaniu się lądolodów, zburzeniu uległo również dotychczasowe strefowe postrzeganie występowania form glacialnych. Zamiast uporządkowanych przestrzennie obszarów pradolin, sandrów, moren czołowych i dennych zaistniały strefy różnorodnych morfologicznie form nie wykazujących często konsekwentnego układu przestrzennego.

Opisywany okres zaowocował bardzo bogatą literaturą dotyczącą kemów, w tym również znaczną ilością prac poświęconych teoretycznym rozważaniom nad tą grupą form. Prowadzono wówczas szeroką dyskusję poświęconą zagadnieniom definicji i klasyfikacji form kemowych oraz ich charaktery-

stycie geologicznej, morfologicznej i genetycznej. Powstałe w tamtym czasie opracowania stanowią do czasów współczesnych kanon wiedzy o kemach w Polsce (Bartkowski 1954, 1963, 1967; Niewiarowski 1961, 1965; Klajnert 1966, 1978; Baraniecka 1969; Klimek 1969; Mojski 1969; Karczewski 1971; Krzeński 1974).

Od początku lat osiemdziesiątych ub. wieku, zarówno w Polsce, jak i na świecie, zainteresowanie kemami zdecydowanie zmalało. Opisy tych form pojawiają się przy okazji badań regionalnych, brak jednak opracowań poświęconych wyłącznie kemom. Funkcjonowało jednocześnie przekonanie o dogłębnym poznaniu problematyki form związanych z deglacją arealną lądolodów. Jak dalece jest ono nieuzasadnione ukazał postęp metod badawczych, w tym w szczególności zastosowanie nowych metod sedymentologicznych w geologii czwartorzędu, jaki dokonał się w latach dziewięćdziesiątych XX wieku. Wnioski płynące z prac Kozarskiego, Szupryczyńskiego 1978, Kasprzaka 1988, Zielińskiego 1992, 1993 podważyły wręcz zasadność dotychczasowych wyróżnień genetycznych, na których opierała się geologia i geomorfologia glacialna. Uwagi te dotyczą również, a może w szczególności, form kemowych.

Kemy, jak mało które formy glacialne, od samego początku wzbudzały silne kontrowersje. Pozostały one nierozstrzygnięte do chwili obecnej. Znajduje to wielokrotnie wyraz w rozbieżnościach w pojmowaniu zakresu terminu „kem” oraz określaniu przewodnich cech tych formy widocznych we wszystkich aspektach badań. Rozbieżności te dotyczą cech morfologicznych, miejsca powstania w stosunku do masy lodowej, cech sedymentologicznych osadów budujących, stosunku do innych form glacialnych, itp. Obecnie, na bazie rozważań dotyczących modeli sedymentacji glacialnej, kwestionuje się nawet powiązanie form kemowych z deglacją arealną (Kasprzak 1988). Te rzekomo tak dobrze poznane formy, wciąż nie posiadają spójnej, powszechnie akceptowanej definicji określającej jednoznacznie takie zasadnicze elementy jak: miejsce i warunki powstania w stosunku do mas lodowych, właściwości sedymentologiczne osadów oraz cechy morfologiczne. Funkcjonujące określenia często się wzajemnie wykluczają, przynajmniej częściowo lub mają charakter bardzo ogólny. Generalnie podkreśla się w nich związek kemów z martwym lub stagnującym lodem, natomiast nie precyzuje elementów sedymentologicznych i morfologicznych. Podstawą wyróżnienia genetycznego, zamiast weryfikowalnych elementów sedymentologicznych połączonych z morfologicznymi, jest często środowisko paleogeograficzne w jakim powstają, a to z kolei indukowane

jest właśnie przez obecność kemów. Powoduje to możliwość różnych interpretacji genetycznych dla form o podobnych cechach sedymentologicznych.

Definicja kemu

Termin *kame*, podobnie jak *eiscir* (esker), jest pochodzenia celtyckiego. Zarówno w Szkocji (*kame*, *cam*, *kaim*), jak i w Irlandii (*eiscir*) stosowane były dla określenia pagórków i wałów (Niewiarowski 1959). W pierwotnym znaczeniu miały jedynie wydźwięk morfologiczny. W literaturze naukowej w pierwszym okresie stosowany był głównie termin *kames*, który oznaczał zarówno ozy, jak i kemy, drumliny czy też moreny. Stopniowo, głównie w literaturze anglosaskiej, następowała dywersyfikacja nazewnictwa i termin *eskers* zaczął być stosowany do określania form ozowych, a *kames* dla form kemowych w dzisiejszym rozumieniu tych znaczeń. Po raz pierwszy w literaturze geologicznej terminu *kames* dla określenia form powstałych w wyniku akumulacji wód roztopowych lodowca użył Geikie (1877, *vide* Niewiarowski 1959). Jednakże ogromna różnorodność form kemowych zarówno pod względem morfologicznym, jak i sedymentologicznym, powoduje, że definicja kemu od początku badań budzi wiele kontrowersji.

Jako jeden z pierwszych, opierając się na przeglądzie literatury amerykańskiej, kompleksową definicję kemu przedstawił Woldstedt (1929, *vide* Bartkowski 1954). Definiuje on kemy jako formy występujące na skraju lodowca, utworzone przez wody płynące, przy biernej roli jaką odgrywa lód. „Chodzi tu o pagórki i wały występujące grupowo, zbudowane z uwarstwionych piasków i żwirów, które zostały usypane pomiędzy blokami lodu. Uwarstwienie tych pagórków wychodzi dziś w powietrze. Nie jest to wynik erozji, która usunęła dalszy ciąg tych warstw, lecz skutek stopnienia ścian lodu, pomiędzy którymi zostały usypane piaski. Pagórki wykazują najczęściej pewną kierunkowość, np. czasami zgodną z kierunkiem poruszania się lodowca, względnie z dawnymi szczelinami lodowca. Na brzegach kemów uwarstwienie jest często zaburzone, co należy wiązać po części z ruchami pomiędzy ścianami lodu, a po części z samym procesem topnienia lodowca”.

Nieco szerszą definicję kemów podaje Flint (1949, *vide* Bartkowski 1954). Według niego kemy to „niskie pagórki o stromych zboczach i o kształcie kopy, krótkiego garbu lub stoliwa zbudowane z uwarstwionych materiałów dyluwialnych. Odmiana „garbowa” nazywana jest także „*crevasse-filling*”. Kemy powstają w dwojaki sposób. Niektóre z nich to osady złożone w rozpadlinach (*crevasses*) i w innych zagłębieniach powstałych na powierzchni

lub w głębi lodowca nie poruszającego się bądź prawie nieruchomego, który później stopniał, pozostawiając osady w postaci kopców całkowicie lub częściowo odosobnionych. Tego rodzaju kemy występują często na skraju teras kemowych. Drugi typ kemów to małe delty albo stożki nasypowe złożone na lodzie, który później stopniał i opadł pozostawiając masy złożonych materiałów w postaci nieregularnych kopców”.

Wspólnymi cechami kemów zawartymi w obu tych historycznych definicjach jest powiązanie z lodem martwym lub stagnującym oraz dominacja warstwowanego materiału glacyfluwalnego w ich budowie. Znamienne jest różne podejście do stref tworzenia się kemów. Woldstedt zakłada jedynie intraglacjalne warunki rozwoju tych form, natomiast Flint dopuszcza tworzenie kemów w pozycji terminoglacjalnej. Takie rozbieżności towarzyszyć będą dyskusji nad zakresem przestrzennym środowiska genetycznego kemów również w kolejnych latach.

W literaturze polskiej pierwszy o kemach pisał Krygowski w pracy z roku 1936 (*vide* Karczewski 1971). Jednakże okres intensywnej dyskusji metodycznej nad kemami rozpoczął w Polsce Niewiarowski (1959, 1961, 1965), który definiował kemy (1965) jako „formy, które powstały wskutek działalności wód roztopowych, zbudowane wyłącznie lub prawie wyłącznie z warstwowanych osadów tych wód i powstały w powiązaniu ze stagnującymi i martwymi masami lodu. Formy te są wykształcone w postaci pagórków, wzgórz, plateau, stoliw, wałów i teras kemowych.” Autor ten stoi na stanowisku, iż za kemy można uważać jedynie te formy, które nie posiadają przykrycia pokrywą morenową. Zakłada więc możliwość ich akumulowania jedynie w przestrzeniach otwartych ku górze. Analogiczne morfologiczne formy przykryte osadami morenowymi wyróżnia w odrębną grupę moren martwego lodu.

Na innym stanowisku stał Bartkowski (1968). Uważał on, iż kem jest szerokim pojęciem obejmującym formy „akumulacji wodnolodowcowej powstałe w jamie lub szczelinie w lodzie bez względu na miejsce jej powstania w lodzie, czyli także formą powstałą w głębi lodu lub nawet na jego spodzie”. Jednocześnie dyskredytuje on obecność pokrywy ablacyjnej („błota morenowego” *op. cit.*) jako kryterium diagnostycznego dla kemów stwierdzając, że może ona być wiązana ze wpływem materiału morenowego z otaczających szczelinę ścian lodowych. W ujęciu Bartkowskiego (1963, 1968) do kategorii kemów zaliczyć należy również moreny lodu martwego, stożki kemowe, płaskowyże (stoliwa) kemowe, wały i terasy kemowe oraz pagóry „moreny ablacyjnej”. Generalnie za kryterium indeksowe autor ten uważa związek ich powstania z brzeżnymi par-

tiami wolno poruszającego się lub zupełnie stagnującego lodu. Nie precyzuje jednak cech sedymentologicznych i morfologicznych typowych jego zdaniem dla kemów. O zaklasyfikowaniu decyduje raczej całościowy obraz geomorfologiczny formy i jej otoczenia oraz ogólny charakter litologiczny. W późniejszych opracowaniach zaczęło przeważać „szerokie” ujęcie zakresu terminu kem. Już Baranicka (1969) w swojej rozbudowanej klasyfikacji stwierdza, że „formy kemowe są to pozytywne (wypukłe) formy rzeźby, powstałe w kontakcie z nieaktywnym lub martwym lodem, z materiału wytopionego z lądolodu i osadzonego w zbiornikach zamkniętych”.

Według Karczewskiego (1971) „kemy to pagórki, wzgórza, wały i plateau, zbudowane przede wszystkim z osadów glacyfluwalnych, wśród których oraz na ich powierzchni występuje glina morenowa i osady ablacyjne. Tworzą się one na kontakcie z lodem martwym i stagnującym, a zaburzenia o charakterze ciągłym i nieciągłym występujące w ich obrębie powstały podczas i po zdeponowaniu osadów”.

Musiał (1992) uważa, że tworzenie się kemów rozpoczyna się już we wczesnych etapach deglacjacji arealnej w warunkach akumulacji inglacjalnej i subglacjalnej na długo przed powstaniem samych przetań. W późniejszych etapach deglacjacji stropy lodowe zapadają się, a materiał ablacyjny ześlizguje się na wcześniej zdeponowane osady glacyfluwalne. Subglacjalną genezę kemów i depozycje materiału w ich obrębie przez wody pozostające pod ciśnieniem hydrostatycznym dopuszcza również Klatkowska (1972a).

Przejawem tendencji do bardzo szerokiego ujmowania pojęcia kemu mogą też być trzy stosunkowo nowe prace, w których autorzy określali zakres tego terminu. Klajnert (1992) stwierdza, iż „kem” jest pojęciem bardzo szerokim i dotyczy zarówno form powstałych w rozwartych ku górze szczelinach lodowych (jak twierdził Niewiarowski 1965), jak i całego zespołu form genetycznie związanych ze środowiskiem martwego lodu (jak twierdził Bartkowski 1954, 1968). Terpiłowski (2001) stwierdza, że wspólną cechą dla kemów jest ich genetyczny związek z depozycją w obniżeniach w martwym lodzie. Kasprzak (1988, 2003), rozpatrując dynamiczne modele depozycji w rejonie lobu Koszanowa-Podrzewia, zlodowacenia wisły, fazy leszna (Wielkopolska), dochodzi do zaskakująco odmiennych wniosków, uważając, że kemy należy wykreślić z grupy form diagnostycznych dla deglacjacji arealnej a zaliczyć je do wyznaczników deglacjacji frontalnej.

Reasumując, można stwierdzić, że prawie we wszystkich definicjach dotyczących kemów pojawia się aspekt ich powiązania z lodem martwym. Można

więc stwierdzić, że formy te są diagnostyczne dla wniosków paleogeograficznych stwierdzających obecność lodu martwego i deglacjacji arealnej. Jednakże w zakresie możliwych do obserwacji terenowych cech morfologicznych i litologicznych definicje dotyczące kemów dopuszczają tak znaczne zróżnicowanie ich cech, że mogą one być z powodzeniem przyporządkowane również innym formom glacialnym. Wynika stąd, że na podstawie wyrywkowych obserwacji morfologii lub litologii nie można jednoznacznie klasyfikować danej formy do określonego typu genetycznego form glacialnych.

Stosunek kemów do innych form glacialnych

Kemy najczęściej występują w obrębie moreny dennej. Osady kemu mogą być nałożone na morenę denną, lub też ich spąg może znajdować się poniżej poziomu morenowego. Takie formy określa się jako zakorzenione. Nałożenie na morenę denną uważa się za typowe dla kemów supraglacialnych i inglacialnych (Nie wi a r o w s k i 1959). Zakorzenie interpretuje się najczęściej jako dowód występowania fazy erozji glacialfluwialnej poprzedzającej akumulację lub też jako efekt synchronicznej akumulacji materiałów kemu i moreny dennej w wyniku wytapiania się martwego lodu (K l a t k o w a 1972a; K l a j n e r t 1978, 1992; L a n k a u f, P a s i e r b s k i 1994).

Dyskusyjnym zagadnieniem jest stosunek kemów do ozów. Zgodnie z definicjami (F l i n t 1949, *vide* B a r t k o w s k i 1954; K l i m a s z e w s k i 1978) kemy i ozy różnią się od siebie pod względem genetycznym, morfologicznym i sedimentologicznym. W praktyce jednak często spotyka się formy, dla których jednoznaczne określenie genezy jest bardzo utrudnione. Dotyczy to w szczególności jednego z licznie występujących typów morfologicznych kemów – wałów kemowych, które pod względem morfologicznym są zbliżone do ozów. Rozpowszechniony do niedawna był pogląd, że kemy to formy zbudowane z materiału drobnoziarnistego, akumulowanego w warunkach wód stojących lub wolno płynących (np. M i c h a l s k a 1971). Ozy natomiast buduje znacznie grubszy materiał, akumulowany w warunkach dynamicznych przepływów, ze znaczną frekwencją żwirów i dużą zmiennością frakcyjną. Takie rozróżnienie jest prawdziwe jedynie w ujęciu statystycznym. Obecnie przyjmuje się powszechnie, że kemy mogą być zbudowane z bardzo różnorodnych osadów, często dokumentujących środowiska o wysokiej kompetencji transportu (np. K l a t k o w a 1972a; K l a j n e r t 1992). Jednocześnie zjawiskiem stosunkowo powszechnym i wielokrotnie opisywanym w literaturze, jest istnienie form

prześciowych, gdzie osady kemu i ozu zazębiają się lateralnie lub wertykalnie. Wynika to z faktu, że na osady ozów, akumulowane w tunelach subglacialnych i inglacialnych w żywym lodzie, nadkładały się później utwory kemowe w otwartych ku górze szczelinach lub przetainach, po zapadnięciu się tuneli ożowych. Pod względem morfologicznym tego rodzaju kemy do złudzenia przypominają ozy i tak też często są klasyfikowane. (Z a b o r s k i 1926; B a l i Ń s k a - W u t t k e 1960; B u r a c z y Ń s k i, S u p e r s o n 1992; H u d d a r t, B e n n e t t 1997; J a k s a, R d z a n y 2000). Przeście od sedimentacji ozu do kemu tylko czasami zaznacza się w osadzie wyraźnym drobnieniem ziarna, częściej następuje stopniowa zmiana cech litologicznych. B a r a n i e c k a (1969) uważa, że granicą dokumentującą przeście od osadów ozu do osadów kemu jest zanik ciągłego przepływu na całej długości szczeliny. Powiązanie środowiskowe między formami kemowymi a ożowymi jest widoczne również w częstym wspólnym występowaniu tych form na określonym terenie. W niektórych przypadkach następuje lateralne zazębianie się osadów budujących te formy w wyniku rozwoju sedimentacji w kolejnych fazach deglacjacji lub też dziedziczenia pierwotnego układu spękań i powierzchni ślizgu z fazy lodu aktywnego (K r z e m i Ń s k i 1974; B u r a c z y Ń s k i, S u p e r s o n 1992; H u d d a r t, B e n n e t t 1997). Tak więc można wyciągnąć wniosek, że z obserwacji jedynie części profilu osadowego formy, nie możemy jednoznacznie określić jej przynależności genetycznej.

Kolejnymi formami glacialnymi, których cechy morfologiczne, sedimentologiczne a nawet środowisko genetyczne zazębiają się z kemami są moreny martwego lodu oraz wały lodowo-morenowe.

Moreny martwego lodu wyróżniano początkowo na podstawie przykrycia formy osadami moreny ablacyjnej (N i e w i a r o w s k i 1959). Obecnie ten typ genetyczny form wyróżniany jest sporadycznie (R o m a n 2003) z uwagi na powszechne przyjęcie poglądu B a r t k o w s k i e g o (1963, 1968), że obecność osadów ablacyjnych w stropowych częściach kemów jest naturalnym zwieńczeniem sedimentacji kemowej i związana jest ze spływami moreny ablacyjnej z otaczających szczelinę ścian lodowych. Aktualny jest natomiast problem klasyfikacji kemów i wałów lodowo-morenowych (S z u p r y c z y Ń s k i 1963; B o u l t o n 1967; K o z a r s k i 1974; K o z a r s k i, S z u p r y c z y Ń s k i 1978). Warunki rozwoju wałów lodowo-morenowych są bardzo zbliżone do tych, w jakich akumulowane były kemy. W szczególności dotyczy to sedimentacji, która w obu rodzajach form zachodzi w kontakcie z lodem martwym. Wspólna jest też dominacja w budowie tych form osadów glacialfluwialnych, glacialimicznych i ablacyjnych oraz obecność deformacji

związanych ze strefami *ice-contact*. Różnica interpretacyjna związana z wyróżnieniem tego typu form dla rekonstrukcji palcśrodowiskowych jest jednak bardzo duża. Uważa się, że wały lodowo-morenowe powstają w wyniku procesów towarzyszących frontalnemu cofaniu się czoła lądolodu w efekcie separacji brył lodowych, na wychodniach płaszczyzn ślizgu przy ich kompresyjnym układzie w strefie brzeżnej. Wynika stąd, że rozpoznanie tego typu form prowadzi do całkowicie odmiennego określenia typu deglacji, a więc i środowiska paleogeograficznego oraz genezy rzeźby na określonym obszarze, niż w przypadku kemów. Problem dotyczy tu głównie wałów o budowie fluwioglacjalnej, których osie morfologiczne są równoległe do przebiegu krawędzi żywego lądolodu. Ta ostatnia cecha podkreślana jest jako diagnostyczna przy rozpoznawaniu wałów lodowo-morenowych w rzeźbie plejstoceńskiej niżu (K a s p r z a k 1988).

Podobne niejasności można również mieć w odniesieniu do sedimentologicznej klasyfikacji dwóch, zdawałoby się całkowicie odmiennych i indukcyjnych dla określanych typów deglacji form glacialnych: moren czołowych i kemów. Zieliński (1992) wykazał, że moreny czołowe są to typowe stożki sedimentacyjne, w obrębie których zmienność subsrodowisk depozycyjnych determinowana jest proglacialnym lub distalnym położeniem. Jednakże sedimentacja w postaci stożka glacialnego nie jest przypisana jedynie do moren czołowych. Tego typu subsrodowisko akumulacyjne stwierdzone jest również w warunkach wylotu strumienia supraglacjalnych, inglacjalnych lub subglacialnych budujących szereg megasekwencji glacialnych wchodzących w skład innych form glacialnych, np. kemów, czy też zespołów stożkowo-ozowych (Terpiłowski 2001). Również pod względem makrostrukturalnym formy te, jako morfologiczna całość, mogą przyjmować postać stożków, np. stożki kemowe (Musiał 1988; Smolska 1988). Zaobserwowane podobieństwa profili sedimentologicznych zarejestrowanych w tego typu formach wskazują, że tylko na podstawie przesłanek geologicznych bez rozpoznania sytuacji morfologicznej, nie jesteśmy w stanie zaklasyfikować takiej formy stożkowej pod względem genetycznym do np. kemów, moren czołowych lub też sandru interglacialnego.

Klasyfikacje kemów

Podobnie jak w przypadku zakresu pojęciowego terminu kem, tak i przy podziale form kemowych istnieje znaczna różnorodność. Systematyzując spotykane w literaturze podstawowe kryteria klasyfikacji kemów, podzielić je można na trzy grupy oparte na:

- cechach morfologicznych,
- cechach teksturalnych i strukturalnych osadów budujących daną formę,
- położeniu miejsca powstawania kemów w stosunku do mas lodowych.

W stosowanej w literaturze terminologii określającej cechy morfologiczne kemów panuje znaczna dowolność i o przynależności określonej formy do któregoś typu morfologicznego decyduje subiektywne odczucie autora.

Najczęściej stosowane są pojęcia:

- pagórek, termin stanowiący „podręcznikowe” określenie cech morfologicznych kemów, używany jest generalnie w odniesieniu do niewielkich form o kształcie okrągłym lub nieregularnym, w których osie morfologiczne są słabo zaznaczone, a jej długość nie przekracza z reguły kilkuset metrów. Analogicznym terminem jest tu wzgórze kemowe stosowane przeważnie dla form podobnych do pagórków, ale większych. W klasyfikacji K a r c z e w s k i e g o (1971) terminowi pagórki przypisany jest konkretny przydział genetyczny, określający miejsce ich powstania w lodzie jako form supraglacjalnych i inglacjalnych. Determinuje to również ich makrostrukturę (konstrukcję wewnętrzną) określoną przez tego autora jako akoncentryczną, czyli wykazującą generalne pochylenie warstw w kierunku zewnętrznym. W klasyfikacji tej termin pagór dotyczy również kemów lateralnych o budowie deltowej;

- wał kemowy, określa z reguły formy czytelne w rzeźbie, o wyraźnym wydłużeniu osi morfologicznej. Akumulowane są w szczelinach, w obrębie zwartej masy lodowej. Należą do grupy kemów intraglacjalnych (K a r c z e w s k i 1971). Układ wałów kemowych, wykazujących często samoukierunkowanie, wiązany jest z układem szczelin w aktywnym lodzie i najczęściej ma charakter zgodny lub poprzeczny do czoła lądolodu. Baraniecka (1969) uważa, że w przypadku szczelin poprzecznych do czoła lądolodu, czyli ułożonych podobnie jak ozy, akumulacja wałów kemowych zachodzi wówczas, gdy szczeliny te powstały w końcowych fazach deglacji, a wody nie uzyskały w nich trwałego przepływu.

Powszechnie przyjętymi, choć rzadziej stosowanymi terminami są:

- stoliwo lub plateau kemowe, określające najczęściej formy cechujące się płaską powierzchnią szczytową, o znacznej rozciągłości lateralnej (liczonej czasami w kilometrach kwadratowych) i urozmaiconym zarysie brzeżnym (wg Baranieckiej 1969 złożony kształt stoliw kemowych odtwarza wiernie zarys przetałny z wieloma zatokami i półwyspami w linii brzegowej martwego lodu). Powszechnie w literaturze podkreśla się, iż formy stoliw świadczą o zaawansowanej deglacji arealnej (Musiał 1992). W budowie wewnętrznej często mają charak-

ter deltowy, a pod względem teksturalnym występuje w nich wyraźna strefowość sedymentacji wyrażona spadkiem średniej średnicy ziarna ku centrum formy (Baraniecka 1969; Mojski 1967, 1969; Musiał 1992);

- terasa kemowa, klasycznym układem morfologicznym rozwoju teras kemowych jest akumulacja materiału fluwioglacjalnego w zbiornikach sedymentacyjnych pomiędzy mineralnym stokiem z jednej strony a ścianami lodowymi z drugiej. Tak powstałe formy jako kemy określił już Flint (1949, *vide* Bartkowski 1954). Baraniecka (1969) w swojej klasyfikacji wyróżniła je w osobną kategorię form kemowych zewnętrznych. Zastrzeżenia przy zaliczaniu form powstałych w takich warunkach paleogeograficznych do grupy form kemowych wynikają z faktu akumulacji materiału w przestrzeniach z jedynie jednostronnym kontaktem lodowym oraz powszechne zazębianie się w ich obrębie materiału doprowadzanego z lądolodu z osadami aluwialnymi lub deluwialnymi dostarczonymi z kierunku przeciwnego (ekstraglacjalnego). Mimo tych zastrzeżeń formy tego typu weszły do zbioru wyróżnianego generalnie jako kemy. Klasycznym obszarem ich występowania są obszary o urozmaiconej konfiguracji podłoża lodowego. Opisane zostały szczegółowo m.in. w Sudetach przez Jahna (1969) i Walczaka (1969), którzy wyróżnili trzy typy teras kemowych (dolinne, przełęczowe i krawędziowe). Na obszarach niżowych terasy kemowe rozpoznawane są często na stokach rynien subglacjalnych (Niewiarowski 1994), w obrzeżeniach niecek wytopiskowych (terasy kemowe wewnętrzne, Baraniecka 1969) lub też w obrębie dużych form deglacjacji arealnej jako efekt depozycyjny postępujących procesów deglacjacji powodujących cofanie się ścian lodowych od wcześniej złożonych osadów (Kłysz 1981).

Znacznie rzadziej funkcjonują w literaturze takie określenia jak:

- stożki kemowe, określające morfologicznie formy towarzyszące zagłębieniom wytopiskowym i usytuowane na ich obrzeżeniach. W morfologii wyróżniają się silną asymetrią zboczy – skierowane do obniżenia jest krótkie i strome a przeciwne długie i poлогіe (Smolska 1988);

- jęzory kemowe, dla których charakterystyczną strefą występowania są szerokie obniżenia dolinne lub kotlinowate. W sensie morfologicznym są one wydłużonymi wałami, których oś jest równoległa do nachylenia stoku doliny. Jednym końcem „zrośnięte” są z poziomem wysoczyznowym stanowiąc jego przedłużenie w sensie hipsometrycznym. Stopniowo, w miarę oddalania się od krawędzi doliny, ich wysokości względne rosną a formy stają się bardzo czytelne w morfologii. Komplementarny

termin łapy kemowe odnosi się do zespołu analogicznych morfologicznie form, wyrastających ze wspólnej bazy – stoku (Klajnert 2002).

Określenia morfologiczne form towarzyszą każdej klasyfikacji kemów, jednakże w większości z nich traktowane są formalnie i w żadnej nie stanowią elementu przewodniego. Takimi samymi cechami morfologicznymi charakteryzują się bowiem często kemy o różnej litologii, jak i genezie. Znamienne jest również i to, że nierzadko przy definiowaniu postaci morfologicznej formy określona zostaje również ich charakterystyka sedymentologiczna.

Przykładem takim mogą być np. jęzory kemowe i łapy kemowe (Klajnert 2002). Obok określenia morfologicznego autor ten charakteryzuje tego rodzaju formy, jako cechujące się regularną sekwencją osadową wyrażoną stopniowym grubieniem materiału ku stropowi, poczynając od mułków w spągu, przez piaski riplemarkowe do żwirów w stropie. W aspekcie genetycznym łączy powstanie tych form z zaawansowaną deglacją arealną, w której odpływ wód proglacjalnych zachodził grawitacyjnie i uwarunkowany był zdecydowanie podłową konfiguracją podłoża.

Drugim przykładem mogą być stożki kemowe. Formy tego rodzaju wyróżniane były przez licznych autorów m.in. Flinta (1957), Bartkowskiego (1967), Karczewskiego (1971), Musiała (1983), Smolską (1988). Określane były czasami innymi nazwami, np. jako stożki przejściowe – Bartkowski (1967), lub jako kemy lateralne w klasyfikacji Karczewskiego (1971). Pod względem sedymentologicznym cechuje je dominacja materiału glacifluwalnego, obecność glin ablacyjnych, wachlarzowaty rozkład kierunków transportu i obecność deformacji w rejonie stoku stromego. Morfologicznie związane są z depozycją materiału przy ścianie lodowej (Musiał 1988; Smolska 1988).

W obu podanych przykładach specyficznych kemów ich cechy morfometryczno-morfologiczne determinują również przewodnie elementy litologiczne i genetyczne. Tak więc zastosowanie takiego wyróżnienia morfologicznego niesie z sobą znacznie większe następstwa, niż jedynie określenie kształtu formy.

Pod względem cech teksturalnych i strukturalnych osady budujące kemy cechują się bardzo dużą różnorodnością. Dominują różnofrakcyjne osady glacifluwalne, głównie litofacje piaszczyste i mułkowe, często jednostki piaszczysto-żwirowe lub piaszczysto-mułkowe o słabej segregacji i niewyraźnych cechach strukturalnych. Nie brak jednak form, w których opisywane jest występowanie ilów warwowych, glin lodowcowych lub też miąższych serii żwirowych. W sekwencji pionowej osadów częstym zjawiskiem

jest zwiększanie się średniej średnicy ziarna ku stropowi. Układ taki, nazwany przez Kłajnerta (1978) wstępującym, tłumaczony jest stopniowym organizowaniem się i odblokowywaniem odpływu pomiędzy bryłami martwego lodu przy zwiększającej się ilości wód proglacialnych w wyniku przyspieszenia tempa ablacji.

Bardzo duże zróżnicowanie frakcji osadów budujących kemę sprawia, że kryterium litologiczne nie jest głównym wyróżnikiem przy opracowywaniu klasyfikacji tych form. Wyjątkiem jest do dziś stosowany podział zaproponowany przez Niewiarowskiego (1961), który podzielił kemę na: glaciofluwialne, limnoglacialne i złożone.

– Kemę glaciofluwialną (obecnie częściej w literaturze pojawia się termin glacialfluwialna) zbudowane są głównie z warstwowanych piasków i żwirów z domieszką mułków. Dominują w nich struktury warstwowań przekątnych związane z dynamicznym przepływem wody. Charakterystyczne jest dla nich słabe wysortowanie materiału i znaczna zmienność litofacyjna. Kemę tę utworzyły się w spękaniach i szczelinach oraz w obniżeniach martwego lodu, w których odbywał się swobodny przepływ wód roztopowych.

– Kemę limnoglacialną (obecnie częściej w literaturze pojawia się termin glaciallimniczną) budują głównie drobne piaski i mułki, natomiast frakcje grubsze (piaski gruboziarniste i żwiry) stanowią jedynie litofacie akcesoryczne. Pod względem strukturalnym osady te zdominowane są wielozestawami warstwowań riplemarków lub riplemarków wstępujących oraz litofacjami o laminacji lub warstwowaniu horyzontalnym. Często mają one charakter rytmu. Warstwowania przekątne średnioskalowe i wieloskalowe są rzadkie i ograniczone przestrzennie. Osady tego typu cechuje dobra segregacja oraz znaczna homogeniczność sedymentologiczna. Kemę tego rodzaju akumulowane były w terminoglacialnych zbiornikach wód stojących w obrębie martwego lodu.

– Kemę o budowie złożonej obejmują formy, w obrębie których można zaobserwować zarówno osady akumulowane przez wody płynące jak i odpowiadające akumulacji w wodach stojących lub stagnujących.

W okresie późniejszym klasyfikacja ta została poszerzona o jeszcze jeden typ – kemę deltoglacialną (obecnie częściej w literaturze pojawia się termin glacialdeltową) (Baraniecka 1969). W klasyfikacji Niewiarowskiego (1961) formy tego rodzaju znajdowały się w obrębie kemów glacialfluwialnych. Kemę o budowie glacialdeltowej cechuje określone następstwo członów sedymentacyjnych typowych dla delt. Wskaźnikowym zespołem litofacyjnym jest struktura przekątnego warstwowania nachylonego wielkiej skali. Charakterystyczny jest

również przestrzenny rozkład teksturalny wyrażony drobnieniem materiału ku centrum zbiornika. Depozycja kemów glacialdeltowych zachodziła najczęściej w warunkach ujść strumieni glacialfluwialnych do zbiornika wód stojących. W warunkach terminoglacialnych delty glacialfluwialne często tworzą formy delt stożkowych (*fan delt*), czemu sprzyja duże obciążenie transportowe strumieni (Nemec, Steel 1988; Nemec 1990a, b) oraz strome lodowe stoki mis jeziornych (Brodzikowski 1993). Sedymentacja glacialdeltowa może prowadzić do powstania homogenicznych środowiskowo form kemów glacialdeltowych (Rdzany 1997; Terpiłowski 2001), jak i być dominującą sukcesją osadową większych form, jak np. stoliw kemowych (Mojski 1967, 1969; Musiał 1992).

Niewątpliwą zaletą klasyfikacji Niewiarowskiego, decydującą o jej częstym stosowaniu, jest jej przejrzystość, ale uzyskano ją w wyniku bardzo ogólnikowego określenia środowisk sedymentacyjnych. Taka generalizacja odpowiada stanowi faktycznemu jedynie w odniesieniu do niektórych kemów glaciallimnicznych, cechujących się znaczną stabilnością warunków sedymentacji w czasie całego swego rozwoju (np.: kem w Czemlewie – Lankauf, Pasierbski 1994; kemy okolic Bielska Podlaskiego – Mojski 1961; Myciel-ska-Dowgiałło *et al.* 1995; Kotlina Gómej Rawki – Rdzany 1997).

Na zróżnicowanie teksturalne osadów w kemach nakłada się zmienność strukturalna. Profile sedymentologiczne, zarejestrowane w osadach kemów, obejmują pełny wachlarz fluwialnych struktur sedymentacyjnych: od laminacji płaskiego dolnego dna, przez miększe serie riplemarków wstępujących, po gruboziarniste osady warstwowane przekątnie górnych części dolnego reżimu przepływu oraz litofacji związanych z płaskim górnym dnem. Często w obrębie materiału glacialfluwialnego, w szczególności grubszych frakcji, występują kompleksy o strukturze masywnej, charakteryzujące się z reguły bardzo słabym wysortowaniem, co również jest cechą typową dla wielu gruboziarnistych litofacji w kemach. Elementy kierunkowe w kemach często nie ukazują większej regularności i mogą wykazywać bardzo znaczną dyspersję rozkładu. Jednocześnie słabo czytelne elementy strukturalne powodują często problemy z jednoznacznym określeniem osi strukturalnej formy. Typowe dla osadów kemowych są również synsedymentacyjne i postsedymentacyjne deformacje.

Szczegółowa analiza sedymentologiczna warunków akumulacji w kemach wskazuje, że w obrębie osadów tych form wyróżnić można wiele środowisk sedymentacyjnych. W kemach glacialfluwialnych analiza litofacyjna pokazuje, że depozycja głównej masy formy kemowej zachodzić może

w warunkach przypominających np. żwirowe lub piaskowe rzeki roztokowe, depozycję z wysoko-energetycznych zalewów warstwowych lub też akumulację na stożkach. Często zaobserwować można również dyferencjację wertykalną lub lateralną utworów kemowych. Przykłady tego typu subsródownisk będą podane w części analitycznej niniejszej pracy. Tak więc stwierdzając jedynie, że dana forma jest na przykład kemem glaciifluwalnym, dokonujemy znacznego uproszczenia i pomijamy istotne informacje, które przy szczegółowszym rozróżnieniu mogłyby wskazywać na cechy litologiczne i paleogeograficzne odpowiadające danemu środowisku sedymentacyjnemu w kemie.

W charakterystyce strukturalnej kemów określa się najczęściej makrostrukturę, czyli przestrzenne, wieloskalowe cechy osadów budujących formę (Karczewski 1971; Klajnert 1978). I tak wyróżnia się kemy o układach makrostrukturalnych:

- poziomy – charakterystyczny dla kemów glaciilimnicznych, subaeralnych;

- nachylony – charakterystyczny dla form glaciifluwalnych, w których osady akumulowane były w warunkach odpływów korytowych; najczęściej występuje w obrębie wałów kemowych;

- deltowy – nachylony jednokierunkowo, przeważnie pod znacznym kątem, typowy dla kemów przetainowych (Mojski 1969);

- koncentryczny – typowy dla dużych form typu stoliwa (Musiał 1992) lub wały kemowe (Klajnert 1966). Powstawać może też w mniejszych kemach jako efekt wytopienia „podłogi” lodowej, co akcentują uskoki w centralnej części formy ze zrzutami do wewnątrz (Karczewski 1971);

- akoncentryczny – związany z procesami glaciostatycznego wyciskania materiału podłoża do przestrzeni pomiędzy ścianami lodowymi (Jewtuchowicz 1969; Klatkova 1972a), bądź też z procesami utraty podparcia związanego z wytapianiem brył lodowych w partiach brzeżnych kemów.

Karczewski (1971) uważał, że budowa akoncentryczna świadczy o supraglacialnych lub inglacialnych warunkach depozycji, natomiast pozostałe typy wskazują na akumulację intraglacialną lub lateralną w kontakcie z podłożem mineralnym.

Drugorzędnymi elementami strukturalnymi, modyfikującymi pierwotny układ przestrzenny osadów, są struktury deformacyjne. Obecność lub brak określonych typów zaburzeń pierwotnego układu sedymentologicznego jest jednym z elementów wskaźnikowych, pozwalających na genetyczną klasyfikację danej formy (Klatkova 1972a; Klajnert 1978; Pasierbski 1980).

Za deformacje typowe dla kemów uważane są wszelkiego rodzaju zaburzenia nieciągłe, szczególnie o charakterze uskoku tensyjnych. Mogą one poja-

wiać się w każdej partii formy, najczęściej jednak występują w brzeżnych częściach kemów. Tworzą zespoły uskoków ze zrzutami skierowanymi na zewnątrz formy. Często koncentrują się one w pewnej strefie przestrzennej określanej mianem strefy kontaktu lodowego (*ice-contact*). Powstanie ich związane jest z osiadaniami wywołanymi wytopieniem lodu podciągającego osady, dehydratacją lub też utratą podparcia lodowego (Bartkowski 1963; Klajnert 1966, 1978; Rotnicki 1976; Dadlez, Jaroszewski 1994). Według Klajnerta (1978) obecność w brzeżnej strefie formy zespołów uskoku normalnych o zrzutach skierowanych na zewnątrz formy, jest jedną z najważniejszych strukturalnych cech diagnostycznych kemów. Warto zauważyć, że Grzybowski (1970) obecność stref z deformacjami dysjunktywnymi w częściach peryferyjnych kemów wiąże nie tylko z ustąpieniem podparcia lodowego, ale również z erozją osadów w czasie przepływu wód fluwioglacjalnych między mineralnym jądrem formy a cofającymi się ścianami lodowymi. Obserwacje autora wskazują także na pewną rolę rozcięć erozyjnych w powstawaniu deformacji w kemach.

Typowe dla kemów jest również występowanie uskoku normalnych o zrzutach skierowane do wnętrza formy, szczególnie w częściach centralnych tych form. Tego typu deformacje interpretowane są jako efekt przemieszczanie grawitacyjnego pakietów osadów w powstające postsedymentacyjnie, puste przestrzenie. Ich rozwój i związana z tym utrata podparcia wynika z wytopienia się pogrzebanych pod osadami danej formy brył lodowych lub też podłogi lodowej przy depozycji supraglacialnej (Bartkowski 1967; Karczewski 1971; Klajnert 1978).

Więcej kontrowersji budzi obecność w kemach deformacji typu łusek, fałdów, diapirów lub też uskoku odwróconych, postrzeganych powszechnie w rzeźbie glacialnej jako efekt związany z dynamicznym oddziaływaniem lodolodu. W kemach ich rozwój tłumaczony jest najczęściej grawitacyjnym przemieszczaniem plastycznego materiału morenowego przepojonego wodą. Uruchomienie procesu związane jest z wytapianiem się bloków martwego lodu (Niewiarowski 1965; Bartkowski 1967; Jewtuchowicz 1969; Klajnert 1978; Musiał 1992 i inni). Klatkova (1972a) przyjmuje możliwość postsedymentacyjnego rozwoju takich deformacji w efekcie procesów peryglacialnych związanych z agradacją lodu soczewkowego. Powstawanie tego typu deformacji jest obserwowane również we współczesnych obszarach glacialnych (Jewtuchowicz 1966; Kozarski, Szupryczyński 1978). Niektórzy autorzy uważają konsekwentnie, że deformacje ciągłe w obrębie

form glacialnych świadczą jednoznacznie o dynamicznym nacisku mas lodowych i ich obecność wyklucza interpretację osadów jako złożonych w strefie martwych lodów (Pasiński 1980).

Szczególnym rodzajem form są kemy z wyciśniętym jądrem. Opisane zostały szczegółowo między innymi przez Kellera (1954, *vide* Jewtuchowicz 1969), Bramera (1961, 1963, *vide* Jewtuchowicz 1969), a w Polsce przez Niewiarowskiego (1965), Jewtuchowicza (1969), Klatkową (1972a). Ich powstanie związane jest z wyciśnięciem mas osadowych w obrębie szczeliny w wyniku statycznego nacisku masy martwego lodu na podłoże. Obecnie zarówno istnienie tego typu form, jak i ich geneza nie są kwestionowane, ale przynależność genetyczna przyjmowana jest różnie. Keller (*op. cit.*) uważa, że są to formy glaciektoniczne. Z uwagi na subglacialny charakter procesów „nie mieszczą” się one również w klasyfikacji Niewiarowskiego (1961, 1965).

Poza omówionym przypadkiem kemów z wyciśniętym jądrem co do genezy powstałych zaburzeń panuje zgodna opinia, iż są one rezultatem różnorodnych odkształceń w czasie wytapiania się martwego lodu lub też, że rozwijają się w efekcie złożonych, metasedymentacyjnych procesów erozji i akumulacji w szczelinach lodowych. Dla określania genezy form istotne jest nie tyle stwierdzenie występowania deformacji, ale odtworzenie kierunku działania siły je tworzącej. W kemach nie występują deformacje związane z jednokierunkowym naciskiem typowym dla krawędzi aktywnego lodu.

Powyższe, charakterystyczne cechy litologiczne osadów budujących kemy świadczą o znacznym zróżnicowaniu warunków sedymentacyjnych. W obrębie kemów można wyróżnić zarówno osady odpowiadające środowiskom akumulacji glacialimnicznej, glaciifluwalnej, jak i glacialnej. Niewątpliwie więc środowisko sedymentacji kemów zawiera w sobie nieomal wszystkie glacialogeniczne środowiska depozycyjne. Porównanie profili sedymentologicznych zarejestrowanych w kemach z profilami litologicznymi ozów (Wysota 1990; Buraczyński, Superson 1992), czy też wałów lodowo-morenowych (Kasprzak 1988; Roman 2003), ujawnia występowanie we wszystkich tych formach podobnych podstawowych środowisk depozycyjnych. Prowadzić to musi do wniosku, że współcześnie funkcjonujące wyróżnienia genetyczne typu kemy, czy też wały lodowo-morenowe określają jedynie warunki paleogeograficzne towarzyszące powstaniu tych form. W zakresie litologii mogą odnosić się najwyżej do statystycznej frekwencji występowania określonych facji osadowych.

Rolę kemowych zbiorników sedymentacyjnych pełnią wszelkiego rodzaju zagłębienia na powierzchni lodu: szczeliny, przetainy, tunele, kawerny i tym podobne przestrzenie. Zachodziła w nich akumulacja osadów w kontakcie z martwym lub stagnującym lodem.

– Kemy supraglacialne (Niewiarowski 1961) powstają na powierzchni lodu, w zagłębieniach nie osiagających spągu lądolodu. Cechują się one bardzo silnymi deformacjami zarówno o charakterze ciągłym, jak i nieciągłym.

– Kemy intraglacialne (Niewiarowski 1961) rozwijają się w szczelinach lub przetainach w obrębie brył martwego lodu lub też pomiędzy nimi, gdzie akumulacja zachodzi na mineralnym podłożu. Charakteryzują się słabymi deformacjami w postaci uskoków tensyjnych ograniczonymi najczęściej do stref brzeżnych.

– Kemy inglacialne (Karczewski 1971) akumulowane są w kawernach lodowych lub pod przykryciem lodowym stropem. Typowym elementem sedymentologicznym jest powleczenie ich powierzchniową pokrywą morenową.

– Kemy lateralne (Karczewski 1971) rozwijają się w niepełnym kontakcie z martwym lodem. Obejmujące głównie stożki kemowe (Smolska 1988; Musiał 1992) oraz terasy kemowe.

Żywą dyskusję budzą czynniki warunkujące rozwój kemowych zbiorników sedymentacyjnych. Pierwszą grupą koncepcji są teorie wiążące ich genezę z ukształtowaniem podłoża podlodowego. Topografia powierzchni lodowej w strefie marginalnej nawiązywać może do ukształtowania powierzchni podlodowej (Musiał 1992). Flint (1949, *vide* Bartkowski 1954) rolę podłoża wiąże głównie z przeszkodami terenowymi w postaci wszelkiego typu wyniesień. Naturalne ścienienie lądolodu nad nimi i ewentualna jego ciemniejsza barwa w czasie deglacjacji sprzyjała tworzeniu się inicjalnych przetain wypełnianych później osadami budującymi kem. Pierwotnie, w odniesieniu do Niżu Polskiego, gdzie podłoże zbudowane było z osadów nieskonsolidowanych, koncepcja ta nie zyskała uznania (Niewiarowski 1965; Bartkowski 1967). Obecnie rola wyniesień podlodowych w przebiegu deglacjacji arealnej jest silnie akcentowana. Uważa się, że elewacje podłoża w sposób pasywny, poprzez ścienienie i zmianę barwy lub też wytworzenie pęknięć już w fazie transgresji, sprzyjały szybkiemu powstawaniu przetain w martwym lodzie (Krzemiński 1974; Klajnert 1978; Musiał 1988, 1992; Terpiłowski 2001). Rozwijają się one nad przeszkodami podłoża. Nieco inaczej rolę przeszkód terenowych widzi Klatkowa (1972a). Uważa ona, że pokonując przeszkodę tere-

nową, cienki łądolód miał małą zdolność do zasklepiania szczelin tensyjnych występujących na stoku dystalnym. Decydowało to o powstaniu, już we wczesnych fazach deglacjacji arealnej, podłużnych, poprzecznych do kierunku transgresji szczelin nie na kulminacjach, ale po ich stronie dystalnej.

Na rozwój sedymentacji kemowej wywierają również wpływ formy negatywne. W terenie o urozmaiconej morfologii podłoża podlodowego opisano liczne kemy przełączowe. Powstają one w wyniku znacznej różnicy miąższości lodu. W obrębie przełęczu jest on stosunkowo cienki, a w towarzyszących jej obniżeniach grubszy. W momencie degradacji masy lodowej, eksponowane morfologicznie przełęczu stosunkowo szybko zostają uwolnione od lodu, podczas gdy w otaczających je obniżeniach wciąż zalegają masy lodowe. W warunkach takich rozwijają się w miejscu przełęczu zbiorniki sedymentacyjne mające charakter przetain, otoczonych zarówno elewacjami podłoża mineralnego, jak i ścianami lodowymi. (Klimek 1969; Walczak 1969; Lewandowski, Zieliński 1980).

W terenach nizinnych rola podlodowych obniżzeń zaznacza się głównie w fazie zaawansowanej deglacjacji. Polega ona na determinowaniu kierunków odpływu wód proglacialnych (Klajnert 1978; Rdzany 1997).

Podlodowe ukształtowanie podłoża wywiera również wpływ na układ powierzchni ślizgowych w lodzie aktywnym, który może być później dziedziczony przez układ szczelin w czasie deglacjacji arealnej (Marcussen 1977; Paul 1983; Kasprzak 1988). Z uwagi na fakt, że większość materiału morenowego w lodzie transportowana jest w jego spągowej części (Boulton 1972), szczególnie sprzyjającym dla sedymentacji kemowej jest dolodowe pochylenie powierzchni bezpośredniego podłoża lodowca powodujące kompresyjny układ powierzchni ślizgu, co zwiększa wydanie ilość materiału morenowego w lodzie po jego zamarcu (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988; Kozarski 1988). Powstające wówczas formy mają charakter równoległy do czoła łądolodu stacjonarnego i na obszarze opisanym np. przez Terpiłowskiego (2001) stanowią dominantę morfologiczną terenu.

Dyskusyjnym tematem jest również rola tektoniki w powstawaniu szczelin w lodzie martwym. Klajnert (1978) stwierdza wyraźną zależność między orientacją osi morfologicznych głównych wałów kemowych na Wysoczyźnie Skierniewickiej z układem przewodnich mezozoicznych struktur, w tym także uskoku w obrębie wału kujawsko-pomorskiego.

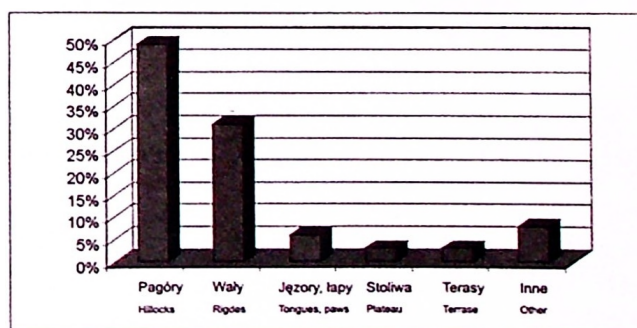
MORFOLOGICZNE I LITOLOGICZNE CECHY KEMÓW W REGIONIE ŁÓDZKIM W ŚWIELE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Począwszy od pracy Dylaka (1949), w której jako kemowe określił on pagórki w okolicach Chojen, Rudy Pabianickiej i Rzgowa, z każdym rokiem przybywało na mapie regionu łódzkiego rozpoznanych kemów. Obecnie udokumentowano tu blisko 200 miejsc występowania pojedynczych kemów lub zespołów tych form (Chrabelski 2000; Klajnert 2004).

Analiza występowania kemów na omawianym terenie wykazuje, że większość tych form ułożona jest wzdłuż północnej i zachodniej krawędzi Garbu Łódzkiego, północnej krawędzi Wysoczyzny Skierniewickiej oraz wzdłuż krawędzi doliny Warty i w strefie wododziałowej Bzury i Pilicy. Wskazuje to na doniosłą rolę ukształtowania podlodowej rzeźby terenu w przebiegu deglacjacji arealnej (Klajnert 1966, 1978; Klatkova 1972a; Krzemiński 1974, 1997; Wasiak 1979; Rdzany 1997). To właśnie ponad kulminacjami w rzeźbie bezpośredniego podłoża łądolodu warciańskiego tworzyły się inicjalne pęknięcia, szczeliny lub przetainy, w których następnie gromadzony był materiał glacyfluwialny i ablacyjny.

Cechy morfologiczne

Zestawienie cech morfologicznych kemów regionu łódzkiego wykazuje, że najczęściej określa się je mianem pagórka (49 %) oraz wału (31 %). Inne określenia, jak jezory i łapy kemowe (6 %), stoliwa (3 %), terasy kemowe (3 %), stosowane są już znacznie rzadziej (rys. 2).

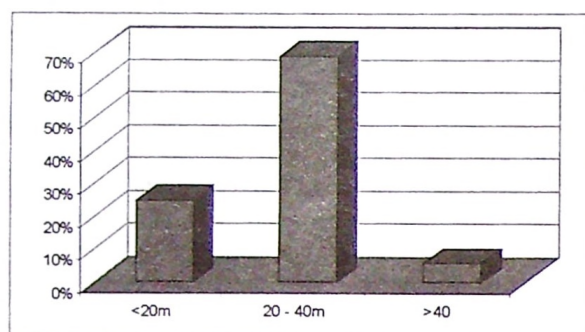


Rys. 2. Kształty kemów w regionie łódzkim (wg Chrabelskiego 2000 i Klajnerta 2004, uzupełnione)

Shapes of kames in Łódź region (after Chrabelski 2000 and Klajnert 2004, completed)

Pod względem wysokości względnych dominują kemy o wysokościach nie przekraczających 20 m (69 %). Jedynie 6 % kemów to formy zdecy-

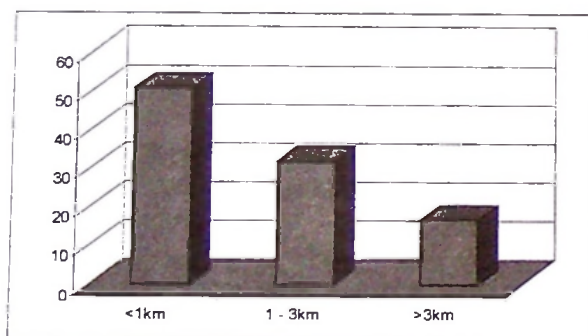
dowanie wyższe o wysokościach względnych ponad 40 m, jak na przykład Wał Domaniewicki (rys. 3).



Rys. 3. Wysokości względne kemów w regionie łódzkim (wg Chrabelskiego 2000 i Klajnerta 2004, uzupełnione)

Relative heights of kames in Łódź region (after Chrabelski 2000 and Klajnert 2004, completed)

Pośród wałów 51 % to kemy o długości osi morfologicznej do 1 km, a 75 % z nich nie przekracza 2 km (rys. 4). Wały i pagórki kemowe koncentrują się na obszarach wysoczyznowych. Terasy kemowe oraz łąpy i jęzory opisywane są jedynie w obrębie podlodowych obniżień terenu, to jest głównie współczesnych dolin rzecznych i obszarów przykrawędziowych (Klajnert, Wasiak 1989; Klajnert 2002).



Rys. 4. Długości osi morfologicznej wałów kemowych (wg Chrabelskiego 2000 i Klajnerta 2004, uzupełnione)

Length of morphological axis of kames ridges in Łódź region (after Chrabelski 2000 and Klajnert 2004, completed)

Cechy litologiczne

Przegląd prac poświęconych problematyce kemowej w regionie łódzkim jednoznacznie wskazuje, że spośród cech litologicznych szczególnie wnikliwie opisywane były elementy teksturalne (Klajnert 1966, 1978, 1984; Baraniecka

1971; Klatkova 1972a; Krzemiński 1974; Wasiak 1979; Klajnert, Rdzany 1989; Rdzany 1997). Cechy strukturalne miały znaczenie drugorzędne. Wyjątkiem są tu pomiary elementów kierunkowych obecne w większości analizowanych opracowań. Pomiary te dotyczyły jednak kierunku zapadania całych jednostek sedymentacyjnych (warstw). W efekcie są one mało liczne dla poszczególnych form i pozwalają jedynie na ogólne określenie kierunku transportu (por. wykresy kierunkowe dołączone do przykładów typów kemów w pracy Klatkovej 1972a). Oprócz wyznaczenia kierunków transportu struktura osadu nie stanowiła przedmiotu szczegółowej analizy. Charakterystyczne jest, że w większości przypadków ograniczano się do stwierdzenia, że osady są warstwowane bez dokładniejszej charakterystyki stylu ułożenia przestrzennego osadów. Obecność osadów warstwowanych dowodziła akumulacji glacyfluwialnej w formach i stanowiła podstawę ich interpretacji jako kemy. Takie postępowanie badawcze w wysokim stopniu ograniczało możliwość interpretacji genetycznej i środowiskowej na podstawie cech strukturalnych. Wyjątkiem jest tu powszechnie wyróżniana laminacja (warstwowanie) riplemarkowa przytaczana jako dowód małej energii odpływu wód (Klajnert 1966; 1978; Klatkova 1972a; Krzemiński 1974; Rdzany 1997) oraz uwagi Klajnerta (1978) i Rdzanego (1997) odnośnie zmienności sedymentacji riplemarkowej i wskaźnikowej roli warstwowań przekątnych rynnowych / krzyżowych (*op. cit.*) dla określania dynamiki przepływu glacyfluwialnego.

Dotychczasowe badania kemów służyły głównie rozwiązaniu problemów paleogeografii regionu łódzkiego, przede wszystkim z okresu deglacjacji. Do tego celu wystarczało stwierdzenie/udowodnienie że dana forma jest kemem i znajduje się w określonej sytuacji przestrzennej w stosunku do innych form glacygenicznych.

Z bogatej literatury dotyczącej kemów regionu łódzkiego wynika wszakże wiele interesujących, ogólnych wniosków, co do warunków akumulacji tych form i podstawowych cech ich wewnętrznej budowy, a mianowicie:

- założenie możliwości rozwoju kemów zarówno w warunkach intra- jak i subglacjalnych;
- stwierdzenie zmienności charakteru teksturalnego osadów w kemach, w tym występowania serii żwirowych i gliniastych;
- wyróżnienie podstawowych środowisk akumulacyjnych w kemach (glacyfluwialnego, glacylimnicznego i glacialnego – ablacyjnego);
- powiązanie akumulacji serii mułkowych ze środowiskiem wód o niskiej energii lub wręcz

wód stojących, serii piaszczystych i zwirowych z odpływami glacyfluwialnymi oraz serii gliniastej z akumulacją materiału ablacyjnego;

- sformułowanie tezy o wstępującym układzie serii materiału glacyfluwialnego w czasie akumulacji kemów, jako świadectwie stopniowego, coraz lepszego organizowania się odpływu wód ablacyjnych w procesie zaniku lodowca;

- stwierdzenie zaburzeń grawitacyjnych głównie w strefach brzeżnych kemów i powiązanie ich z procesami związanymi z utratą podparcia lodowego;

- opisanie i zinterpretowanie kemów z wyciśniętym jądrem;

- rekonstrukcja ogólnego schematu krążenia wód proglacialnych w czasie deglacjacji, dystalnego w stosunku do mas lodowych w fazie początkowej, który przechodził następnie w proksymalny, w miarę postępującej deglacjacji;

- stwierdzenie obecności teras kemowych towarzyszących dolinom rzeczny, a czasem opasującym i formy wypukłe.

Rekonstrukcje paleogeograficzne w kemach opierały się dotychczas głównie na analizie zmienności cech teksturalnych jednostek sedimentacyjnych. W efekcie, mimo postępu metodycznego badań teksturalnych i coraz dokładniejszego obrazu zmienności uziarnienia (zob. laboratoryjne wyniki opracowań zmienności cech litologicznych prezentowane w pracy R d z a n e g o 1997), otrzymywano stosunkowo syntetyczny obraz zmienności warunków sedimentacji w czasie akumulacji kemów. W swej istocie opierał się on na wiązaniu

frakcji osadu z dynamiką przepływu wód. Badania teksturalne umożliwiały wyróżnianie w obrębie kemów podstawowych środowisk sedimentacyjnych jak: środowiska wód płynących (glacyfluwialnego), wód stojących (glacilimnicznego, ewentualnie paraglacilimnicznego (R d z a n y 1997)), oraz ablacyjnego. Metodyka ta nie pozwalała jednak na rekonstrukcję subs środowisk sedimentacyjnych w obrębie tych środowisk oraz precyzyjne rekonstrukcje warunków akumulacji określonych zespołów osadowych (np. topografię dna koryta roztokowego) lub też procesów sedimentacyjnych.

Sytuacja taka, zdaniem autora, musi budzić pewien niedosyt poznawczy, tym bardziej, że znane są już wyniki badań środowisk sedimentacyjnych określonych grup genetycznych form glacygenicznych (moreny czołowe, sandry) lub stref glacygenicznych przy użyciu metody kompleksowej analizy litofacjalnej (K o z a r s k i, K a s p r z a k 1984; 1987; K a s p r z a k 1988; K o z a r s k i 1988, 1990; K a c z m a r e k 1992; Z i e l i Ń s k i 1992, 1993; T e r p i ł o w s k i 2001). Badania te wskazują na możliwość znacznie dokładniejszej rekonstrukcji warunków sedimentacji osadów glacygenicznych oraz wyciągania na tej podstawie nowych wniosków sedimentologicznych i paleogeograficznych. Fakt ten oraz to, iż osady kemowe w Polsce do chwili obecnej nie były przedmiotem kompleksowej analizy litofacjalnej (autorowi nie jest znana również żadna publikacja anglojęzyczna poświęcona wyłącznie temu zagadnieniu) skłonił autora do podjęcia niniejszego opracowania.

CEL I METODY PRACY

Środowisko akumulacji materiału glacyfluwialnego w obrębie mas lodowych należy do jednego z najbardziej zmiennych i złożonych systemów depozycyjnych. Jednym z efektów geomorfologicznych procesów depozycyjnych zachodzących w takich warunkach są m.in. kemy. Środowisko sedimentacji w kemach wiąże się z sąsiedztwem mas lodu martwego lub stagnującego. Pod względem dynamicznym do niedawna utożsamiane było generalnie z monotonną akumulacją drobnofrakcyjnych osadów zachodzącą z niskoenergetycznych przepływów lub wręcz z dekantacją materiału w wodzie stojącej. Stereotyp ten nie znajduje jednak potwierdzenia we współczesnej literaturze przedmiotu oraz obserwacjach prowadzonych w odsło-

nięciach. Wylania się z nich obraz kemów cechujących się znacznym zróżnicowaniem litologicznym. U podstaw niniejszej pracy legła więc robocza hipoteza, że charakter litofacjalny osadów w kemach jest odzwierciedleniem funkcjonowania zróżnicowanych środowisk depozycyjnych w czasie akumulacji materiału budującego te formy. Efektem prac nad tym problemem badawczym jest niniejsza dysertacja, w której na przykładzie badań w regionie łódzkim podjęto próbę przedstawienia zróżnicowania środowisk sedimentacji osadów budujących kemy oraz porównania ich ze środowiskami występującymi w innych formach glacygenicznych, dla których zastosowano metodę kompleksowej analizy sedimentologicznej.

Tak ujęty problem wpisuje się w jeden z głównych nurtów badawczych we współczesnej geomorfologii i geologii glacialnej osadów czwartorzędowych w Polsce. (Kozarski, Kasprzak 1987; Kasprzak 1988; Kozarski 1988; Zieliński 1992, 1993; Brodzikowski 1993; Terpiłowski 2001). Celem tych wielowątkowych badań jest uzyskanie sedymentologicznej charakterystyki i interpretacji genetycznej osadów reprezentujących typowe litosomy dla takich form jak: moreny czołowe, sandry, ozy, kemy, formy po wałach lodowo-morenowych, itp. Możliwość obiektywnego porównania cech sedymentologicznych osadów tych form pozwoliłaby bowiem odpowiedzieć na pytanie czy z sedymentologicznego punktu widzenia istnieje środowisko sedymencji kemowej, ozowej, morenowej itp., czy też terminy te dotyczą jedynie określenia paleogeograficznych warunków depozycji określonej facji glacialnej. Zaobserwowane różnice stanowiłyby podstawy wyróżnień genetycznych form w oparciu o indeksowe kryteria litologiczne, natomiast ich brak zrodziłby wątpliwość, co do zasadności wyróżniania wyżej wymienionych facji w dzisiejszym rozumieniu tego pojęcia. Tak sformułowany cel badań wykracza poza charakter opracowania li tylko regionalnego i nosi cechy pracy podstawowej, wnoszącej wartości dla geomorfologii ogólnej.

Region łódzki szczególnie sprzyja badaniu kemów i ich osadów. Za jego podjęciem przemawiają takie przesłanki jak:

- liczne wcześniejsze opracowania paleogeograficzne, które dostarczyły dobrego wstępnego rozpoznania kemów w obszarze podłódzkim (Klajnert 1966, 1978, 1984; Baraniecka 1971; Klatkowska 1972a; Krzemiński 1974; Rdzany 1997) oraz udowodniły, że rzeźba glacialna tego regionu kształtowała się głównie w wyniku deglacjacji arealnej;

- rozdzielenie się lądolodu w rejonie Garbu Łódzkiego na dwa loby lodowcowe cechujące się odmienną dynamiką mas lodowych;

- znaczne zróżnicowanie morfologii podłoża podlodowego; obok form pozytywnych, jak wzniesienie Garbu Łódzkiego i towarzyszące mu wysoczyzny występują liczne formy negatywne o charakterze dolinnym i kotlinowym; to zróżnicowanie podłoża podlodowego wpływało na przebieg transgresji lądolodu oraz mogło warunkować krążenie wód ablacyjnych w czasie deglacjacji na poszczególnych obszarach.

Sytuacja taka daje możliwości wnioskowania paleogeograficznego dotyczącego wpływu ukształtowania powierzchni podlodowej na zróżnicowanie warunków akumulacji materiału w obrębie kemów oraz ewentualnej odmienności tych zjawisk w poszczególnych lobach lodowcowych. Problemy te, jako

towarzyszące głównemu wątkowi pracy, również znajdują swe odbicie w przedstawionych wnioskach.

Niezmienne istotną sprawą był dobór metody badań, tak by zapewniała ona odpowiednią standaryzację a przez to porównywalność wyników. Wzoruując się na metodyce badań środowisk sedymencyjnych moren czołowych i sandrów (Zieliński 1992, 1993), analizę sedymentologiczną oparto na metodzie kompleksowej, analizy litofacjalnej.

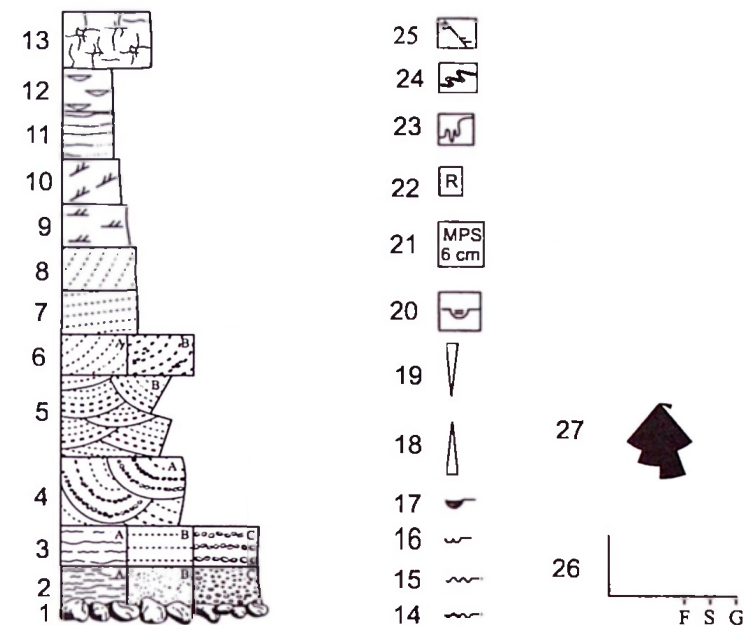
W pierwszym etapie, na podstawie map geologicznych w skali 1:50 000 i map topograficznych w skali 1:25 000, wytypowano kemy, w których znajdowały się odsłonięcia geologiczne. Przeprowadzono ich szczegółową inwentaryzację pod kątem dostępności dla obserwacji oraz rozpoznano podstawowe rodzaje osadów w nich występujące. Umożliwiło to wybranie form i odsłonięć reprezentatywnych dla szczegółowych badań litofacjalnych. Istotnym ograniczeniem na tym etapie był fakt, że wykorzystywana metoda sedymentologiczna najlepsze wyniki pracy przynosi w dużych odsłonięciach, gdzie istnieje możliwość pełnego prześledzenia zmienności strukturalnej osadu.

W rezultacie dane sedymentologiczne zgromadzono z 52 profili osadowych położonych w obrębie 31 form uznanych za kemowe na obszarze badań (rys. 1). W odsłonięciach, obok dokumentacji graficznej, gromadzono dane dotyczące pierwotnych cech teksturalnych i strukturalnych osadów. W szczególności dokumentowano cechy uziarnienia, charakter i rodzaje struktur sedymencyjnych, miąższości i rozciągłości lateralne jednostek sedymencyjnych oraz cechy kontaktów pomiędzy nimi. Spośród elementów kierunkowych mierzono głównie orientację osi dłuższych głazików w osadach żwirowych oraz biegi i nachylenia lamin w obrębie struktur warstwowań przekątnych. Lokalnie rejestrowano również cechy postsedymencyjne osadów, w tym głównie rodzaje i skalę zaburzeń oraz ich ukierunkowanie.

Zebrany materiał dokumentacyjny był następnie opracowywany w trakcie prac kameralnych. Głównym przedmiotem tych prac było poddanie zgromadzonych informacji analizie litofacjalnej. Starano się w tej mierze przestrzegać założeń metodycznych dla tego typu procedury przedstawionych w pracach Zielińskiego (1992) i Brodzikowskiego (1992a). Na etapie tym dokonano również krytycznego przeglądu zebranych danych. Różny stopień udokumentowania odsłonięć, wynikający głównie ze stanu ścian eksploatacyjnych, oraz powtarzalności danych zdecydowały o wytypowaniu do prezentacji w niniejszej pracy 26 profili osadowych zarejestrowanych w 12 formach.

Wszystkie przedstawione dane sedymentologiczne zestawiono w postaci profili litologicznych

Rys. 5. Objaśnienia do profili sedymentologicznych



w cm; 22 – rytmit; 23 – deformacje pogrążowe; 24 – deformacje ciągłe; 25 – deformacje nieciągłe; 26 – oznaczenia tekstury (F – mulki lub ility, S – piaski, G – żwiry); 27 – diagram rozkładu kierunku transportu

Legend to the sedimentological profiles

1 – erosional pavement; 2 – massive structure (A – silts; B – sands; C – gravels); 3 – laminated (A), stratified (B, C) horizontally (A – silts, B – sands, C – gravels); 4 – large scale trough cross-stratified; 5 – trough cross-stratified; 6 – planar cross-stratified (A – sands; B – gravels); 7 – low-angle cross stratified; 8 – high-angle inclined stratification; 9 – ripple cross-lamination; 10 – ripple-drift cross-lamination; 11 – wave lamination; 12 – lenticular lamination; 13 – diamicton; 14 – large-scale erosional surface; 15 – erosional surface; 16 – lokal erosional contact; 17 – large-scale channel-fill structure; 18 – finning-up sequence; 19 – coarsening-up sequence; 20 – complex of extremely large-scale channel-fill structure; 21 – maximum particle size (mm); 22 – rhythmites; 23 – load-cast deformations; 24 – folds and flexures; 25 – normal and reverse faults; 26 – symbol of texture (F – silt or clay, S – sand, G – gravel); 27 – diagram of bed dip directional distribution

lub szkiców odsłonięć uzupełnionych o diagramy kierunkowe. W całej pracy zastosowano jednolity system konwencjonalnych znaków graficznych (rys. 5) porównywalnych z podobnymi oznaczeniami używanymi w pracach sedymentologicznych np. Zielińskiego (1992, 1993) czy Terpiłowskiego (2001).

W czasie opracowywania profili sedymentologicznych, w celu zapewnienia możliwości ich obiektywnego i sprawnego porównywania, osady zakodowano przy zastosowaniu kodu litofacjalnego Miaila (1978) w modyfikacji Zielińskiego (1995). Symbole zastosowanego kodu litofacjalnego przedstawione są w tab. 1.

Kod litofacjalny użyto w celu jednoznacznego i konsekwentnego oznaczania jednostek depozycyjnych o tożsamy podstawowych cechach teksturalnych i strukturalnych. W pracy posłużono się trójstopniowym podziałem jednostek litofacjalnych (Zieliński 1992, 1993, 1995) (rys. 6).

Podstawową jednostką (pierwszego rzędu) jest litofacja. Jest to pojedyncza warstwa o zdefiniowa-

nych cechach teksturalnych i strukturalnych. Stanowi ona efekt depozycyjny migracji określonej formy dna lub koryta.

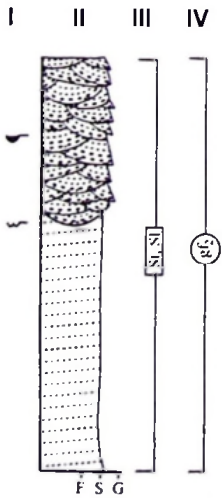
Jednostką drugiego rzędu jest zespół litofacjalny. Litosom taki tworzy najczęściej kilka litofacji o zbliżonej lub zróżnicowanej frekwencji. Kodowany jest on symbolami kodu litofacjalnego, które uzależnione są od występujących w danym zestawie litofacji wskaźnikowych lub/i jednostek o największej częstości. W przypadku kilku litofacji wskaźnikowych, w określonym zestawie, kod zespołu jest ich złożeniem. Litofacje istotne interpretacyjnie, ale o mniejszej częstości, umieszczono w nawiasach, natomiast litofacje akcesoryczne w kodzie pominięto. Paleosrodowiskowo zespół litofacjalny jest ekwiwalentem sedymentologicznym określonych warunków hydrodynamicznych transportu i depozycji osadu oraz morfologii dna na ograniczonym obszarze. Interpretacja genetyczna zespołu litofacjalnego pozwala na określenie subsrodowiska sedymentacyjnego.

Tabela 1

Zastosowane oznaczenia jednostek depozycyjnych zgodne z zasadą kodowania litofacjalnego według Zielińskiego (1992); częściowo zmienione

Used signs of depositional units according to lithofacial code after Zieliński (1992); partially modified

Kodowy zapis tekstury osadów	
G	żwir (zwykle o zwartym szkielecie ziarnowym)
GS	żwir piaszczysty (o rozproszonym szkielecie ziarnowym)
GSD	żwir piaszczysty, lekko gliniasty (o rozproszonym szkielecie ziarnowym)
S	piasek
SG	piasek żwirowy
SGD	piasek żwirowy, lekko diamiktonowy
GD	żwir diamiktonowy
SF	piasek mułkowy (ilasty)
SD	piasek diamiktonowy
F	muł, il
FS	mułek piaszczysty
D	diamikton (głina piaszczysto-ilasta z rozproszonymi klastami grubszymi)
Kodowy zapis struktury osadów	
m	masywna
h	warstwowanie (laminacja) pozioma (horyzontalna)
r	laminacja riplemarkowa
rc	laminacja riplemarków wstępujących
f	laminacja smużysta
lc	laminacja soczewkowata
w	laminacja falista
p	płaskie warstwowanie przekątne (tabularne)
t	rynnowe warstwowanie przekątne
l	małokątowe warstwowanie przekątne
i	dużokątowe warstwowanie nachylone
e	struktura erozyjna wielkiej skali
d	struktura zaburzona



Rys. 6. Przykład zastosowanego schematu podziału jednostek litofacjalnych

I – opis pozalogowy; II – log sedymentacyjny obrazujący zróżnicowanie litologiczne w profilu; III – granice i symbole zespołów litofacjalnych; IV – granice i symbol kompleksu litofacjalnego

Example of lithofacial subdivision used in the study

I – description apart from profile; II – sedimentary profile showing the lithological diversification of sediments; III – boundaries and symbols association of lithofacies; IV – boundaries and symbols of lithofacial complex

Kodowy zapis glaciomarginalnych środowisk depozycyjnych wg Terpiłowskiego (2003); zmodyfikowane
Code of glaciomarginal deposition environments after Terpiłowski (2003); modified

Grupy środowisk depozycyjnych Group of deposition environment Symbol grupy kompleksów lito-facialnych Sign of group of lithofacial com- plexes	Grupa genetyczna osadów Genetic group of deposits	Środowisko depozycyjne Deposition environment Symbol kompleksów lito-facialnych Sign of lithofacial complex	Proces depozycyjny Deposition process Diagnostyczny typ genetyczny osadu Diagnostic genetic type of deposit
środowiska glacialne glacial environment g	osady glacialne glacial deposits	subglacialne g ₁	wytapianie i depozycja osadu z mobilnego lodu głina z odłożenia
		inglacialne g ₂	wytapianie osadu z martwego lodu i depozycja bez przemieszczenia głina wytopieniowa
		supraglacialne g ₃	wytapianie osadu z lodu żywego lub martwego i depozycja oraz gra- witaryjna redepozycja subarealna lub subakwalna głina spływowa
środowiska glacialimiczne glaciolacustrine environment gl	osady glacialimiczne glaciolacustrine deposits	skłonu misy jeziornej (w tym przyłodowe) gl ₁	depozycja i redepozycja ze spływów i prądów grawitacyjnych debryty, turbidyty, osady deltowe
		równiny dennej jeziora gl ₂	wytapianie osadu z pływającego lodu i opadowa depozycja klasy z napławiania
			opadanie drobnoziarnistej zawiesiny osady parapelagiczne
środowiska glaciofluwialne glaciofluvial environment gf	osady glaciofluwialne glaciofluvial deposits	proksymalne gf ₁	depozycja z wysokoenergetycznych przepływów korytowych lub za- lewów warstwowych, głównie w sąsiedztwie czoła lądolodu aluwia żwirowe
		dystalne gf ₂	depozycja z niskoenergetycznych przepływów korytowych lub zale- wów warstwowych aluwia piaszczyste

Jednostką najwyższego, trzeciego, rzędu jest kompleks litofacjalny. Zostaje on wyznaczony po połączeniu sąsiadujących ze sobą pionowo lub obocznie zespołów litofacjalnych. Ważną cechą tak łączonych litosomów jest fakt, że muszą one wykazywać pewną logiczną ciągłość wyrażoną stabilnością warunków akumulacyjnych lub ich konsekwentną zmiennością, będącą następstwem stopniowej ewaluacji środowiska sedymentacyjnego. Kompleks litofacjalny jest wyznaczeniem określającym środowisko sedymentacyjne. Przy kodowaniu kompleksów litofacjalnych odstąpiono od symboli litofacjalnych i przyjęto system zaproponowany przez Terpiłowskiego (2003) (tab. 2).

W klasyfikacji tej podstawą podziału środowisk glacialmarginalnych było zróżnicowanie procesów depozycyjnych w ich obrębie. Autor ten wyróżnił trzy grupy środowisk depozycyjnych:

- glacialne – g,
- glacialimniczne – gl
- glacialfluwalne – gf.

Indeksowymi dla ich wyróżnienia są główne grupy genetyczne osadów glacialmarginalnych (Brodzikowski, Van Loon 1991), których wyróżnienie nie sprawia większych trudności nawet w czasie badań terenowych. Dla grupy osadów glacialnych wskaźnikowymi są litofacje diamiktonowe, dla osadów glacialimnicznych – rytmity litofacji piaszczysto-

sto-mułkowych, a dla osadów glacialfluwalnych – prądowe litofacje piaszczyste i żwirowe (Terpiłowski 2003).

W obrębie grup środowisk depozycyjnych wyróżniono, na podstawie dominujących procesów akumulacyjnych, środowiska depozycyjne odpowiadające kompleksom litofacjalnym. Ich symbole oraz powiązanie z odpowiednimi procesami ilustruje tabela 2. Przy określaniu miąższości poszczególnych litofacji, przyjęto następujące przedziały skali zestawów: do 6 cm – mała skala, 6–30 cm średnia skala, powyżej 30 cm wielka skala. Wyliczenia głębokości paleoprzepływów obliczono na podstawie miąższości litofacji warstwowych przekątnie tabularnie lub rynnowo, wykorzystując formuły matematyczne zamieszczone w pracach Klimka (1972) oraz Zielińskiego (1992). Dla wniosków paleogeograficznych istotnym uzupełnieniem była również analiza morfologiczna bazująca na materiałach kartograficznych.

W niektórych formach, dla interpretacji procesów sedymentacyjnych oraz wniosków paleogeograficznych, znaczna rolę odgrywała również interpretacja struktur deformacyjnych. Ten aspekt badań stanowił jednak marginalną rolę, stąd interpretacje struktur deformacyjnych oparte zostały na powszechnie znanych w literaturze przykładach mechanizmów wyjaśniających ich rozwój.

ŚRODOWISKA SEDYMENTACYJNE W KEMACH

W najbardziej otwartej definicji mianem środowiska sedymentacyjnego określa się obszar akumulacji osadów, wraz ze wszystkimi warunkami fizycznymi, chemicznymi i biologicznymi, jakie w nim panują. Warunki te determinują przebieg procesów sedymentacyjnych oraz charakter osadów gromadzących się w wyniku ich działania (Gradziński *et al.* 1986).

Różnorodność cech środowiskowych i geomorfologicznych obszarów akumulacji oraz złożoność procesów w ich obrębie powoduje, że do chwili obecnej nie wypracowano jednoznacznych zasad klasyfikacji środowisk sedymentacyjnych. Stąd też środowisko sedymentacyjne jest jednym z najszerzych pojęć funkcjonujących w badaniach geologicznych. Powszechną praktyką jest podział środowisk sedymentacyjnych według cech wskaźnikowych właściwych dla potrzeb określonego opracowania (Gradziński *et al.* 1986; Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991; Brodzikowski 1992a). Najczęstszymi kryteriami jakimi posługują się badacze są:

- dominujące procesy depozycyjne (np. wód płynących, stagnujących, wytopiskowe);
- sytuacje geomorfologiczne (np. dolinne, stokowe);
- warunki paleogeograficzne (np. sandrowe, subglacialne);
- typy basenów sedymentacyjnych (np. limniczny, abisalny) itp.

Mimo powstającej w ten sposób dużej liczby wyróżnianych typów środowisk sedymentacyjnych ich zakres pojęciowy jest powszechnie zrozumiały w kontekście danych opracowań.

Analizę procesów depozycyjnych w kemach autor prowadził w obrębie glacialimnicznych środowisk depozycyjnych w subśrodowisku strefy glacialmarginalnej (Terpiłowski 2003; Zieliński 2003) określanej też mianem strefy terminoglacjalnej (Brodzikowski, Van Loon 1987, 1991) lub strefy marginalnej (Kozarski 1990). Wyznacznikiem tak pojętego środowiska glacialmarginalnego jest

depozycja osadów w bezpośrednim sąsiedztwie mas lodowych zarówno aktywnych, jak i pasywnych. Strefa ta cechuje się dużą zmiennością warunków energetycznych procesów geologicznych. W stosunku do strefy glacialnej na pierwszy plan wysuwają się tu procesy glacifluwalne, które zazębiają się w części skrajnie proksymalnej z oddziaływaniem mas lodowych i procesami masowymi, głównie spływami. Z uwagi na fakt, że zmiana warunków sedymentacji przebiega gwałtownie w środowisku tym pojawiają się znaczne zmiany gradientów energii (Brodzickowski, Van Loon 1987, 1991; Kłysz 1990; Terpiłowski 2003; Zieliński 2003).

W niniejszej pracy kemmy traktowana są nie jako obszary kemowego środowiska sedymentacyjnego, ale jako wyraźnie ograniczone przestrzenie i wyróżniające się z otoczenia obszary sedymentacji występujące w określonych warunkach paleogeograficznych. W obrębie tak pojętego kemu może funkcjonować kilka środowisk sedymentacyjnych o różnicowanych warunkach akumulacji osadów. Podejście takie wydaje się słuszne w kontekście prowadzonej w literaturze przedmiotu dyskusji nad wydzieleniami środowisk sedymentacyjnych w obrębie systemu glacialnego (Bartkowski 1967; Brodzickowski, Van Loon 1987, 1991; Kłysz 1990; Zieliński 1993, 2003; Terpiłowski 2003) oraz wyników badań terenowych.

Zgodnie z założeniami przedstawionymi w rozdziale „Cel i metody pracy”, opierając się na propozycji podziału środowisk glacialmarginalnych zaproponowanych przez Terpiłowskiego (2003) (tab. 2), a także na podstawie analizy zebranego w terenie materiału dokumentacyjnego, autor wyróżnił w obrębie form kemowych następujące środowiska: glacifluwalne, glacialimniczne i glacialne.

ŚRODOWISKA GLACIFLUWIALNE (gf)

W strefie glacialmarginalnej występuje obfitość wód pochodzących z ablacji mas lodowych. Dotyczy to w szczególności tych obszarów gdzie następuje proces arealnego zaniku lodu w warunkach postępującego, klimatycznie uwarunkowanego, wzrostu energii cieplnej środowiska. Pod względem fizycznym sedymentacja glacifluwalna posiada wszelkie cechy tożsame procesom depozycyjnym w środowisku fluwalnym (Gradziński *et al.* 1986). Jednakże w warunkach odpływu glacifluwalnego pojawia się szereg istotnych, dodatkowych zmiennych środowiskowych, które decydują o specyfice zapisu sedymentacyjnego serii deponowanych w tym środowisku. O odmienności charakteru litofacjalnego osadów de-

ponowanych w tym środowisku decydują głównie takie elementy jak:

- zmienność wydajności przepływów w czasie (pulsacyjność), związana ze zmiennym rytmem ablacji (dobowym, rocznym etc.) (Zieliński 1993, 1997; Lundqvist 1999);
- szybka lateralna zmienność cech litologicznych osadów związana z odległością od mas lodowych (Zieliński 1993, 1997, 1998; Terpiłowski 2003);
- niezmiennie złożony systemem krążenia wód supra-, in- i subglacialnych powodujący epizodyczne „spusty” znacznych ilości wód typu *jökulhlaup* (Smith 1985; Brodzickowski, Van Loon 1991; Maizels 1993; Zieliński 2003).

Wymienione zmienne decydują w głównej mierze o tym, że poza nielicznymi przypadkami rzeczywisty przebieg procesów depozycji osadów przez wody proglacialne jest zasadniczo odmienny od warunków ekstraglacialnych.

Dla systematyki procesów sedymentacyjnych, w systemach odpływu proglacialnego, szczególnie istotny jest fakt, że już na początku spływu pojawia się niemal całość wód biorących w nim udział. Powoduje to szybkie rozfrakcjonowanie teksturalne i strukturalne osadów tego środowiska wyrażone funkcją odległości transportu. Stąd też niezależnie od cech takich jak wielkość i nachylenie powierzchni akumulacyjnej, czy też kierunek transportu w stosunku do osi morfologicznej, można w obrębie traktów wód proglacialnych wyodrębnić strefę proksymalną, bliższą strefie alimentacyjnej i strefę dystalną nie znajdującą się w bezpośrednim sąsiedztwie mas lodowych.

Środowisko proksymalne (gf₁)

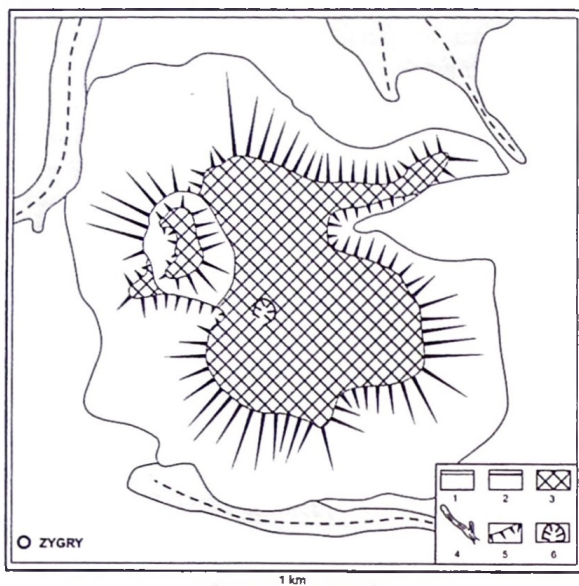
Stanowisko: Zyгры

Profil: Zyгры

Akumulacja w warunkach skrajnie proksymalnego, zwirowanego traktu roztokowego

Kem w Zygrach położony jest na północ od miejscowości Szadek (rys. 1). Posiada on postać rozległego stoliwa (rys. 7) bardzo czytelnego w morfologii z uwagi na rozległe, otaczające go obniżenia wytopiskowe. Prezentowany profil osadowy występuje w południowej części formy stanowiąc najwyższe z zaobserwowanych ogniw litologicznych. W spągu ścina on erozyjnie piaszczysto-zwirowe serie glacifluwalne.

Przedmiotem prezentacji jest seria zwirowa o miąższości 2,5 m. Grubofrakcyjny materiał stanowią klasty skał węglanowych, głównie margli, o bardzo dobrym stopniu obtoczenia. Udział otoczków skał krystalicznych nie przekracza w osadzie 10 %. W profilu całego kompleksu można zauważyć stopniowe drobnienie frakcji zwirowej w kierunku



Rys. 7. Stanowisko Zygrzy. Otoczenie geomorfologiczne

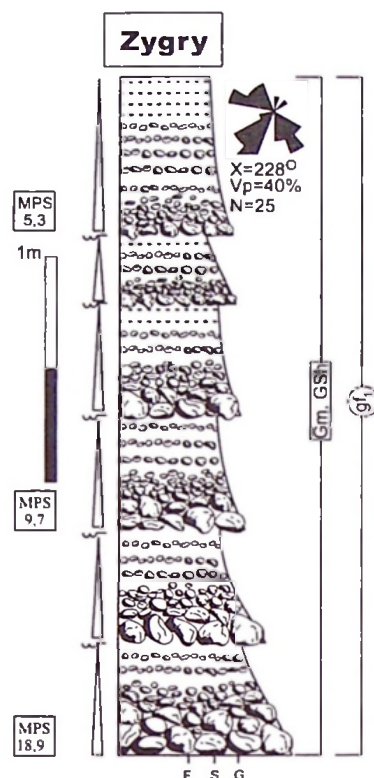
1 – wysoczyzny; 2 – terasy rzeczne; 3 – kemy; 4 – doliny i suche doliny; 5 – stoki; 6 – odkrywki

The Zygrzy site. Geomorphological surroundings

1 – interfluvies; 2 – river's terraces; 3 – kames; 4 – vales and dry vales; 5 – slopes; 6 – excavations

stropu. Pomierzone wartości MPS w warstwach żwirowych wykazały wyraźny spadek wartości odpowiednio z 18,9 cm w spągu do 9,7 cm w strefie środkowej i 5,3 cm w stropie kompleksu. MPS dla skał krystalicznych wyniósł 7 cm (rys. 8).

Zespoły litofacjalne (*Gm*, *GSh*) w obrębie kompleksu posiadają znaczną rozciągłością lateralną. Granice między nimi mają charakter erozyjny podkreślony występowaniem najgrubszych klastów żwirowych o średnicy dochodzącej maksymalnie do 30 cm. Należy tu jednak pamiętać, że są to otoczaki skał węglanowych. Cechują się one znacznie mniejszym ciężarem właściwym i mogły być transportowane przy mniejszej energii strumienia, niż by to miało miejsce w przypadku skał krystalicznych. Spągowe części zespołów budują średnioskalowe litofacje żwirowe (*Gm*). Posiadają one masywną strukturę i stosunkowo zwarty szkielet ziarnowy. Niewielkie ilości matriksu ograniczone są do bardzo drobnych żwirów i gruboziarnistych piasków. Sporadycznie w obrębie wypełnienia można napotkać toczące ilaste lub powierzchnie wzbogacone w materiał ilasty. Litofacje żwirowe przechodzą ku stropowi w średnioskalowe jednostki żwirowo-piaszczyste o warstwowaniu horyzontalnym (litofacje *GSh*), a w stropie w wielkoskalowe serie piaszczysto-żwirowe również o warstwowaniu horyzontalnym (litofacje *SGh*). Przy słabym stopniu wysortowania osadu jednostki te zdominowane są przez depozycję gruboziarnistych piasków, pośród których w sposób chaotycznie rozłożony tkwią klasty żwirowe.



Rys. 8. Stanowisko Zygrzy. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Zygrzy site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

Osady budujące opisany profil akumulowane były w stale utrzymujących się warunkach przepływów nadkrytycznych lub przejściowych do nich. Słabe wysortowanie osadu świadczy o dużym tempie agradacji uniemożliwiającym prądową segregację materiału rumowiska. Skala i struktura jednostek depozycyjnych w zestawieniu z ich rozciągłością lateralną wskazuje, że przepływy zachodziły w obrębie płytkich i bardzo szerokich koryt roztokowych. Swym charakterem zbliżone były do zalewów warstwowych występujących na stożku (Brodzickowski, Van Loon 1991; Zieliński 1992). Powtarzające się sekwencje normalnego uziarnienia frakcjonalnego w poszczególnych zespołach są następstwem rytmiki oraz dużej zmienności w dostawie wód ablastycznych. Faza narastania wezbrania wiązała się z silną erozją osadów złożonych we wcześniejszych cyklach osadowych. Jej efektem jest brak górnych, drobnoziarnistych części sekwencji opadającego wezbrania (Zieliński 1997) oraz wykształcenie wyraźnych powierzchni erozyjnych. Wielkość klastów występujących na tych powierzchniach dokumentuje kompetencję transportową ośrodka w czasie maksimum fali wezbraniowej.

Akumulacja związana jest z okresami opadania wezbrania. Zachodziła ona w warunkach przepływów nadkrytycznych w wyniku szybkiej pionowej

wej akrecji materiału transportowanego w przesłonie trakcyjnej. Małe głębokości strumienia uniemożliwiały rozwój odsypów podłużnych, klasycznych dla żwirowych traktów roztokowych. Na dnie powstawała jedynie ich inicjalna forma w postaci tafloidalnej żwirowej pokrywy dennej o dużym zasięgu (Smith 1985; Zieliński 1992, 1993). Zmniejszająca się ku stropowi wielkość klastów w obrębie litofacji żwirowych, przy jednoczesnym braku poprawy wysortowania wskazuje, że proces ten wiązał się ze spadkiem kompetencji transportowej środowiska, a nie z bardziej dystalnym położeniem w stosunku do strefy zasilania. Obecność toczenców ilastych lub domieszki materiału mułkowego w obrębie matriksu litofacji żwirowych jest świadectwem zasilania koryt spływami diamiktów, które następnie były rozmywane i redeponowane przez wody ablacyjne. Za taką interpretacją świadczą toczence ilaste, których obecność wiąże się z rozmywaniem miększych serii tego typu materiału. Jest mało prawdopodobne, aby powstawały one w wyniku niszczenia najwyższych ogniw wcześniejszych cykli osadowych. Prezentowany kompleks stanowi zatem jeden z przykładów najbardziej proksymalnych środowisk depozycyjnych przepływów glacyfluwialnych. Znajduje się on na granicy pomiędzy przepływami hydraulicznymi a silnie uwodnionymi spływami mas (*fluidal flow*; gliny allochtoniczne), w których przy podobnym pokroju strukturalnym udział materiałów ilastych i mułkowych jest większy (Kasprzak, Kozarski 1989; Zieliński 1993; Zieliński, Van Loon 1996).

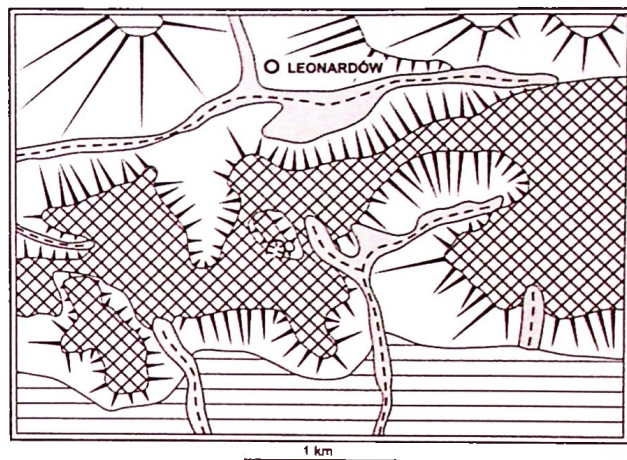
Prezentowany profil dokumentuje akumulację w warunkach bardzo szerokiego i płytkiego koryta roztokowego zdominowanego przez przepływy o wybitnie krótkookresowej, sterowanej ablacją zmienności kompetencji strumienia. Środowiskiem depozycji był żwirowy, proksymalny trakt roztokowy, gdzie w wyniku małych głębokości oraz silnego przeciążenia transportowego jedyną formą depozycji była tafloidalna pokrywa denna.

Stanowisko: Leonardów

Profil: Leonardów I

Depozycja z cyklicznych zalewów warstwowych w płytkim proksymalnym korycie reztokowym

Stanowisko Leonardów położone jest na N od Łodzi, między Zgierzem a Strykowem (rys. 1). Odkrywkę wykonano w rozległym stoliwie kemowym o wysokościach względnych dochodzących do 10 m (rys. 9). Nadbudowuje ono płaską powierzchnię poziomu strykowskiego, w strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich (Klatkowska 1965, 1972a). Opisany kompleks osadowy znajduje się w południowej części formy (rys. 9) w obrębie odsłonięcia



Rys. 9. Stanowisko Leonardów.
Otoczenie geomorfologiczne

objaśnienia jak do rysunku 7

The Leonardów site. Geomorphological surroundings

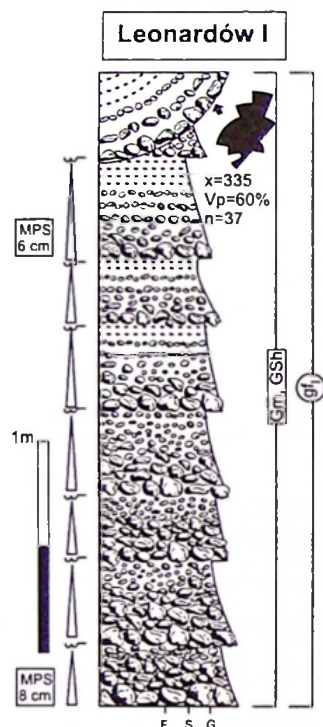
for explanations see Fig. 7

rozcinającego drugorzędą kulminację stoliwa. Wypełnia on bardzo rozległą rynną erozyjną wyciętą w drobnopiaszczystych osadach. Jego mięgkość jest bardzo zróżnicowana. Generalnie nie przekracza ona 1,5 m, lokalnie jednak, w obrębie struktury zapadli-skowej powstałej w wyniku procesów glacystatycznych (Jaksa 2003b), osiąga wartość 5 m.

Charakteryzowany kompleks w całości budują osady gruboziarniste. Tworzą one rytmicznie powtarzające się żwirowe zespoły litofacjalne o strukturze masywnej (zespoły litofacjalne *Gm*, *GSm*) (rys. 10).

Jednostki te mają przeciętną mięgkość 30–40 cm i tabularny pokrój. Kontakty pomiędzy zespołami są wyraźnie erozyjne, co podkreśla występowanie w ich płaszczyźnie grubych żwirów o charakterze zbliżonym do bruku korytowego (litofacje *Gm*). Średnica najgrubszych klastów w ich obrębie dochodzi do 10 cm. Ponad brukiem znajdują się słabo wysortowane średnioziarniste i drobnopiaszczyste żwiry o strukturze masywnej (litofacje *GSm*). W osadzie nie stwierdzono imbricacji. W stropie kompleksu występują struktury wielkoskalowych rozcięć erozyjnych wypełnionych współkształtnie osadami żwirowymi. W profilu całego kompleksu charakterystyczne jest stopniowe drobnienie materiału poszczególnych ogniw ku stropowi. Wyraża się to głównie zmniejszaniem grubości żwirów budujących spągowe części poszczególnych jednostek (MPS w serii spągowej 8 cm; w stropie jednostki 6 cm). W częściach brzeżnych kompleksu zaobserwowano inkorporację brył piaszczystych podłoża w obręb jednostek żwirowych.

Depozycja opisywanego kompleksu poprzedzona została silną erozją złożonych wcześniej drobnych piasków. O intensywności procesu erozji podłoża



Rys. 10. Stanowisko Leonardów I. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Leonardów I site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

świadczą liczne porwaki materiału drobnopiaszczystego zarejestrowane w częściach skrzydłowych kompleksu. Dowodzi to również tego, że wcześniej złożone aluwia, które ulegały erozji, były przemarznięte. W efekcie fazy niszczenia wypreparowana została szeroka i stosunkowo płytka rynna stanowiąca następnie strefę depozycji osadów żwirowych. Quasi-rytmiczny charakter wypełnienia rozcięcia wskazuje, że przepływy w jego obrębie cechowały się bardzo silną krótkookresową zmiennością wydatku i mocy strumienia.

Hydrauliczne warunki depozycji opisywanej jednostki są podobne do prezentowanych wcześniej w profilu zarejestrowanym w kemie w Zygrach. Akumulacja zachodziła w warunkach powtarzających się, wysokoenergetycznych, płytkich przepływów o charakterze zalewów warstwowych. W stosunku do stanowiska w Zygrach cechowały się one jednak wyższą kompetencją oraz dynamiką. Świadczy o tym grubszy frakcjonalnie materiał (w porównywalnej grupie skał krystalicznych) całkowity brak litofacji piaszczystych. Najprawdopodobniej te drobnoziarniste jednostki akumulowane w fazach zamierania przepływu były następnie całkowicie niszczone w czasie kolejnych fal wezbraniowych. W warunkach tego typu płytkich, przeciążonych rumowiskiem przepływów, depozycja zachodziła już przy nieznacznym zmniejszeniu wydajności strumienia poprzez „zamarcie” (zamrożenie)

materiału przenoszonego w przesłonie trakcyjnej (Zieliński 1993). Efektem procesu jest masywny charakter litofacji, słabe wysortowanie oraz brak imbrykacji klastów. Jedyną formą dna rozwijającą się w takich warunkach była żwirowa pokrywa denna. Maksymalna wielkość żwirów występujących w spagu poszczególnych zespołów wskazuje na maksymalną kompetencję transportową poszczególnych fal wezbraniowych. Widoczne w profilu zmniejszanie się średniej średnicy ziarna świadczy, że w czasie akumulacji kompleksu energia przepływów stopniowo malała.

W stosunku do profilu zarejestrowanego w odsłonięciu w Zygrach, prezentowany kompleks osadowy cechuje się grubsza frakcją w grupie skał krystalicznych. Wraz ze stylem strukturalnym wskazuje to na środowisko o większej wydolności transportowej. Lepszy stopień segregacji materiału matriksu w obrębie ławic żwirowych świadczy o bardziej dystalnym położeniu w stosunku do strefy alimentacyjnej.

Prezentowany profil osadowy dokumentuje wypełnianie rozległego rozcięcia erozyjnego w obrębie wcześniej złożonych osadów kemu w warunkach funkcjonowania proksymalnego, żwirowego traktu roztokowego. Depozycja zachodziła w czasie cyklicznych, płytkich zalewów warstwowych odznaczających się silną erozją w czasie narastania wezbrania i gwałtowną depozycją materiału z przesłony trakcyjnej w formie pokryw dennych.

Stanowisko: Niemgłowy (Wał Rylska)

Profil: Niemgłowy

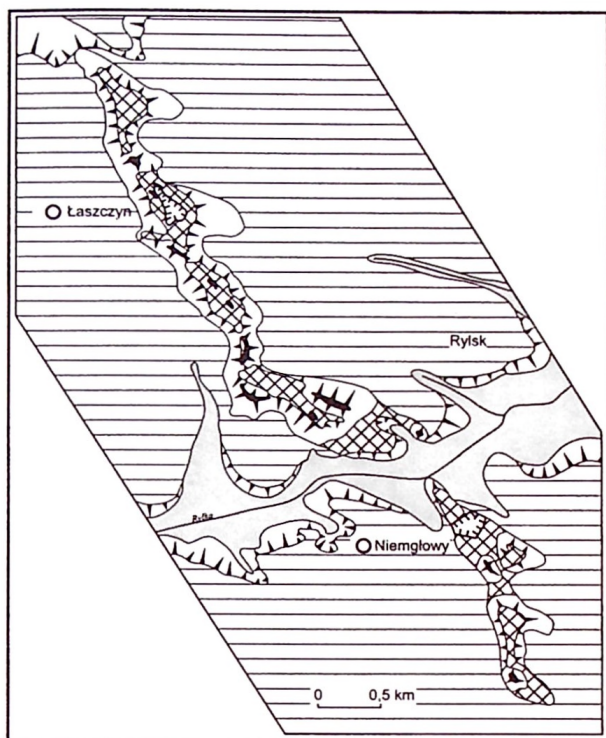
Dyferencjacja „normalnej” i „katastrofalnej” depozycji w proksymalnej części stożka glacialfluwialnego

Prezentowany kompleks osadowy położony jest na południowy zachód od Białej Rawskiej (rys. 2) w południowo-wschodniej części Wału Rylska (rys. 11).

Stoki formy wykazują asymetrię, południowo-zachodni jest stromy, krótki i opada do zagłębienia bezodpływowego, natomiast stok przeciwny jest długi, łagodnie nachylony i stopniowo przechodzi w poziom wysoczyznowy (Jaksa, Rdzany 2002). Profil osadowy zarejestrowano przy górnym załomie stoku południowo-zachodniego. Stanowi on najwyższą jednostkę strukturalną wału w tej części.

Charakterystyczną wielkoskalową cechą struktury prezentowanych osadów jest ich monoklinalne nachylenie z południowego zachodu na północny wschód pod kątem około 7°. W osadzie dominują znacznej rozciągłości litofacje piasków średnio- i gruboziarnistych o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*).

W ich obrębie występują mikrocykle frakcjonalnego uziarnienia o miąższości nie przekraczającej



Rys. 11. Stanowiska Łaszczyn i Niemglów.
Otoczenie geomorfologiczne

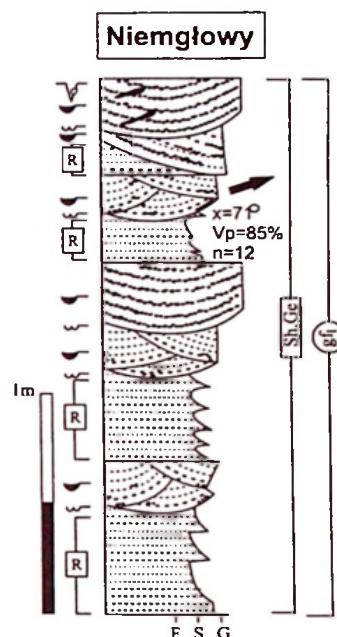
objaśnienia jak do rysunku 7

The Łaszczyn and Niemglów sites.
Geomorphological surroundings

for explanations see Fig. 7

5 cm w postaci lamin piasków gruboziarnistych przechodzących frakcjonalnie w piaski średnioziarniste. Litofacje *Sh* rozcinane są wielkoskalowymi korytami erozyjnymi (*Ge*, *SGe*) (rys. 12). Nie tworzą one ciągłych poziomów tabularnych, ale koncentrują się w pewnych ograniczonych strefach. Ich wypełnienie stanowi zdecydowanie grubszy i gorzej wysortowany materiał niż w obrębie litofacji horyzontalnych. Najczęściej są to piaski żwirowe lub żwiry o warstwowaniu przekątnym tabularnym. W obrębie rynien żwirowych lokalnie spotkać można porwaki materiału diamiktonowego. Pomiary kierunkowe wykonane w spągach rozcięć erozyjnych wykazały, że przepływy odpowiedzialne za ich powstanie skierowane były poprzecznie w stosunku do osi morfologicznej formy.

Prezentowany profil osadowy stanowi zapis akumulacji na proksymalnym odcinku stożka proglacialnego, sypanego poprzecznie w stosunku do osi morfologicznej formy. Znaczne nachylenie powierzchni akumulacyjnej nie sprzyjało koncentracji strumienia i wydatnie zwiększało szybkość odpływu wód. W efekcie dominowała depozycja w warunkach płytkowodnych zalewów warstwowych, z którymi związana jest akumulacja piaszczystych serii warstwowanych horyzontalnie (*Sh*). Cykliczny, frakcyjny charakter uziarnienia w obrębie tych jednostek



Rys. 12. Stanowisko Niemglów. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Niemglów site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

jest następstwem okresowej zmienności w dostawie wód ablacyjnych na powierzchnię akumulacyjną. Taką mikroskalową cykliczność akumulacji w przypadku wód lodowcowych, szczególnie podatnych na fluktuacje wydajności zasilania, można wiązać ze zmiennością rytmu ablacyjnego w sekwencji dzieńnoc (Zieliński 1997). Dominująca czasowo akumulacja serii piaszczystych, z płytkowodnych lateralnych zalewów, przerywana była zdarzeniami jednoczasowego spustu znacznych ilości wód ablacyjnych. Wyływały one w sposób skoncentrowany i rozcinały powierzchnię stożka korytami erozyjnymi. Natomiast w fazie opadania wezbrania koryta zasypanye były niesionym materiałem. Tak więc, każda indywidualna struktura tego typu jest zapisem pojedynczego, gwałtownego, skoncentrowanego spływu wód ablacyjnych. Znaczna wydolność transportowa tych przepływów umożliwiała transport frakcji gruboziarnistych. Segregacja prądowa powodowała, że w strefie przylodowej depozycja obejmowała głównie materiał żwirowy i piaszczysto-żwirowy, natomiast części drobne odprowadzane były w kierunku dystalnym. Obecność ich w matriksie litofacji żwirowych wynika z dużego tempa depozycji, które powodowało pogrzebywanie drobnego materiału pomiędzy klastami żwirowymi. Wypełnienia struktur erozyjnych odznaczają się znacznie grubszy ziarnem niż litofacje piasków warstwowanych horyzontalnie. Obecność litofacji (*SGe* i *Ge*) Zieliński (2003) uważa za wskaźnikowe dla strefy glacialmarginalnej.

O proksymalnym położeniu prezentowanego kompleksu świadczy również obecność w wypełnieniach żwirowych tocznic materiału diamiktonowego. Są one zapisem dostarczania do koryt erozyjnych ablastycznego materiału spływów grawitacyjnych (Zieliński 1992, 1993). Słaby stopień obtoczenia większości klastów diamiktonowych wskazuje, że droga transportu w rumowisku była stosunkowo krótka.

Charakterystyczną cechą dla tego typu kanałowych rozcięć erozyjnych jest również mała krętość. Wyliczony stopień zwartości dla stanowiska Niemgłowy jest bardzo wysoki $V_p = 85\%$. W opisywanym stanowisku jego istotność statystyczna jest jednak ograniczona małą liczbą pomiarów ($n = 12$) wynikająca z ilości rozcięć, które były możliwe do pomiarzenia w odsłonięciu.

Analizowany kompleks osadowy dokumentuje dynamikę akumulacji w proksymalnej części glacialmarginalnego stożka fluwioglacjalnego. Dominowała na nim sedymentacja piasków warstwowych horyzontalnie, z zalewów warstwowych, przerywana skoncentrowanymi wypływami wód ablastycznych, rozcinających powierzchnię akumulacyjną szeregiem koryt erozyjnych wypełnionych materiałem żwirowym lub piaszczysto-żwirowym.

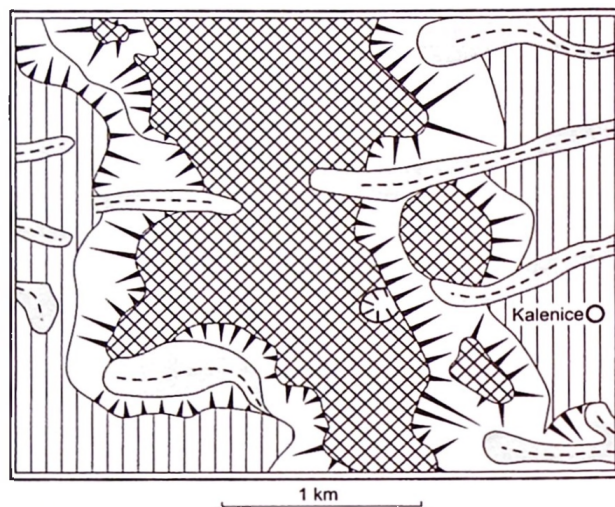
Stanowisko: Kalenica (Wał Domaniewicki)

Profil: Kalenica

Lateralne i wertykalne następstwo cech proksymalnego i dystalnego środowiska sedymentacyjnego

Odkrywka położona jest w obrębie Wału Domaniewickiego (rys. 1), w jego środkowej części (rys. 13). Odsłonięcie wykonano po stronie wschodniej,

przy górnej krawędzi formy, w miejscu, gdzie stok przechodzi w powierzchnię grzbietową.

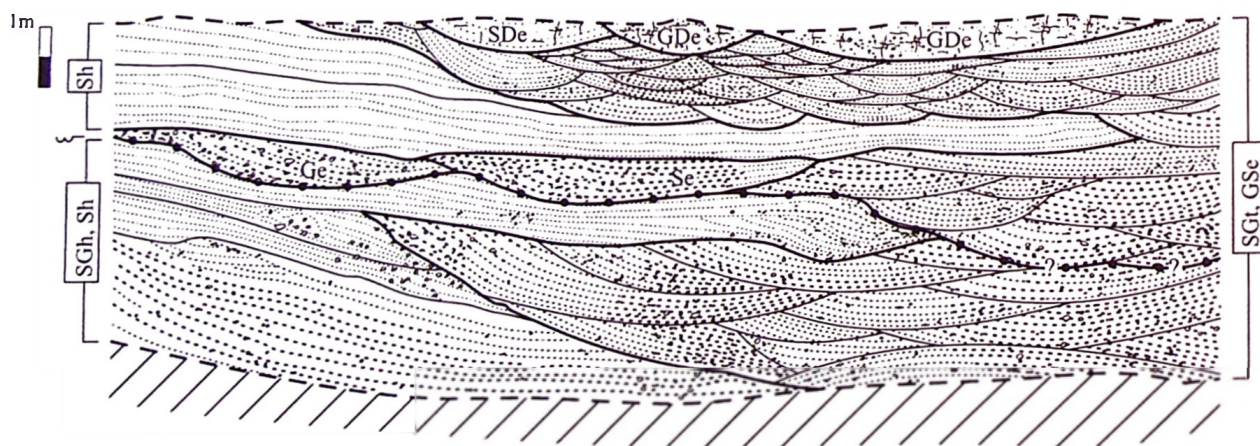


Rys. 13. Stanowisko Kalenica. Otoczenie geomorfologiczne
objaśnienia jak do rysunku 7

The Kalenica site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7

W obrębie prezentowanego kompleksu osadowego można wyróżnić dwa zasadniczo odmienne zespoły osadowe (rys. 14).

W części zachodniej odkrywki zarejestrowano kompleks osadowy (*SGh*, *Sh*). Budują go głównie litofacie warstwowane horyzontalnie. W jego spągu występuje wielkoskalowa litofacja średnioziarnistych piasków o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*) ścięta



Rys. 14. Stanowisko Kalenica. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Kalenica site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

erozyjnie przez żwirowo-piaszczystą jednostkę o miąższości 2 m, również warstwowaną horyzontalnie (*SGh*). W jej obrębie zaobserwowano występowanie cykli o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym – od drobnych żwirów w spagu cyklu po średnioziarniste i gruboziarniste piaski w stropie.

Ponad tym zespołem osadowym występuje wielozestaw średnioskalowych litofacji średnioziarnistych piasków o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*). Ścinany jest on w stropie jednostkami żwirowo-piaszczystymi o strukturze masywnej (*GSm*) lub stanowiącymi wypełnienia wielkoskalowych rozcięć erozyjnych (*Ge*) i (*Se*). Rozcięcia te są częścią powierzchni erozyjnej wielkiej skali zapisanej na całej szerokości odsłonięcia. Ponad tą powierzchnią występują dwie litofacje piaszczyste, warstwowane horyzontalnie (*Sh*). Dolna jest gorzej wysortowana, z domieszką żwirów, natomiast górna charakteryzuje się znaczną homogenicznością w obrębie piasków średnioziarnistych. Charakterystyczną cechą osadów zespołu (*SGh*, *Sh*) jest ich monoklinalne zapadanie w kierunku NEE oraz obecność w przystropowej części profilu struktury dysjunktywnej o charakterze rowu zrzutowego ograniczonego powierzchniami uskoków.

Obocznie opisywany zespół litofacyjny kontaktuje erozyjnie z wielkoskalowym wielozestawem litofacji (*GSe*). Wielozestaw ten budują żwirowo-piaszczyste zespoły litofacyjne o pokroju rynnowym. Charakterystyczną cechą jest tu słaby stopień wysortowania, choć nie zaobserwowano w wypełnieniach rynien materiału drobnoziarnistego. Miąższość tej jednostki przekracza 4 m. Pomiary kierunkowe wykazały odpływ wód w kierunku NE, czyli generalnie poprzecznie w stosunku do osi morfologicznej wału. W części zachodniej, wielozestaw (*GSe*) kontaktuje w stropie lokalnie z piaskami średnioziarnistymi o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*). Litofacja ta rozcięta jest następnie przez zespoły rynnowe wielkoskalowego wielozestawu piasków żwirowych o warstwowaniu rynnowym (*SGt*), który rozcina również strop jednostki (*GSe*). W stropie odsłonięcia występuje poziom wielkoskalowych rozmyć erozyjnych (*GDe*) i (*SDe*), wypełnionych żwirami piaszczystymi ze znacznym udziałem materiały diamiktonowego.

Warunki hydrodynamiczne akumulacji zespołu osadowego (*SGh*, *Sh*) są zbliżone do opisanych wcześniej w odsłonięciu Niemglowy. Depozycja tych serii zachodziła z płytkowodnych lateralnych zalewów warstwowych o zmiennej dynamice. Charakterystyczna jest tu litofacja *GSh*. Słabo czytelne warstwowanie lamin oraz brak ciągłości w równoległym ich przebiegu wskazują na znaczne tempo akumulacji oraz inicjalne procesy rozwoju form pozytywnych w czasie formowania jednostki. Małe głębokości warstwy wod-

nej, przy znacznej szybkości strumienia, powodowały jednak natychmiastowe rozmywanie tych form. Stąd brak warstwowań przekątnych, nawet małokatowych, w jej obrębie. Ponieważ zdolność transportowa strumienia zależy od masy wodnej oraz szybkości płynięcia, to akumulacja materiału żwirowego w tak płytkowodnych warunkach świadczy o bardzo dużej szybkości spływu wód. Możliwe jest, że w takich warunkach dochodziło lokalnie do rozwoju form antywydmowych na dnie. Występowanie cykli normalnego uziarnienia frakcjonalnego wskazuje, że akumulacja tej litofacji zachodziła w efekcie szeregu powtarzających się zalewowych cykli wezbraniowych.

Odmienną genezę posiada występujący obocznie wielozestaw litofacji żwirowo-piaszczystych o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Charakter litologiczny osadu wskazuje na wysoką zdolność transportową wód. Wynikała ona ze znacznych głębokości strumienia, szacowanych na podstawie miąższości zespołów rynnowych nawet do 2,5 m. Możliwość zaistnienia tego typu sedimentacji wiązana jest z funkcjonowaniem proglacialnych głębokich koryt roztokowych. Kształtowane one były przez gwałtowne procesy lokalnej erozji i akumulacji związane z szybkimi i nagłymi zmianami wydatku strumienia (Smith 1985; Zieliński 1993). Zapisem erozji wezbraniowej są wielkoskalowe rozcięcia korytowe, natomiast ich żwirowo-piaszczyste wypełnienia, o bardzo słabym stopniu wysortowania materiału, świadczą o szybkim wypełnianiu w czasie opadania fali powodziowej. Funkcjonowanie zmiennych przepływów przeciążonych unoszonym rumowiskiem jest typowe dla koryt proksymalnych. Homogeniczność strukturalną tego typu serii glaci-fluwalnych w środowisku glaciomarginalnym Terpiłowski (2001) wiąże z krótkookresowym cyklem przepływu wód proglacialnych, ograniczonym najprawdopodobniej do jednego sezonu ablacyjnego. Analizowany wielozestaw osadowy (*GSe*) o tak znacznej miąższości, mimo makroskopowej homogeniczności, powstał poprzez nałożenia na siebie efektu sedimentacyjnego minimum dwóch różnoczasowych okresów akumulacyjnych o podobnych warunkach hydrodynamicznych. Poziomym odniesieniem jest widoczna na rysunku 14 stropowa powierzchnia litofacji średnioziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie (*Sh*) nadbudowująca lokalnie jednostki (*GSe*). Litofacja (*Sh*) wyerodowana jest następnie ku wschodowi przez kolejne rynny wielozestawu (*GSe*). Położenie jednostki (*Sh*) w obrębie kompleksu oraz rozprzestrzenienie lateralne wskazuje, że jej akumulacja zachodziła w czasie rozległych płytkowodnych zalewów warstwowych. W obrębie wielozestawu (*GSe*), z uwagi na fakt, że budują go wyłącznie zespoły litofacyjne o pokroju rynnowym, a więc wszystkie granice pomiędzy poszczególnymi rozcięciami mają charakter erozyjny,

trudne jest jednoznaczne ustalenie przebiegu tej walnej powierzchni erozyjnej. Widoczne na rysunku 14 rozdzielanie serii (*GSe*), obok położenia wobec jednostki (*Sh*), oparte zostało na takich cechach jak mniejsza skala rynien w obrębie górnego wielozestawu oraz zmiana barwy osadu (uwzględnienie tej ostatniej cechy, mimo że jest ona wtórna, wiązało się z założeniem, że nawet postsedymantacyjne zróżnicowanie np. w wyniku oskorupiania tlenkami żelaza może nastąpić w efekcie różnic składu granulometrycznego niedostrzegalnego makroskopowo, ale charakterystycznego dla zmiany warunków sedymantacyjnych). Z fazą erozji związane są również struktury rozcięć erozyjnych (*GSe*) i (*SGe*) w stropie litofacji *Sh*, a prawdopodobnie także litofacja (*GSm*) w zachodniej części odsłonięcia. Świadczy to, że strefa przepływów korytowych uległa wówczas znacznemu rozszerzeniu i związana była z ogólnie większą dostawą wód ablacyjnych.

Charakter wypełnień niektórych koryt w obrębie wielozestawu (*GSe*) wskazuje na możliwość ich powstania w efekcie rozwoju na dnie krętych megariplemarków. Genezę taką dla wieloskalowych jednostek rynnowych o miąższości do 1 m z aluwów proglacialnych podawali m.in. Mader, Tyssen (1985), Zieliński, Lewandowski (1990), Zieliński (1992, 1993). W opisywanym profilu przeciw takiej interpretacji dla całego zespołu świadczy skala rozmyć (zbyt duże formy), charakter teksturalny materiału (żwirowo-piaszczysty) oraz słaby wyraz strukturalny wypełnień. Godne podkreślenia jest również powiązanie występowania jednostki *GSe* z obniżeniem deformacyjnym. Sytuacja taka stwierdzana wielokrotnie w czasie badań terenowych (w pracy m.in. stanowiska Czatolin i Leonardów) wskazuje, że cechy środowiska sedymantacyjnego, jak i metasedymantacyjne procesy deformacyjne związane np. z osiadaniem materiału złożonego na bryłach lodowych, mogły w znacznym stopniu wpływać na charakter depozycji. W opisywanym profilu powodowały one koncentrację odpływu wód ablacyjnych i zwiększały lokalnie potencjał fosylizacyjny.

Niewątpliwie z formami krętych megariplemarków dennych związany jest stropowy, piaszczysto-żwirowy wielozestaw litofacji o monostrukturalnym, przekątnym warstwowaniu rynnowym (*SGt*). Deponowany był on w wyniku funkcjonowania koryt o dużej głębokości (do 1,5 m) i prędkości strumienia. Na dnie powstawały megariplemarki o wysokościach dochodzących do 0,75 m. Silna turbulencja, w strefie separacji przepływu poza krawędzią formy, doprowadzała do wymycia rynny w dnie wypełnianej poprzecznie warstwowanymi laminami osypywanymi na zaprawowej stronie transgredującego megariplemarka. W stosunku do jednostki (*GSe*), obok skali

struktur erozyjnych, charakterystyczny jest tu znacznie lepiej wykształcony charakter strukturalny wypełnień wskazujący na zrównoważenie pomiędzy wydajnością strumienia a jego obciążeniem. Warunki takie są jedną z charakterystycznych cech dystalnego subśrodowiska sedymantacji glacialfluwialnej (Zieliński 1993, 1998).

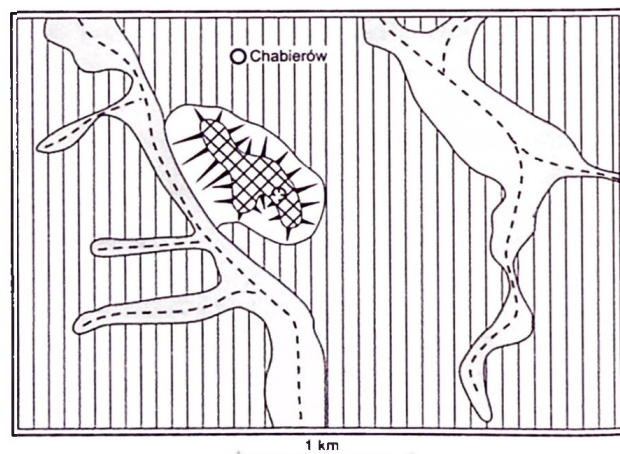
Prezentowany profil osadowy dokumentuje lateralne i wertykalne zazębienie się proksymalnego i dystalnego subśrodowiska glacialfluwialnego. Piaszczysto-żwirowe litofacje o warstwowaniu horyzontalnym, wieloskalowe struktury rozcięć wypełnionych materiałem żwirowo-piaszczystym o słabym wysortowaniu świadczą, iż akumulacja spagowej części profilu bliższa była strefie alimentacyjnej. W górnej części kompleksu osadowego dominuje akumulacja piaszczysta. Wskaźnikowe są litofacje *SGt* akumulowane w efekcie skoncentrowanych przepływów strumienia o obniżonej koncentracji materiału w strefie tarciowej, co jest charakterystyczne dla dystalnych, piaszczystodennych, głównych traktów roztokowych.

Stanowisko: Chabierów

Profil: Chabierów

Regresywna sekwencja szerokiego koryta roztokowego

Stanowisko Chabierów położone jest 7 km na południowy zachód od miejscowości Warta (rys. 1). Prezentowany profil zarejestrowany został w bardzo czytelnym w morfologii kemie o wysokości względnej 25 m, który spoczywa na płaskiej wysoczyźnie morenowej, podobnie jak i sąsiednie kemy, tworzące równoleżnikową strefę (Klatkowska, Załoba 1990) (rys. 15).

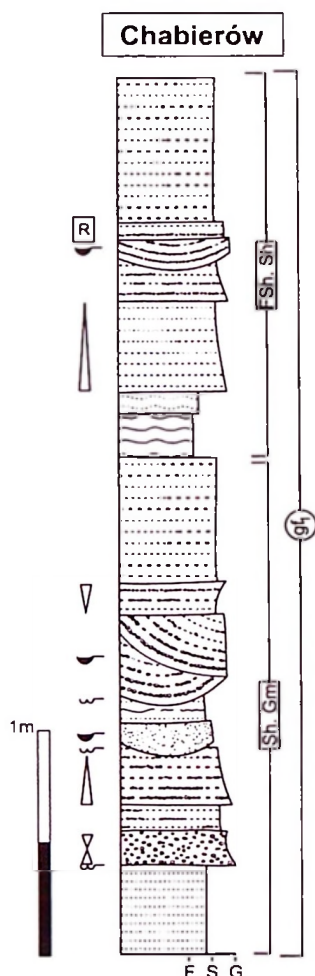


Rys. 15. Stanowisko Chabierów.
Otoczenie geomorfologiczne

objaśnienia jak do rysunku 7

The Chabierów site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7

Profil Chabierów składa się z dwóch zespołów litofacjalnych. Dolny (*Sh*, *Gm*) cechuje się grubszym ziarnem. Zdominowany jest przez tabularne, piaszczyste litofacje o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*), często z domieszką żwirików (*SGh*), rozcinane lokalnie bruzdami erozyjnymi wypełnionymi materiałem żwirowym (*Ge*) i żwirowo-piaszczystym (*GSe*). Drugorzędne znaczenie mają tu tabularne litofacje żwirowe i piaszczysto-żwirowe o masywnej strukturze (*Gm*) (rys. 16).



Rys. 16. Stanowisko Chabierów. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Chabierów site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Górný zespół litofacjalny (*FSh*, *Sh*) złożony jest z drobniejszego materiału. Najczęstsze są tu litofacje średnio- i drobnoziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie. Charakterystyczna jest też obecność w spagu profilu jednostek mułkowo-piaszczystych laminowanych horyzontalnie (*FSh*) i (*SFh*).

Cały profil jest silnie zaburzony szeregiem uskoku o rzutach skierowanych na zewnątrz ke-
mu, wzdłuż tensyjnych powierzchni dyskordancji.

Budowa profilu wskazuje, że akumulacja osadów zachodziła tu w bardzo szerokich, proksymalnych korytach roztokowych. Dolny zespół litofacjalny (*Sh*, *Gm*) akumulowany był głównie w warunkach intensywnych, płytkowodnych przepływów (litofacje *Sh* i *SGh*). Zwiększenie głębokości wody i wywołany tym wzrost siły transportowej strumienia umożliwiał okresowo sedimentację litofacji żwirowych w postaci połączonych odsypów podłużnych (litofacje *Gm*) lub też wypełnień rozmyć erozyjnych.

Górný zespół litofacjalny (*Sh*, *FSh*) deponowany był w warunkach znacznie mniejszej wydolności transportowej. Podobnie jak w zespole (*Sh*, *Gm*) wcześniej dominowała tu akumulacja z płytkowodnych przepływów o charakterze zalewów warstwowanych (litofacje *Sh*) przedzielana epizodami skoncentrowanej erozji liniowej (*GSe*). Okresowo następowało całkowite zatrzymanie odpływu i dekantacja materiału zawiesinowego (litofacje *FSh*).

Profil Chabierów dokumentuje regresywną sekwencję funkcjonowania szerokiego koryta roztokowego zdominowanego przez zmienny ablacyjny reżim przepływów w dystalnej części strefy proksymalnej stożka glacyfluwialnego.

Stanowisko: Mostki k/Zduńskiej Woli

Profil: Mostki I

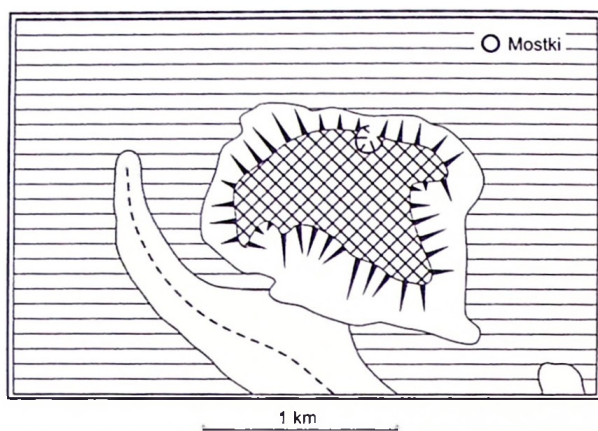
Depozycja na proksymalnej równi zalewowej

Odkrywką położoną jest w południowo-zachodniej części rozległego stoliwa kemowego (Bezowska 1991), 5 km na północny wschód od Zduńskiej Woli (rys. 17). Profil stanowi najwyższe ogniwo litologiczne w odsłonięciu.

Litofacje budujące opisany kompleks posiadają wyraźny charakter tafloidalny, przejawiający się znaczną rozciągłością horyzontalną przy małej miąższości poszczególnych jednostek.

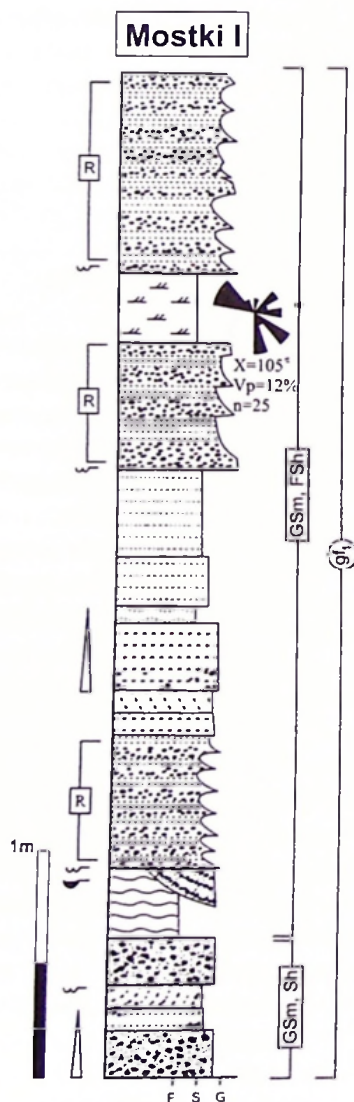
Pod względem teksturalnym osady zdominowane są przez średnioskalowe litofacje piaszczyste (*Sh*), często z domieszką drobnych żwirików, rzadziej piaszczysto-żwirowe (*SGh*). Akcesorycznie występują serie mułkowo-piaszczyste laminowane horyzontalnie (*FSh*) (rys. 18).

Niezależnie od frakcji wszystkie litofacje cechują się bardzo słabym stopniem wysortowania. Szczególnie widoczne jest to w obrębie średnioziarnistych piasków o strukturze horyzontalnej, w których w sposób chaotyczny rozrzucone są pojedyncze klasty drobnoziarnistych żwirików lub cieniutkie amalgamacje piasków gruboziarnistych. Wraz ze spadkiem frakcji materiału stopień segregacji ulega polepszeniu. Pod względem strukturalnym w opisywanym kompleksie dominują osady o warstwowaniu horyzontalnym.



Rys. 17. Stanowisko Mostki. Otoczenie geomorfologiczne
objaśnienia jak do rysunku 7

The Mostki site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7



Rys. 18. Stanowisko Mostki I. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Mostki I site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Jednostki warstwowań przekątnych, związanych z migracją dwu- lub trójwymiarowych megaforn dna, występują sporadycznie i nie stanowią litofacji wskaźnikowych. Wykonane w ich obrębie pomiary kierunkowe wykazały odpływ w kierunku wschodnim, czyli generalnie ku centrum formy. Charakterystyczną cechą jest powtarzanie się miększych zespołów litofacyjnych o charakterze rytmików i frakcjonalnym następstwie uziarnienia w poszczególnych cyklach. Jednostki spagowe zbudowane są z litofacji piaszczysto-żwirowych o słabym warstwowaniu horyzontalnym lub wręcz o strukturze masywnej, które ku stropowi przechodzą w człony piaszczyste o warstwowaniu horyzontalnym.

Dolny zespół litofacyjny (*GSm*, *Sh*) dokumentuje funkcjonowanie płytkiego koryta roztokowego. W jego obrębie powstawały żwirowo-piaszczyste odsypy podłużne (*GSm*) nadbudowywane, w warunkach górnego płaskiego dna lub przejściowych do niego, litofacjami piaszczystymi o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*) lub małokątowym (*Sl*).

Nadległy zespół (*GSm*, *SFh*) akumulowany był już poza strefą korytową, w obrębie równi zalewowej. Środowisko tego typu jest rzadko spotykane w obrębie osadów proglacialnych (Mader, Teyssen 1985; Zieliński 1997). Brak depozycji odpowiadającej równi zalewowej, jest w klasycznych opracowaniach jednym z typowych elementów odróżniających akumulację roztokową od środowiska rzeki krętej, w której strefa korytowa i równia zalewowa zaznaczają się bardzo wyraźnie. Wynika to z założenia, że szybkozmenny układ koryt i dynamiki przepływów utrudnia rozwój jak i zachowanie się osadów stref pozakorytowych (Gradzicki 1973). Dodatkową trudnością w wyróżnieniu równi zalewowych w traktach roztokowych jest tendencja tego typu środowiska do spływania i poszerzania koryta. Doprowadza to do funkcjonowania nawet w subsródowniku korytowym przepływów zbliżonych hydraulicznie do zalewów warstwowych.

O proksymalnym charakterze równi zalewowej decydują dominujące w profilu żwirowo-piaszczyste rytmy. Jednakże litofacjami wskaźnikowymi dla przedstawionej interpretacji profilu, jako akumulacji w strefie równi zalewowej systemu roztokowego, jest obecność litofacji piaszczysto-mułkowych i mułkowo-piaszczystych o laminacji horyzontalnej. Akumulacja tego typu serii zachodzić mogła jedynie w wodach prawie stojących, w których sedimentacja z dekantacji przeważała nad prądową. Rolę litofacji mułkowych, jako wskaźnikowych dla depozycji na równi zalewowej, podkreślają m.in. Mader, Teyssen (1985), Antczak (1986), Zieliński (1993, 1997). Kolejnym charakterystycznym elementem, pozwalającym odróżnić prezentowane subsródownisko sedimentacyjne

od akumulacji w strefie bardzo płytkiego, zamierającego koryta roztokowego, są miąższe wielozestawy litofacji w postaci rytmitu o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym. Tego typu średnioskalowa cykliczność jest typowa dla warunków równi zalewowej rzeki roztokowej (Zieliński 1997). W fazie maksymalnej kulminacji powodzi w prezentowanym profilu akumulowany był najgrubszy osad w postaci piasków z drobnymi żwirami. W fazie opadania wezbrania następowała akumulacja piasków średnich i drobnych o warstwowaniu horyzontalnym lub też w strefach, gdzie niewielki wzrost głębokości przepływu powodował znaczny spadek liczby Froude'a, na dnie rozwijały się riplemarki (*Sr*) rozmywane następnie przy spadku głębokości przepływu (*Sl*). Niewielki udział litofacji mułkowych powodowany był redukcją ich miąższości w okresie narastania fali wezbraniowej.

Żwirowo-piaszczysta budowa odsypów podłużnych w obrębie strefy korytowej oraz stosunkowo gruboziarnisty materiał równi zalewowej z rozproszonymi w całym osadzie pojedynczymi klastami drobnych żwirów, wskazuje na proksymalny, choć już oddalony od strefy zasilania, charakter akumulacji.

Przedstawiony profil obrazuje następstwo akumulacji od funkcjonowania płytkiego koryta zdominowanego żwirową depozycją w formie odsypów podłużnych, po subśrodowisko rozległej równi zalewowej kształtowanej przez powtarzające się płytkowodne zalewy o nadkrytycznym reżimie przepływu, rozdzielane okresami stagnacji wód i dekantacji w popowodziowych zastoiskach.

Środowisko dystalne (gf₂)

Stanowisko: Czatolin (Wał Domaniewicki)

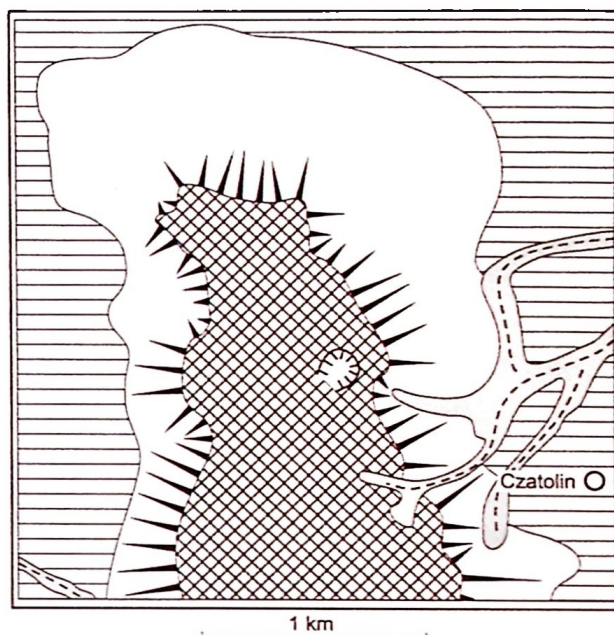
Profil: Czatolin I

Akumulacja w strefie przejściowej między proksymalną a dystalną częścią stożka fluwioglacjalnego

Opisywany kompleks stanowi zasadniczy trzon osadowy zaobserwowany w obrębie odsłonięcia Czatolin znajdującego się w centralnej części rozległego wału kemowego (rys. 19) (Jaks 2003d). W stosunku do masy osadowej głęboko zakorzenionej formy (Klajnert 1966, 1978) jest to jednostka przystopowa, akumulowana w końcowym okresie tworzenia kemu. W stropie odsłonięcia osady porożcinane są przez serie wielkoskalowych koryt erozyjnych (opisanych w profilu Czatolin III).

Opisywany kompleks osadowy (*Sh*, *SGe*) w przewadze składa się z miąższych litofacji średnioziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie (*Sh*), porożcinanych przez wielkoskalowe

rynny erozyjne występujące w wielozestawach lub też jako pojedyncze struktury (*SGe*) (rys. 20).

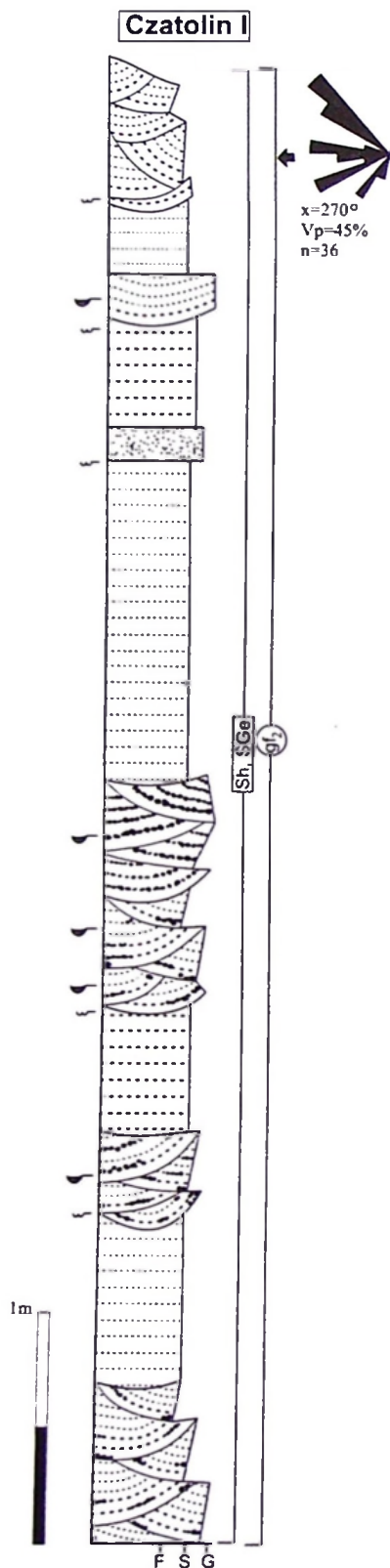


Rys. 19. Stanowisko Czatolin. Otoczenie geomorfologiczne
objaśnienia jak do rysunku 7

The Czatolin site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7

W stosunku do litofacji warstwowanych horyzontalnie, wypełnienia rynien cechują się grubszym materiałem. Są to głównie piaski ze żwirami lub żwiry piaszczyste o charakterze masywnym lub współkształtnym do zarysu rynny. W spągach rozcięć występuje bruk złożony z gruboziarnistych żwirów. W stropie opisywanego kompleksu znajduje się wielkoskalowy wielozestaw litofacji o przekątnym warstwowaniu rynnowym zbudowany z piasków średnioziarnistych (litofacja *Sr*). Pomiarzy osi rozcięć erozyjnych wskazują na akumulację przez wody płynące generalnie w kierunku zachodnim ($\alpha = 270^\circ$), czyli poprzecznie do osi morfologicznej kemu.

Profil dokumentuje warunki zbliżone pod względem hydrodynamicznym do prezentowanych w stanowisku Niemgłowy. Tu również w czasie akumulacji materiału dominowały płytkie, subaeralne przepływy lateralne przypominające swą dynamiką zalewy warstwowe. W warunkach płaskiego górnego dna, uwarunkowanego małymi głębokościami, zachodziła depozycja średnioziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie (litofacja *Sh*). Okresowo, w czasie przyboru wód, powierzchnia stożka rozcinana była korytami rozprawdzającymi (litofacje *SGe*). Masywna struktura i słaba segregacja materiału w obrębie koryt świadczy o wysokim tempie depozycji w czasie ich wypełniania. Struktury te powstawały



Rys. 20. Stanowisko Czatolin I. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Czatolin I site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

podczas pojedynczych epizodów erozyjno→akumulatorynych. Obok wspomnianych już cech, takich jak słaby stopień segregacji i masywna struktura wypełnień, wskazuje na to zmniejszanie się grubości frakcji osadu ku powierzchni stropowej rozcięć. Funkcjonowanie stabilnego odpływu korytowego dokumentuje jedynie występujący w stropie kompleksu wielozestaw litofacji (*Sr*). Koryto to charakteryzowało się stabilnymi, stosunkowo głębokimi przepływami ($\approx 1,5$ m), a na jego dnie rozwijały się kręte megariplemarki. Mimo wspomnianej silnej koherencji warunków hydrodynamicznych sedimentacji osadów widocznych w profilach Czatolin (rys. 20) i Niemglowy (rys. 12), pewne cechy litologiczne wskazują na istotną różnicę w położeniu obszarów ich akumulacji wobec strefy glacialnej.

Profil Czatolin I buduje zdecydowanie drobniejszy materiał zarówno w obrębie litofacji warstwowych horyzontalnie, jak i wypełnień struktur erozyjnych. Jednocześnie litofacje warstwowe horyzontalnie cechują się tu większą homogenicznością materiału. Nie zaobserwowano w ich obrębie frakcyjnej rytmiki uziarnienia. Również wypełnienia struktur erozyjnych posiadają drobniejszy materiał, w szczególności brak tu monoteksturalnych wypełnień żwirowych. Mimo słabego stopnia wysortowania osadów nie występują w ich obrębie toczące ilaste. Bardzo istotna dla interpretacji profilu Czatolin I jest również obecność w stropie wielozestawu litofacji o przekątnym warstwowaniu rynnowym. Wskazują one na funkcjonowanie stosunkowo stabilnego odpływu glacialnego z wyraźnie wykształconą strefą korytową.

Powyższe cechy należy interpretować jako zapis większego oddalenia strefy akumulacji od obszarów alimentacyjnych wód glacialnych. Skutkowało to spadkiem zdolności transportowej ośrodka (drobniejsza frakcja osadu), łagodzeniem wpływu cykliczności dostawy wód ablacyjnych (brak rytmików), lepszym prądowym rozfrakcjonowaniem osadów (wysortowanie, brak otoczków diamiktonowych) oraz organizowaniem stabilnego odpływu korytowego (litofacje *Sr*).

Analizowany kompleks osadowy reprezentuje akumulację w strefie przejściowej między dystalną a proksymalną strefą rozległego, polegiego stożka glacialnego sypanego poprzecznie w stosunku do osi morfologicznej formy. Piaszczystodenna depozycja zachodziła tu z subaeralnych zalewów warstwowych oraz okresowych epizodów gwałtownych, skoncentrowanych spływów wód ablacyjnych. Lokalnie panowały warunki umożliwiające funkcjonowanie stabilnego odpływu korytowego.

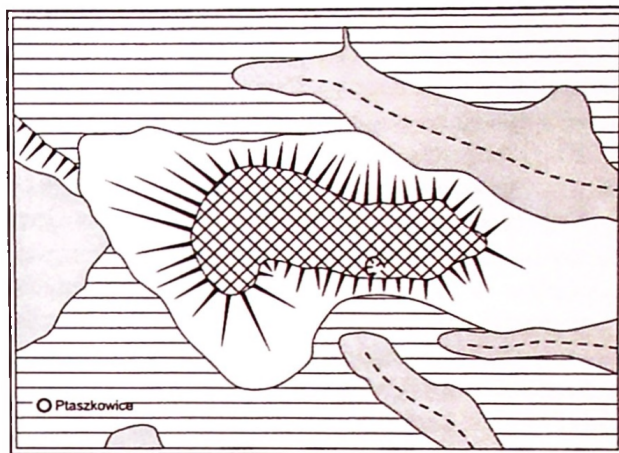
Stanowisko: Ptaszkowice k/ Zduńskiej Woli

Profil: Ptaszkowice I

Progradacja małego stożka subaeralnego

Stanowisko Ptaszkowice znajduje się 5 km na południe od Zduńskiej Woli (rys. 1). Położone jest w południowo-zachodniej części stoliwa kemowego (rys. 21), wokół którego rozciąga się rozległy obszar terasy kemowej przechodzącej w płaską powierzchnię warciańskiej wysoczyzny morenowej (Bezowska 1991). Prezentowany kompleks litofacyjny zaobserwowany został w środkowej i stropowej części odkrywki ponad piaszczysto-mułkową jednostką glacialimniczną (opisaną w profilu Ptaszkowice II).

W spagu profilu występuje piaszczysto-żwirowy zespół litofacyjny (*Si*), o przekątnym warstwowaniu nachylonym. W obrębie jednostki częste są kontakty erozyjne wyrażone powierzchniami niezgodności kątowej. Dziela one serię na pakiety o zróżnicowanej miąższości (rys. 22).



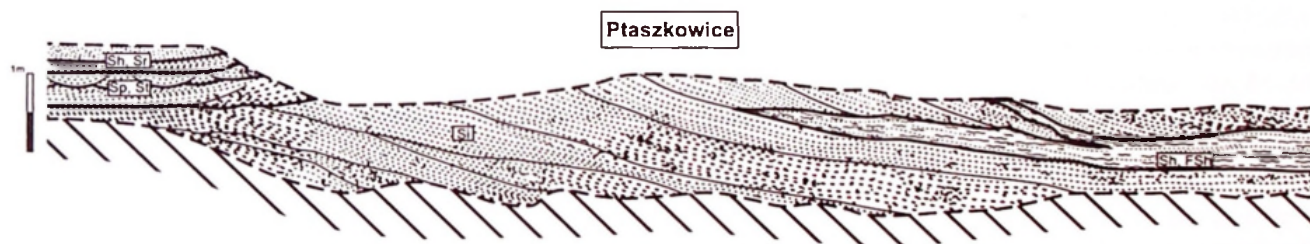
Rys. 21. Stanowisko Ptaszkowice.

Otoczenie geomorfologiczne

objaśnienia jak do rysunku 7

The Ptaszkowice site. Geomorphological surroundings

for explanations see Fig. 7



Rys. 22. Stanowisko Ptaszkowice. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Ptaszkowice site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

W ich skrajnie dystalnych częściach zarejestrowano struktury średnioziarnistych riplemarków agradujących przeciwnie do kierunku zapadania lamin jednostki (*Si*). Ku spagowi, w wielozestawie (*Si*), następuje wzrost udziału klastów żwirowych oraz maleje nachylenie lamin. Obocznie następuje przejście w zespół litofacyjny (*Sh*, *FSh*). Cechuje się on znacznym zróżnicowaniem teksturalnym przy monotonnym wykształceniu strukturalnym. Zbudowany jest z piaszczystych i piaszczysto-żwirowych litofacji warstwowanych horyzontalnie (*Sh*). Częste są sekwencje rytmicznej zmienności z laminami piasków z domieszką żwirów w spagu i nadbudowujących je piasków gruboziarnistych lub średnioziarnistych w stropie cyklu. W obrębie zespołu występują litofacje mułków piaszczystych warstwowanych horyzontalnie (*FSh*) lub masywnie (*FShm*) o zróżnicowanej

miąższości. Stanowią one kontynuację lamin pojawiających się już w dystalnych partiach jednostki (*Si*). Najczęściej pokrywają się one z powierzchniami nieciągłości kątowej oddzielającymi poszczególne pakiety osadowe. W kierunku dystalnym miąższość litofacji mułkowych zdecydowanie rośnie.

Najwyższy stropowy kompleks zbudowany jest głównie z średnioziarnistych piasków w obrębie litofacji tabularnych (*Sp*) oraz piasków gruboziarnistych w wielozestawach przekątnego warstwowania rynnowego (zespół litofacyjny *St*, *Sp*). Ku stropowi frakcja osadu maleje. Najwyższy zespół osadowy *Sh*, *Sr* tworzą piaski drobnoziarniste.

Zespół litofacyjny (*Si*) dokumentuje progradację skłonu niewielkiego stożka glacialfluwialnego sypanego w warunkach subaeralnych. Obecna postać sedimentologiczna jest efektem nakładania się wielu

faz akumulacji stożkowej przerywanej okresami erozji, czego zapisem są powierzchnie niezgodności kątowej dzielące jednostkę *Si* na pakiety. Wody ablacyjne spływające po powierzchni stożka posiadały znaczną kompetencję transportową, która zmniejszała się wraz ze spadkiem nachylenia stoku w jego dolnych partiach. Efektem sedymentologicznym jest stosunkowo dobre wysortowanie stropowych części jednostki, w obrębie piasków średnioziarnistych i gruboziarnistych oraz wzrost udziału drobnych zwirow w dystalnych częściach skłonu i w strefie równi podstokowej. Rozkład uziarnienia w obrębie jednostki (*Si*) jest bardzo ważną cechą wskaźnikową, na której opiera się subaeralna interpretacja warunków rozwoju serii.

W przypadku depozycji na skłonie subakwalnym, ze spływów trakcyjnych, układ uziarnienia byłby dokładnie odwrotny (Brodzickowski 1993; Zieliński, Gruszka 1996). W związku ze znacznym oporem trakcyjnym środowiska wodnego, na stożkach subakwalnych następuje bardzo szybkie poziome rozfrakcjonowanie rumowiska, w efekcie którego najgrubszy materiał akumulowany jest w górnych partiach stoku. Subaeralne strumienie wód ablacyjnych, spływając po silnie nachylonej powierzchni, nie muszą pokonywać tak dużego oporu. Dzięki temu są w stanie, nawet przy znikomej miąższości warstwy wodnej, transportować trakcyjnie stosunkowo grube frakcje. Ich akumulacja następuje dopiero w dystalnych częściach stoku, gdzie zmniejszanie się kąta nachylenia powierzchni akumulacyjnej powoduje spadek siły nośnej strumienia, jak przedstawiono to w analizie.

Strefa dolnego załomu stożka cechowała się lokalnie bardzo wysokimi wartościami gradientów energetycznych strumienia. Powodowały one powstawanie prądów wstecznych, których efektem jest zapis struktur riplemarków migrujących w kierunku proksymalnym skłonu (Zieliński, Brodzickowski 1992; Brodzickowski 1993).

W strefie spłaszczenia podstokowego obserwacja cech litologicznych pojedynczych, miąższych lamin wykazuje dystalne drobnienie materiału wyrażone głównie spadkiem udziału klastów żwirowych. Świadczy to o stopniowym spadku energii przepływów w kierunku dystalnym. Spotykane tu przechodzenie lateralne warstwowania horyzontalnego w masywne dowodzi szybkiego tempa depozycji, związanego być może z okresowym podpieraniem odpływających wód. Za taką ewentualnością przemawiają również litofacie mułków piaszczystych akumulowanych w warunkach zablokowania odpływu i rozwoju u podnóża stożka efemerycznych zbiorników wód stojących, w których dominowała dekantacja materiału suspensyjnego. Na epizodyczność (okresowości) zjawisk blokowania odpływu wska-

zuje fakt, że w większości lamin piaszczysto-żwirowych wkraczających w obręb spłaszczenia segregacja materiału następuje na dość znacznej przestrzeni. Nie zaobserwowano również radykalnego wzrostu ich miąższości u podstawy stoku. Świadczy to, że akumulacja litofacji (*Sh*) następowała w warunkach subaeralnych zalewów warstwowych, a nie subakwalnych prądów trakcyjnych.

Najwyższy kompleks litofacyjny akumulowany był w warunkach traktu roztokowego. Obok strefy korytowej (zespół litofacyjny *St*, *Sp*) funkcjonowały w nim rozległe strefy płycizn (zespół litofacyjny *Sh*, *Sr*). Pozornie seria ta stanowi naturalną kontynuację środowiskową jednostki (*Si*). Przeciw takiej interpretacji przemawia jednak bardzo wyraźna powierzchnia erozyjna pomiędzy tymi seriami (por. profil Łaszczyn) oraz wartości pomiarów struktur kierunkowych wykazujących zupełnie odmienne kierunki paleoprzepływów. Również cechy strukturalne nie wskazują na związek akumulacji wielozestawu (*Si*) z wyżej położonym kompleksem osadowym. Analizowana sytuacja odpowiada pozornie strefie topsetowej delty. W warunkach takich opisywane są najczęściej drobnoziarniste litofacie akumulowane z płytkich subaeralnych zalewów warstwowych (Nemec, Steel 1988; Nemec 1990b; Zieliński, Brodzickowski 1992), natomiast profil zarejestrowany w odsłonięciu dokumentuje funkcjonowanie stosunkowo głębokiego ($d = 60$ cm) odpływu korytowego.

Przytoczone argumenty prowadzą do stwierdzenia, że w profilu Ptaszkowice I zarejestrowano wertykalne następstwo dwóch różnych środowisk sedymentacyjnych nie wykazujących cech konsekwentnej zmienności. Upoważnia to do wyodrębnienia w profilu dwóch kompleksów osadowych. Dolny jest zapisem akumulacji w warunkach narastającego, niewielkiego stożka subaeralnego, górny natomiast funkcjonowania późniejszego stratygraficznie odpływu roztokowego.

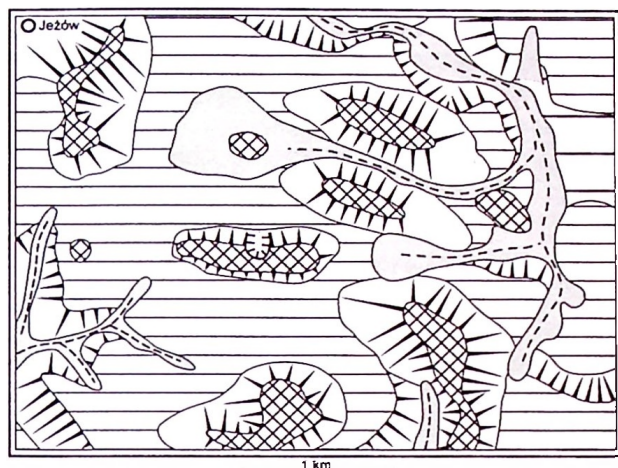
Stanowisko: Jeżów

Profil: Jeżów I

Wielkoskalowa, regresywna sekwencja głównego koryta roztokowego

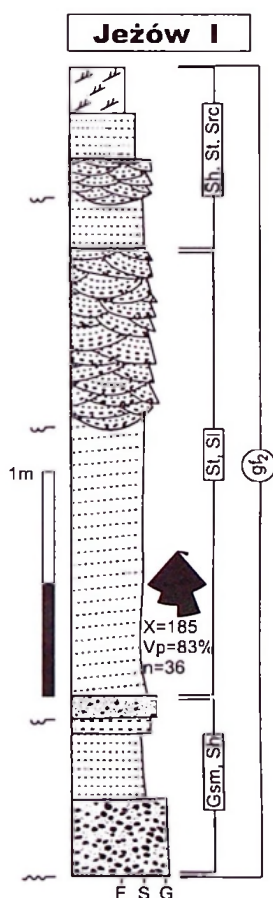
Odkrywka położona jest w południowej części Wysoczyzny Skierniewickiej, około 1,5 km na SE od Jeżowa (rys. 1), w północno-zachodnim odcinku wału kemowego (rys. 23). W jego otoczeniu występuje płaska wysoczyzna moreny dennej urozmaicana ciągami równoległych względem siebie wałów kemowych o przebiegu NW – SE.

W obrębie omawianego kompleksu litofacyjnego występują trzy zespoły litofacyjne. Dla wszystkich z nich charakterystyczną cechą jest bardzo duże rozprzestrzenienie lateralne (rys. 24).



Rys. 23. Stanowisko Jezów. Otoczenie geomorfologiczne
objaśnienia jak do rysunku 7

The Jezów site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7



Rys. 24. Stanowisko Jezów I. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Jezów I site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Dolny zespół litofacjalny (*GSm*, *Sh*) zbudowany jest z wielkoskalowych litofacji drobnych żwirów w matriksie piasków średnioziarnistych i grubo-

ziarnistych o charakterze masywnym (litofacje *GSm*), rozdzielanych znacznie lepiej wysortowanymi jednostkami średnioziarnistych piasków o warstwowaniu horyzontalnym (litofacje *Sh*). Środkowy zespół litofacjalny (*Sl*, *St*) składa się z dwóch litofacji. W spągu jest to bardzo miąższa (do 1,2 m) wielkoskalowa jednostka piasków średnioziarnistych o przekątnej laminacji małokątowej (litofacja *Sl*). W stopie kontaktuje ona erozyjnie z wielkoskalowym, tabularnym, wielozestawem litofacji o przekątnym warstwowaniu rynnowym (wielozestaw *St*). Zbudowany jest on z piasków średnioziarnistych z domieszkami piasków grubych w spągach poszczególnych rynien.

Ponad stropem jednostki *St* znajduje się najwyższy zespół litofacjalny (*Sh*, *Src*). Obejmuje on dwie średnioskalowe tabularne litofacje piasków średnioziarnistych o warstwowaniu horyzontalnym (litofacje *Sh*) przedzielone warstwą grubszych piasków o przekątnym warstwowaniu rynnowym (wielozestaw *St*). W stopie występują drobnoziarniste piaski o laminacji riplemarków wstępujących (litofacja *Src*).

Dolny zespół litofacjalny (*GSm*, *Sh*) jest zapisem szybkiej depozycji osadów w czasie gwałtownych wezbrań wód ablacyjnych. Obecność materiału żwirowego wskazuje, że przepływy te cechowały się wysoką kompetencją. Zmienność teksturalna i strukturalna świadczy o znacznych wahaniami dostawy wód ablacyjnych. W obrębie dna powstawały żwirowe odsypy podłużne rozwijające się w efekcie szybkiej, pionowej akrecji materiału, jako efekt „zamarcia” rumowiska transportowanego w przesłonie trakcyjnej. Wysokie tempo depozycji wraz z pierwotnym zróżnicowaniem materiału w strefie alimentacyjnej było przyczyną słabego wysortowania osadu w obrębie litofacji żwirowo-piaszczystych. Zapisem sedymencji w okresach przedzielających kolejne fazy wezbrańowe są zachowane średnioziarniste litofacje (*Sh*). Ich depozycja zachodziła w warunkach nadkrytycznych przepływów płaskiego górnego dna, spowodowanych małymi głębokościami strumienia. Charakter procesu sedymentacyjnego oraz stałe utrzymywanie się nadkrytycznego reżimu energetycznego przepływów wskazują, że depozycja zespołu (*GSm*, *Sh*) w czasie wezbrań ablacyjnych zachodziła w warunkach płytkowodnego koryta zdominowanego gwałtownymi, zmiennymi przepływami przypominającymi zalewy warstwowe (Zieliński 1993).

Nadległy zespół litofacjalny (*Sl*, *St*) dokumentuje akumulację w obrębie głębokiego koryta ($d = 1,2$ m) cechującego się ustabilizowanymi warunkami energetycznymi. Występująca w spągu litofacja (*Sl*) powstała w efekcie rozmywania piaszczystych odsypów poprzecznych w czasie przepływów zbliżonych do przejściowych pomiędzy dolnym a górnym reżimem energetycznym. Jednocześnie w strefach większej głębokości i stabilności strumienia, pomię-

dzy łachami śródkorytowymi, na dnie rozwijały się kręte megariplemarki. Akumulacja tego zespołu zachodziła w warunkach piaszczystodennego koryta o odsypowym stylu sedimentacji. Jednocześnie rozwój dwu- i trójwymiarowych megaform dna oraz dobre wysortowanie materiału w ich obrębie wskazuje na równowagę pomiędzy energią przepływu a wydatkiem transportu. Jest to jedna z cech wskaźnikowych dla głównych, dystalnych koryt roztokowych (Zieliński 1993).

Trzeci, najwyższy zespół osadowy (*Sh*, *Src*) dokumentuje sedimentację w warunkach radykalnego zmniejszenia głębokości i kompetencji przepływu. W efekcie płytkich, nadkrytycznych przepływów dochodziło do rozwoju płaskiego górnego dna. Mała głębokość strumienia decydowała o słabej wydajności transportowej. W czasie jej zwiększenia na dnie rozwijały się kręte megariplemarki, których zapisem jest wielozestaw litofacji (*Sl*). Miąższość poszczególnych rynien w jego obrębie (około 0,5 m) wskazuje jednak, że nawet wówczas głębokości strumienia były znacznie mniejsze niż w czasie akumulacji analogicznej jednostki zespołu (*Sl*, *St*). Opisany profil wieńczę drobnoziarniste i średnioziarniste piaszki o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących typu A (litofacja *Src*). Rozwijały się one w warunkach niskoenergetycznych rytmicznych przepływów.

Prezentowany kompleks litofacyjny prezentuje regresywną, wielkoskalową sekwencję dystalnego koryta roztokowego: od akumulacji żwirowych pokryw dennych w warunkach zmiennych wezbrań ablacyjnych → przez piaszczystodenne koryto z połączonymi odsypami i polami megariplemarków w linii talwegu → po fazę zamierania przepływu i akumulację piaszczysto-mułkową.

Stanowisko: Jeżów

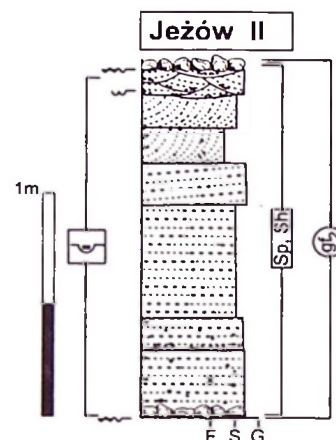
Profil: Jeżów II

Złożone wypełnienie rozcięcia erozyjnego skrajnie wielkiej skali

Opisywany kompleks litofacyjny znajduje się w stropie wału kemowego, którego położenie scharakteryzowano przy omawianiu wcześniejszego profilu Jeżów I (rys. 23). Ma on postać wielozestawu rozcięć korytowych skrajnie wielkiej skali występującego w stropie odkrywki. Profil zarejestrowany został w osiowej części jednego z największych rozcięć, o rozciągłości 24 m i maksymalnej miąższości 2 m, znajdujących się w spągu serii (rys. 25).

Granice erozyjne rozdzielające poszczególne rozmoczenia podkreślone są powierzchniami bruku żwirowego (*Gm*). Pomiary kierunkowe w osiach rynien wykazały ich ukierunkowanie na NNE. Wypełnienia koryt położonych w spągu kompleksu tworzy zróżnicowany strukturalnie i teksturalnie materiał glacyfluwialny. Ku stropowi kompleksu, w obrębie tych

struktur, rośnie udział materiału diamiktonowego, a jednocześnie zmniejsza się wielkość samych struktur erozyjnych.



Rys. 25. Stanowisko Jeżów II. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Jeżów II site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

W analizowanym rozcięciu (rys. 25) powierzchnia spągowa podkreślona jest występowaniem bruku żwirowego o MPS równym 6 cm. W materiale wypełnienia dominują słabo wysortowane średnioziarniste i gruboziarniste piaszki z domieszką drobnych żwirów. Litofacjami indeksowymi są średnioskalowe jednostki piaszczyste i piaszczysto-żwirowe warstwowane przekątnie tabularnie (*Sp* i *SGp*) uzupełniane przez pojedyncze litofacje o warstwowaniu małokątowym (*Sl*). Znaczną frekwencją odznaczają się wielkoskalowe litofacje piaszków warstwowanych horyzontalnie.

Obecność wielkoskalowych rozcięć w stropowych częściach kemów jest zjawiskiem częstym w regionie łódzkim (Klajnert 1978, 1984; Rdzany 1997). Tego typu struktury erozyjne opisane są również z proksymalnych części stożków sandrowych (Zieliński 1993) oraz moren czołowych (Pasierbski 1982; Zieliński 1992). Związane są one z epizodami katastrofalnych spływów skoncentrowanych wód ablacyjnych typu *jökullhlaup* (Smith 1985; Brodzikowski, Van Loon 1991; Maizels 1993; Zieliński 1993, 2003). Podczas fazy narastania i maksimum przepływu następuje silna erozja odpowiedzialna za wycięcie rynny. W czasie opadania fali wezbraniowej intensywna akumulacja doprowadza do jej zasypania masywnym lub przekątnie warstwowanym osadem. Powstanie i wypełnienie tego typu struktury jest więc jednorazowym aktem erozyjno-akumulacyjnym. Materiał wypełnienia cechuje się grubszym w stosunku do otoczenia ziarnem, najczęściej żwirowym w matriksie

piasków gruboziarnistych lub piaszczysto-żwirowym, słabym stopniem wysortowania oraz normalnym układem frakcjonalnym uziarnienia (Zieliński 2003).

W analizowanym rozcięciu po fazie erozji nie nastąpiło natychmiastowe zasypanie bruzdy. Przez pewien czas koncentrowała ona odpływ wód proglacjalnych. Zarejestrowany profil dokumentuje funkcjonowanie w jej obrębie warunków odpływu korytowego. Piaszkodenne, płytkie koryto ($d = 20\text{--}30\text{ cm}$) zdominowane było przez progradujące łachy piaszczyste (*Sp*), oraz trójwymiarowe megariplemarki denne (*St*). Rozwijały się one w strefach głębszego, wyżej energetycznego strumienia koncentrowanego w strefach talwegu między płycznami łach. Spadki głębokości powodowały rozmywanie i spłaszczanie wypukłych form dna (litofacje *Sl*). W strefach wypłyceń, w warunkach przepływów nadkrytycznych, dochodziło do akumulacji piasków o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*). Słaby stopień wysortowania osadu, podkreślony obecnością klastów żwirowych w obrębie litofacji piaszczystych, jest wynikiem bliskości strefy zasilania i małej stabilności energii przepływu.

Rozwój szeregu tego typu rozległych i połączonych rozcięć erozyjnych, układających się w bardzo czytelny i szeroki poziom litologiczny, związany mógł być z uzyskaniem przez powierzchnię szczytową tworzącej się formy wysokości równej lub zbliżonej do otaczających ją mas lodowych. Powodowało to zdecydowane zmniejszenie potencjału fosylizacyjnego tego obszaru. Najwyższa część już zdeponowanych osadów kemu, poddana została wówczas silnej erozji związanej z rozcinaniem przez system wód supraglacialnych wyłaniającej się przeszkody morfologicznej. Efektem procesu są wielkoskalowe rozcięcia erozyjne.

Profil Jeżów II ukazuje złożone wypełnienie rozległego rozcięcia erozyjnego związanego z katastrofalnym spustem wód ablacyjnych, w obrębie którego rozwinął się skoncentrowany, płytkowodny przepływ korytowy o odsypowym stylu sedimentacji.

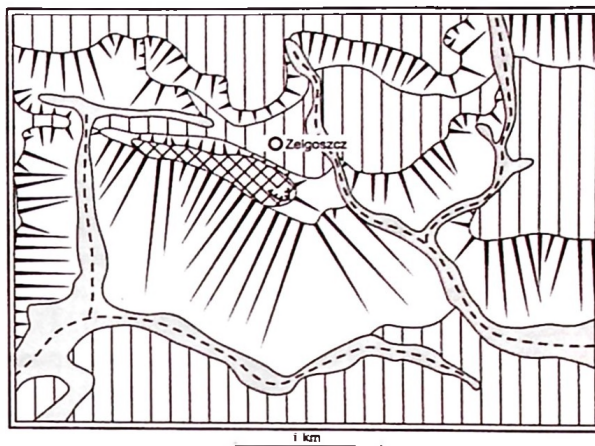
Stanowisko: Zelgoszcz

Profil: Zelgoszcz

Piaszczystodenna roztoka o zróżnicowanej konfiguracji dna

Odsłonięcie znajduje się w południowej, centralnej części wału kemowego (rys. 26), około 4 km na zachód od Strykowa (rys. 1). Zarejestrowany kompleks litofacyjny położony jest przypowierzchniowo w części skrzydłowej formy.

W profilu (rys. 27) dominują średnioziarniste jednostki piaszczyste o stosunkowo dobrym stopniu segregacji. Pod względem strukturalnym dla serii piaszczystych charakterystyczny jest szeroki inwentarz litofacji warstwowanych przekątnie o dużej lateralnej rozciągłości. Największą frekwencją

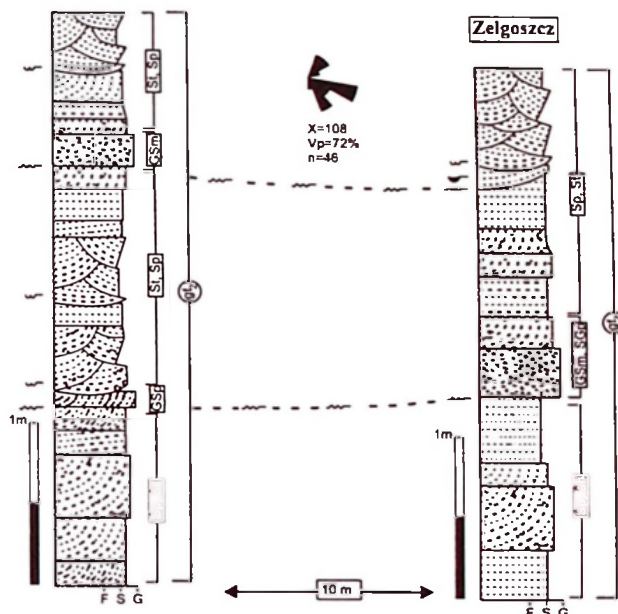


Rys. 26. Stanowisko Zelgoszcz.
Otoczenie geomorfologiczne

objaśnienia jak do rysunku 7

The Zelgoszcz site. Geomorphological surroundings

for explanations see Fig. 7



Rys. 27. Stanowisko Zelgoszcz. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Zelgoszcz site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

odznaczają się wielkoskalowe wielozestawy litofacji warstwowanych przekątnie rynnowo (*St*) wykształcone głównie w gruboziarnistych i średnioziarnistych piaskach. Obok nich charakterystyczny jest znaczny udział średnioziarnistych jednostek o przekątnym warstwowaniu tabularnym (*Sp*) a lokalnie małokątowym (*Sl*) (rys. 27).

Jednostki żwirowe występują drugorzędnie. Ograniczone są do dwóch zespołów litofacyjnych w postaci wielko- i średnioskalowych jednostek żwirów piaszczystych o strukturze masywnej.

Dywersyfikacja inwentarza pierwotnych form depozycyjnych jest przyczyną zróżnicowania litofacjalnego widocznego w profilu. Akumulacja zachodziła tu w piaszkodennym mało krętym, korycie roztokowym o znacznym zróżnicowaniu reliefu dna. Strefom głównego nurtu odpowiadają wielkoskalowe jednostki wielozestawów o przekątnym warstwowaniu rynnowym (*St*). Powstawały one przy ustabilizowanym energetycznie strumieniu, w wyniku migracji piaszczystych, krętych megariplemarków (Zieliński 1993). W strefach wypłyceń rozwijały się piaszczyste odsypy poprzeczne o dystalnym froncie progradacyjnym (*Sp*). Zarówno formy 3-D, jak i 2-D, podczas okresowego spadku głębokości przepływu, były rozmywane i przyjmowały postać niskoreliefowych form „szczątkowych” zapisanych w osadzie litofacjami o warstwowaniu małokątowym (*Sl*). Strefom płycizn korytowych, powiązanych z łachami piaszczystymi (odsypy poprzeczne) lub też peryferyjnymi częściami koryta, odpowiadają litofacje średnioziarnistych piasków warstwowanych horyzontalnie o zmiennej miąższości (*Sh*).

Akumulacja piaszczysta przerywana była epizodami przepływów wezbraniowych, podczas których wszystkie piaszczystodenne formy ulegały degradacji. Związany z przybojem wód znaczny wzrost siły transportowej strumienia umożliwiał transport materiału żwirowego. Powstające wówczas odsypy podłużne rozwijały się w wyniku akrecji żwirów, pomiędzy którymi zatrzymywane były liczne klasty piaszczyste (litofacje *GSm*). Fakt, że jednostki żwirowo-piaszczyste występują w izolacji w obrębie dominujących serii piaszczystych, świadczy dobitnie o epizodycznym charakterze takiej depozycji, związanej jedynie z momentami bardzo dużej dostawy wód ablacyjnych w strefie proksymalnej systemu roztokowego.

Tego typu sekwencje osadowe, o przewadze sedymentacji piaszczystej nad żwirową oraz dużym bogactwie strukturalnym, powiązane z subsródowniskiem korytowym, utożsamiane są najczęściej z warunkami sandru środkowego (Smith 1985; Brodzikowski, Van Loon 1991; Zieliński 1993). Oddalenie od strefy alimentacyjnej sprzyja koncentracji wód proglacialnych. Stosunkowo stabilne warunki hydrodynamiczne umożliwiają rozwój trójwymiarowych form dna i są przyczyną dobrego wysortowania osadu z dominacją depozycji piaszczystodennej.

Świadectwem oddziaływania strefy proksymalnej są litofacje żwirowe akumulowane w czasie przepływów wezbraniowych. Często miały one charakter pozakorytowy. Powstawały wówczas rozległe powierzchnie erozyjne.

Dominacja w profilu wskaźnikowych dla strefy korytowej litofacji wielko- i średnioskalowych warstwowań przekątnych wskazuje jednocześnie, że wody

nie osiągały jeszcze strefy dystalnej podczas akumulacji opisywanych osadów. W strefie dystalnej postępujący rozwój akumulacji odsypowej ponownie doprowadziłby do dezintegracji odpływu korytoowego a rozlewające się lateralnie wody akumulowałyby głównie osady mulkowe lub piaszczysto-mulkowe o strukturze horyzontalnej lub riplemarkowej (Smith 1985; Zieliński, Lewandowski 1990; Brodzikowski, Van Loon 1991; Zieliński 1992, 1993).

Profil litologiczny obserwowany w odsłonięciu w Zelgoszczu dokumentuje funkcjonowanie piaszczystodennej rozutki o urozmaiconej konfiguracji dna, na którym akumulację przerywały erozyjno-akumulacyjne zdarzenia wezbraniowych przepływów ablacyjnych.

Stanowisko: Jeżów

Profil: Jeżów III

Akumulacja w środowisku niskoenergetycznego koryta roztokowego

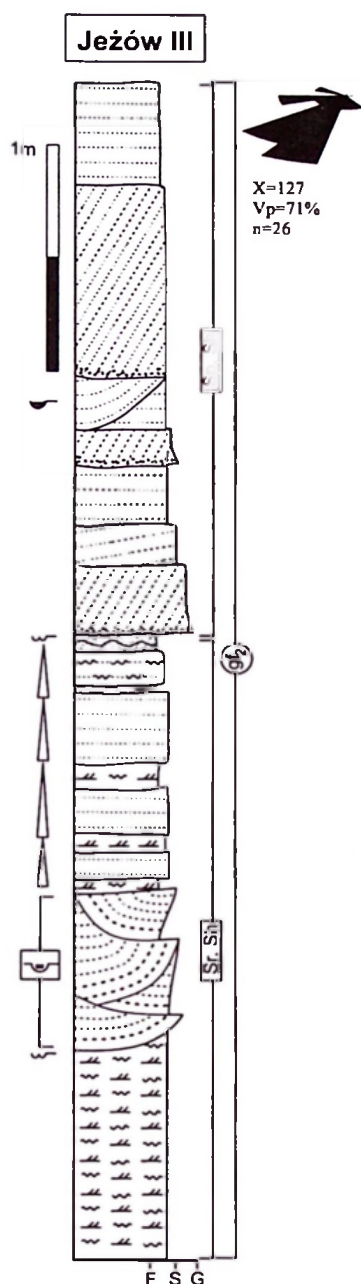
Prezentowany kompleks litofacjalny jest najniższą jednostką osadową zaobserwowaną w odsłonięciu w Jeżowie (patrz stanowisko Jeżów, profil Jeżów I; rys. 1 i 23). Cechuje się on dużym rozpręstrzenieniem lateralnym. W stropie kontaktuje erozyjnie z bardziej gruboziarnistymi osadami kompleksu Jeżów I.

Pod względem teksturalnym dominuje tu drobnoziarnisty, piaszczysty materiał o małej zmienności frakcjonalnej zarówno lateralnej jak i wertykalnej. W jego obrębie występują dwa zespoły litofacjalne (rys. 28).

Dolny zespół (*Sr*, *Sh*) zdominowany jest przez drobnoziarniste piaski z niewielką domieszką mulków o przekątnym warstwowaniu riplemarkowym (litofacje *Sr*). Przedzielają je jednostki drobnoziarnistych, dobrze wysegregowanych piasków o warstwowaniu horyzontalnym (litofacje *Sh*). Akcesorycznie zarejestrowano wielkoskalowy wielozestaw piasków średnioziarnistych o przekątnym warstwowaniu rynnowym (litofacja *St*). Jednostka ta nie posiada charakteru tabularnego, ale stanowi wypełnienie rozległego rozcięcia włożonego w obręb drobnoziarnistych osadów zespołu (*Sr*, *Sh*).

Nadległy zespół litofacjalny (*Sp*, *Sh*) charakteryzuje się obecnością, jako wskaźnikowych, litofacji warstwowanych przekątnie tabularnie (litofacje *Sp*). W ich obrębie następuje zwiększenie średniej średnicy ziarna oraz nieznaczne pogorszenie stopnia wysortowania. Jednostki warstwowane przekątnie rozdzielane są drobniejszymi teksturalnie i lepiej wysortowanymi, średnioskalowymi litofacjami o warstwowaniu horyzontalnym (litofacje *Sh*).

Drobnoziarnisty charakter osadu, przy braku litofacji mulkowych, wskazuje, że akumulacja



Rys. 28. Stanowisko Jezów III. Profil osadów
 objaśnienia jak do rysunku 5
 The Jezów III site. Sedimentary profile
 for explanations see Fig. 5

zachodziła w warunkach stałego stabilnego przepływu o niskiej kompetencji transportowej. Występowanie w stropowej części jednostki regresywnych sekwencji osadowych ($Sh \rightarrow Sr$) świadczy o cykliczności akumulacji w warunkach niskoenergetycznej fluktuacji dynamiki przepływu. Litofacje piasków warstwowanych horyzontalnie (Sh) akumulowane były w czasie szybkich, płytkowodnych przepływów warunkujących powstanie płaskiego górnego dna. Wzrost głębokości wód powodował przejście do dolnej strefy reżimów przepływu i umożliwiał rozwój

na dnie krętych riplemarków (Sr), które w wyniku dalszych ujemnych fluktuacji energii strumienia przechodziły w riplemarki wstępujące (Src). Brak litofacji mułkowych w obrębie zespołu wskazuje na ciągłość odpływu.

Zaobserwowany akcesorycznie wielozestaw litofacji piasków średnioziarnistych o przekątnym warstwowaniu rynnowym (St) dokumentuje funkcjonowanie strefy przepływu skoncentrowanego. Do jego rozwoju doszło w efekcie liniowego spływu znacznej masy wód, które wytworzyły w drobnoziarnistych piaskach rozległą bruzdę erozyjną. Koncentracja strumienia w jej obrębie umożliwiła rozwój megaform dna w postaci piaszczystych krętych megariplemarków. W rezultacie nastąpiło zapętnienie struktury erozyjnej wielozestawem litofacji przekątnego warstwowania rynnowego (St).

Górny zespół litofacyjny charakteryzuje się nieznacznym zwiększeniem frakcji osadu oraz gorszym wysortowaniem. Obecność jednostek (Sp) oraz epizodycznie (St) jest zapisem funkcjonowania stref korytowych. Koryta te były zdominowane poprzez odsypowy styl sedimentacji. Wskaźnikowe są tu litofacje (Sp).

Analiza sedimentologiczna osadów profilu Jezów III dokumentuje przejście od akumulacji w szerokiej i płytkiej roztoce w warunkach okresowych zalewów warstwowanych do nieco głębszego koryta o odsypowym stylu sedimentacji.

Stanowisko: Leonardów

Profil: Leonardów II

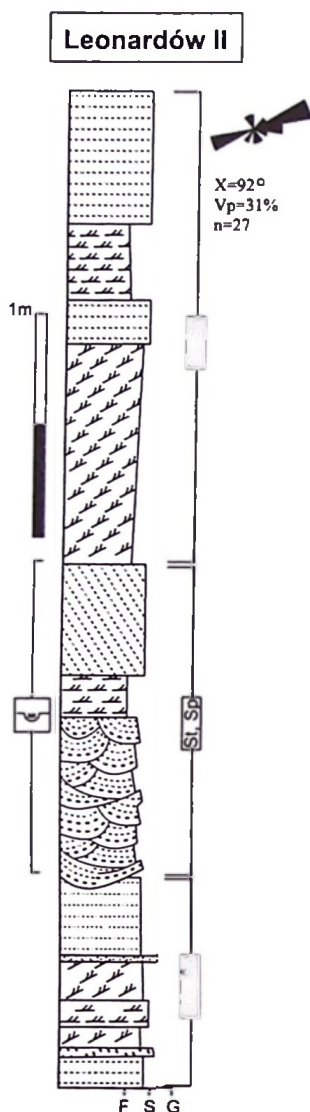
Akumulacja w skrajnie dystalnym, płytkim korycie roztokowym

Lokalizacja kemu oraz odsłonięcia w jego obrębie przedstawiona została przy charakterystyce profilu Leonardów I (rys. 1, 9). Opisywany kompleks, o miąższości do 6 m, stanowi najniższą stratygraficznie serię osadową w części centralnej stoliwa. W stropie, w części południowej, kontaktuje on zgodnie z osadami kompleksu glacialimnicznego (profil Leonardów IV), a w części północnej rozcinany jest seriami żwirowymi opisywanymi w profilu Leonardów I.

Kompleks Leonardów II posiada znaczną rozciągłość lateralną. Zespoły litofacyjne (Src , Sh) i (Sr , Sh) tworzą głównie tabularne litofacje dobrze wysegregowanych, drobnoziarnistych piasków o warstwowaniu horyzontalnym lub riplemarkowym (rys. 29).

Wielkoskalowe jednostki piasków średnioziarnistych warstwowane przekątnie (zestaw litofacyjny St , Sp) występują jedynie w obrębie wypełnienia wielkoskalowego rozcięcia erozyjnego.

W całym kompleksie występują różne generacje uskoków tensyjnych o zrzutach skierowanych do wnętrza formy.



Rys. 29. Stanowisko Leonardów II. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Leonardów II site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Środowisko sedymentacji osadów w tym odsłonięciu jest bardzo zbliżone do opisanego na przykładzie profilu Jezów III. Brak litofacji mułkowych wskazuje na akumulację poza obszarem równi zalewowej. Depozycja zachodziła głównie w wyniku płytkich przepływów o zróżnicowanej dynamice, podczas których akumulowane były drobnoziarniste litofacje warstwowe horyzontalnie (*Sh*) lub riplemarkowo (*Sr*) i (*Src*). Środkowy zestaw litofacyjny (*St*, *Sp*) jest zapisem funkcjonowania głębszego strumienia umożliwiającego powstanie megaform dna w postaci odsypów podłużnych (*Sp*) lub krętych megariplemarków (*St*). W stosunku do profilu Jezów III, analizowany kompleks ukazuje jeszcze niższe energetycznie warunki akumulacji korytowej. Charakter strukturalny osadów korytowych jest tu

niemal analogiczny do powstającego w efekcie zalewów warstwowych. O korytowych warunkach sedymentacji świadczy zespół litofacyjny (*St*, *Sp*) akumulowany w czasie przepływów o głębokości około 0,5 m oraz brak, powszechnych na równiach zalewowych, cykli normalnego uziamienia frakcjonalnego.

Profil Leonardów II prezentuje skrajnie dystalne koryto roztokowe, w którym przeważały warunki sedymentacyjne zbliżone hydrodynamicznie do zalewów warstwowych.

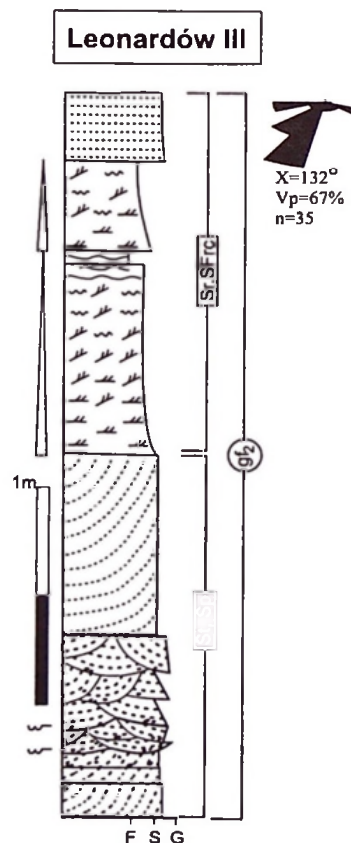
Stanowisko: Leonardów

Profil: Leonardów III

Oboczność subśrodowisk akumulacji w korycie i na równi zalewowej

Opisywany kompleks występuje obocznie w stosunku do wyżej opisanego kompleksu Leonardów II.

W budowie kompleksu dominują litofacje średnioziarnistych i drobnoziarnistych piasków o stosunkowo dobrym stopniu wysortowania i tabularnym pokroju (rys. 30).



Rys. 30. Stanowisko Leonardów III. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Leonardów III site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Dolne zespoły litofacjalne (*Sp*, *St*) i (*St*, *Sl*) odznaczają się najgrubszym ziarnem w całym profilu. Dominujące w ich obrębie litofacje warstwowane przekątnie tabularnie oraz rynnowo składają się głównie z piasków średnioziarnistych i gruboziarnistych, czasami z niewielką domieszką żwirków. Kontakty pomiędzy poszczególnymi litofacjami mają charakter erozyjny.

Górny zespół litofacjalny (*Sr*, *SFrc*) jest zdecydowanie drobniejszy. Obok piasków drobnoziarnistych, liczne są tu również jednostki piaszczysto-mułkowe. Pod względem strukturalnym największą frekwencją odznaczają się litofacje z riplemarkami, w tym z riplemarkami wstępującymi. Charakterystyczne jest gradacyjne przechodzenie pomiędzy typami strukturalnymi osadu, w szczególności strukturami riplemarków prądowych (*Sr*), a riplemarków wstępujących (*Src*). Obocznie, włożone w obręb osadów górnego zespołu litofacjalnego, występują strefy rozcięć erozyjnych wypełnionych średnioziarnistymi piaskami warstwowanymi przekątnie, tabularnie lub rynnowo.

Dolny zespół litofacjalny (*Sl*, *Sp*) akumulowany był w obrębie piaszczystodennego, dystalnego koryta roztokowego. Mała miąższość litofacji warstwowanych przekątnie tabularnie wskazuje, że płytką roztoka ($d = 40$ cm) zdominowana była piaszczystymi odsypami poprzecznymi (litofacje *Sp*). Ich powierzchnie stropowe, w warunkach radykalnego spłylenia głębokości strumienia, nadbudowywane były przez warstwowane horyzontalnie litofacje piasków średnioziarnistych akumulowanych w warunkach nadkrytycznych przepływów płaskiego górnego dna (litofacje *Sh*). W okresach spadku głębokości, ponad rozległymi powierzchniami śródkorytowych, piaszczystych łąch, panowały niskoenergetyczne warunki dolnej strefy podkrytycznego ustroju prądów, w czasie których stropy tych form były przemodelowywane w efekcie migracji piaszczystych riplemarków dennych (litofacje *Sr*). Pomiedzy strefami płyczn związanych z progradacją odsypów piaszczystych, w talwegu, w warunkach głębszych i wyżej energetycznych przepływów, następował rozwój piaszczystych krętych megariplemarków (litofacje *St*). Tego typu sekwencje osadowe zdaniem Zielińskiego (1989, 1992, 1993) są wskaźnikowe dla dystalnej rzeki roztokowej. Ku stropowi występuje progresywna tendencja wzrostu głębokości koryta. Zespół litofacjalny (*Sl*, *Sl*) dokumentuje pełnokorytowy, głęboki na około 80 cm i ustabilizowany energetycznie przepływ w obrębie koryta z rozległymi odsypami poprzecznymi i polami wysokich, trójwymiarowych megariplemarków pomiędzy nimi (warunki analogiczne do zespołu (*Sl*, *St*) opisanego w profilu Jeżów II).

Najwyższy zespół litofacjalny (*Sr*, *SFrc*) dokumentuje zdecydowanie niżej energetyczne warunki depozycji. Dominacja drobnopiaszczystych osadów o warstwowaniu riplemarkowym oraz piaszczysto-mułowych serii riplemarków wstępujących jednoznacznie świadczy o akumulacji w warunkach dolnej części ustroju prądów. Stabilne niskoenergetyczne przepływy, kształtujące dno riplemarkowe (*Sr*), przedzielane były zdarzeniami stagnacji wód. W efekcie rytmicznego transportu dochodziło do agradacji riplemarków wstępujących (*Src*). Okresowo następowało całkowite zamarcie przepływów i dominowała dekantacja materiału ilastego z zawiesiny (litofacje *Fw*). Częste sekwencje normalnego uziarnienia frakcjonalnego, w szczególności agradacyjne przechodzenie drobno-piaszczystych jednostek riplemarkowych w piaszczysto-mułkowe serie riplemarków wstępujących, wskazują na związek akumulacji z cyklicznymi epizodami opadających i zamierających wezbrań (Zieliński 1997).

Obecność w profilu oraz obocznie w odstąpieniu litofacji o warstwowaniu przekątnym większej skali pozwala wykluczyć depozycję w środowisku zbiornikowym (Terpiłowski 2001).

W systemie roztokowym taka drobnoziarnista akumulacja, obok równi zalewowej, może następować również w rozległych, opuszczonych lub zamierających korytach sandrowych zasilanych w czasie przyboru wód w głównych traktach roztokowych (Mader, Teyssen 1985; Antczak 1986; Zieliński 1993, 1997). W analizowanym przykładzie za wskazaniem na subsródownisko równi zalewowej przemawiają takie cechy jak: znaczna rozciągłość lateralna litofacji oraz oboczne występowanie stref o warstwowaniu przekątnym większej skali włożonych w obręb jednostek zespołu *Sr*, *SFrc*. Strefy te powstawały w efekcie organizowania się, w czasie szczególnie silnych przyborów wód, epizodycznych przepływów skoncentrowanych, które rozcinały lokalnie powierzchnię równi zalewowej i umożliwiały rozwój megafarm dna.

Subsródowniska sedymentacji, wyodrębnione w prezentowanym profilu, zbliżone są hydraulicznie do opisanych w stanowisku Mostki (profil Mostki I). Stanowią jednak ich niżej energetyczną, dystalną odmianę.

Profil Leonardów II dokumentuje funkcjonowanie dwóch subsródownisk sedymentacyjnych w obrębie piaszczystodennego dystalnego traktu roztokowego: strefy korytowej o zmiennej głębokości z dwu- i trójwymiarowymi formami dna i towarzyszącej jej równi zlewowej, na której akumulacja zachodziła w czasie opadających i zamierających wezbrań.

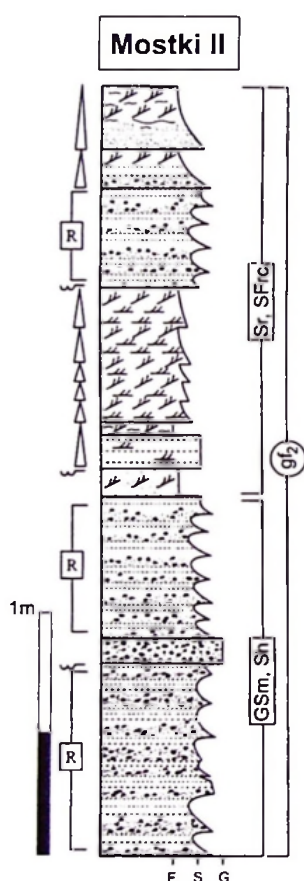
Stanowisko Mostki

Profil: Mostki II

Akumulacja na dystalnej równi zalewowej

Prezentowany profil osadowy Mostki II zarejestrowany został obocznie w stosunku do profilu Mostki I (rys. 1, 17). Sytuacja w odsłonięciu uniemożliwia jednak stwierdzenie, czy prezentowane osady stanowią niższejenergetyczną odmianę kompleksu Mostki I w obrębie tego samego traktu roztokowego, czy też są efektem akumulacji z całkiem odmiennej strefy alimentacji wód ablacyjnych.

Dominującą cechą osadów w obrębie profilu Mostki II jest powszechne występowanie cykli osadowych normalnego uziarnienia frakcjonalnego (rys. 31).



Rys. 31. Stanowisko Mostki II. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Mostki II site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Postać rytmu z gruboziarnistymi piaskami w spagu i pojedynczymi bardzo drobnymi żwirikami i średnioziarnistymi piaskami w stropie mają, odznaczające się największą frekwencją, piaszczyste jednostki warstwowane horyzontalnie (*Sh*). Miąższość pojedynczej sekwencji jest mała i nie przekracza 10 cm. Wyraźne cykle osadowe, o malejącym uziarnieniu frakcjonalnym, budują również charakterystyczne

w profilu zespoły drobnoziarniste. Ich człony spągowe tworzą piaski riplemarkowe (*Sr*) nadbudowywane w stropie litofacjami mułkowo-piaszczystymi o laminacji horyzontalnej (*SFh*) lub riplemarków wstępujących (*SFrc*) typu *S* lub *B*. Charakterystyczną cechą jest agradacyjny charakter kontaktów i tabularny pokrój litofacji.

Osady profilu Mostki II są silnie zdeformowane. Zapadają one monoklinalnie w kierunku centrum formy. W obrębie kompleksu występują również drugorzędne systemy uskoków normalnych. Stopień deformacji uniemożliwił dokonanie wiarygodnych pomiarów kierunkowych.

Profil Mostki II dokumentuje najniższą energetyczną odmianę środowisk glacyfluwialnych zaobserwowanych w kemach regionu łódzkiego.

Środowisko depozycyjne odznaczało się wysokim potencjałem fosylizacyjnym, na co wskazuje brak wyraźnych powierzchni erozyjnych. Miąższe litofacie (*Sh*) akumulowane były w wyniku cyklicznych przepływów pozakorytowych. Pokrój rytmu odpowiada kolejnym epizodom osiągania maksimum fali powodziowej i jej stopniowego spadku nośności. Dominacja warstwowania horyzontalnego oraz mała miąższość cykli wskazuje na stale utrzymujące się warunki płytkowodne, uniemożliwiające rozwój migrujących form dna.

Dla interpretacji środowiskowej wskaźnikowe są jednostki drobnoziarniste. Wykształcenie ich w postaci sekwencji normalnego uziarnienia frakcjonalnego (*Sr*→*FSH*) lub (*Sr*→*FSrc*) dokumentuje funkcjonowanie cykliczności sedimentacji w warunkach najniższej części dolnego ustroju prądów. Stabilny płytkowodny przepływ doprowadzał do rozwoju na dnie riplemarków i akumulacji na ich zapadkowych skłonach drobnoziarnistych piasków (litofacie *Sr*). Stagnacja wód uruchamiała procesy dekantacji materiału zawiesinowego. W warunkach rytmicznego transportu dno uzyskiwało konfiguracje riplemarków wstępujących (*Src*), lub też, przy niemal całkowitym braku prądowania, odkładały się litofacie mułkowo-piaszczyste laminowane horyzontalnie (*FSH*). Cykle tego rodzaju Zieliński (1997) interpretuje jako wskaźnikowe dla sekwencji opadającego wezbrania w obrębie stref pozakorytowych dystalnego systemu roztokowego.

Dominujący układ rytmu, obecność cykli osadowych *Sr*→*FSrc*, tabularny pokrój litofacji oraz agradacyjny charakter kontaktów wskazują, że opisany profil dokumentuje funkcjonowanie równi zalewowej w dystalnym odcinku odpływu glacyfluwialnego, kształtowanej przez niskoenergetyczne, płytkowodne, cykliczne zalewy warstwowe.

Osady strefy proksymalnej w kemach zdominowane są przez masywne litofacie żwirowe aku-

mulowane w subśrodowiskach korytowych oraz piaszczysto-żwirowe i piaszczyste deponowane w warunkach równi zalewowej. Charakterystyczna cechą zarówno dla osadów korytowych, jak i zalewowych jest występowanie cykli wezbraniowych normalnego uziarnienia frakcjonalnego.

Akumulacja w strefach proksymalnych odpływu glacyfluwalnego w kemach najczęściej występuje w postaci trzech charakterystycznych subśrodowisk sedymentacyjnych. Są to warunki akumulacji:

- w korytach, kształtowanych przez cykliczne, wysokoenergetyczne przepływy wód ablacyjnych, w formie żwirowych pokryw dennych lub żwirowo-piaszczystych odsypów podłużnych (Zygry, Leonardów II);

- na równi zalewowej zdominowanej cyklicznymi, płytkimi zalewami warstwowymi akumulującymi tafloidalne litofacje o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym w sekwencji $SGh \rightarrow Sh$, które rozcinane są w czasie wezbraniowych spływów wód ablacyjnych, korytami rozprzewadającymi wypełnionymi materiałem żwirowym z udziałem klastów diamiktonowych (Niemgłowy, Kalenica);

- w płytkich, szerokich korytach zdominowanych żwirowo-piaszczystymi odsypami podłużnymi, występujących obocznie z obszarami równi zalewowych o akumulacji piaszczystej lub piaszczysto-żwirowej (Mostki I).

Kompleksy litofacjalne gf_1 (proksymalne) są przeważnie ograniczone przestrzenne i nie tworzą zasadniczej masy osadowej kemów. Sytuacja taka szczególnie widoczna jest na przykładzie profilu Zygry i Leonardów II. W obu przypadkach kompleksy akumulowane proksymalnie stanowią wyróżniające się litologicznie i strukturalnie jednostki osadowe. Występują one jednakże w ograniczonych strefach i w stosunku do całości masy osadowej kemów mają charakter drugorzędny. Również profile Niemgłowy i Mostki I, mimo szerszego rozprzestrzenienia, występują w formach, w których środowisko akumulacji proksymalnej jest tylko jednym, z środowisk depozycyjnych.

Zestawiając prezentowane przykłady środowisk glacyfluwalnych zarejestrowanych w kemach regionu łódzkiego można stwierdzić, że największą frekwencją cechuje się dystalne środowisko akumulacji glacyfluwalnej. W odróżnieniu od środowiska proksymalnego osady odpowiadające akumulacji w częściach dystalnych odpływu glacyfluwalnego stanowią często główną masę osadową kemów (Zelgoszcz, Jeżów). W stosunku do strefy proksymalnej osady środowiska dystalnego posiadają:

- drobniejszą, głównie piaszczystą, frakcję,
- lepsze wysortowanie,
- słabiej wyrażoną cykliczność akumulacji.

Kompleksy osadowe dystalne posiadają znacznie większe rozprzestrzenienie lateralne. Najczęściej występują w całej szerokości formy (Jeżów, Leonardów, Zelgoszcz).

Spośród subśrodowisk sedymentacyjnych, dystalnej strefy glacyfluwalnej, zarejestrowano akumulację w obrębie:

- koryt o odsypowym stylu sedymentacji zdominowanych piaszczystymi odsypami poprzecznymi, którym w talwegu towarzyszą kręte megariplemarki dające średnioskalowe litofacje St (Czatolin III, Zelgoszcz, Leonardów);

- piaszczystodennych koryt o znacznej głębokości zdominowanych krętymi megariplemarkami (Jeżów I, Czatolin I, Kalenica);

- skrajnie dystalnych, szerokich i płytkich stref korytowych, w których przepływy zbliżone były do zalewów warstwowch (Leonardów III);

- piaszczystych równi zalewowych rozcinanych piaszczysto-żwirowymi korytami rozprzewadającymi (Czatolin I);

- rozległych skrajnie dystalnych równi zalewowych ze znacznym udziałem litofacji piaszczysto-mułkowych i mułkowych (Mostki II, Leonardów);

- rozcięć erozyjnych skrajnie wielkiej skali o wypełnieniu monostrukturalnym lub złożonym (Jeżów II).

Akumulacja glacyfluwalna występowała we wszystkich typach morfologicznych kemów, w jakich prowadzone były badania. Szczególnie charakterystyczna jest jednak dla wałów (Jeżów, Chabierów, Czatolin, Kalenica, Niemgłowy, Zelgoszcz). Osady glacyfluwalne stanowią w nich najczęściej jedyne środowisko sedymentacyjne (pomijając środowiska glacialne mające minimalny udział w masie osadowej).

Charakterystyczną cechą akumulacji glacyfluwalnej w kemach jest znaczna zmienność kierunków paleoprzepływów w poszczególnych kompleksach. W stosunku do osi morfologicznej wałów przebiegać ona może zarówno równolegle, jak i prostopadle.

W pierwszym przypadku charakterystyczna jest dominacja subśrodowisk depozycji korytovej (Zelgoszcz, Jeżów) nadającej akumulacji glacyfluwalnej w kemach charakter zbliżonego do obserwowanego na stożkach sandrowych (Zieliński 1993). W drugim przypadku, depozycji z kierunku prostopadłego w stosunku do osi morfologicznej kemu (Kalenica, Czatolin, Niemgłowy), dominuje sedymentacja w warunkach zalewów warstwowch, których osady rozcinane są żwirowymi korytami erozyjnymi. Charakter litofacjalny deponowanych wówczas osadów zbliżony jest swoimi cechami do akumulacji na morfologicznych stożkach jak np. w obrębie moren czołowych (Zieliński 1992).

Formy o dominującej akumulacji glaciłuwialnej położone są z najczęściej w pozycji wysoczyznowej. Wyjątkiem od tej reguły jest jedynie Wał Domaniewicki (stanowiska: Kalenica i Czatolin), który włożony jest w obręb wielkiego obniżenia pradolinowego. W obrębie wysoczyzn kemy występują najczęściej w strefach kulminacji poziomów wysoczyznowych, same stanowiąc lokalne dominanty morfologiczne (Jeżów, Mostki, Zyгры, Niemglowy).

ŚRODOWISKA GLACILIMNICZNE (gl)

Sedymentacja glacialimniczna należy do jednego z częściej spotykanych środowisk akumulacyjnych w obrębie kemów (Niewiarowski 1961; Baraniecka 1969; Klatkova 1972a, Krygowski 1974; Klajnert 1978; Stankowski 1981; Brodzikowski 1982, 1993; Brodzikowski, Van Loon 1983, 1987; Ruegg 1983; Kasprzak 1988; Lankauf, Pasierbski 1994; Rdzany 1997; Terpiłowski 2001; Jaksa, Rdzany 2002; Jaksa 2003a, b). Zbiorniki glacialimniczne powstające w kemach mają głównie charakter terminoglacjalny. Determinuje to w znacznym stopniu specyfikę procesów sedymentacyjnych zasadniczo odmiennych od warunków panujących w ekstraglacjalnych zbiornikach limnicznych.

Terminoglacjalne środowiska glacialimniczne są bardzo niestabilnym systemem energetycznym. Zmiana charakteru pojedynczego procesu w ich obrębie lub zaistnienie nowego pociąga za sobą reakcję łańcuchową, powodującą przeobrażenia warunków depozycji, często w obrębie całego basenu jeziorowego. W efekcie sedymentacja glacialimniczna cechują się ogromną zmiennością wykazując jednak przy tym pewną charakterystyczną zmienność lateralną.

To poziome zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w środowisku glacialimnicznym, w tym terminoglacjalnym, jest powszechnie podkreślane w literaturze i stanowi podstawę określania subśrodowisk depozycyjnych w obrębie zbiorników glacialimnicznych (Merta 1978; Brodzikowski 1992b, 1993; Gruszka 1992, 2001; Terpiłowski 2003; Gruszka *et al.* 2004). Poziome rozfrakcjonowanie obszarów sedymentacyjnych warunkowane jest topografią misy jeziornej oraz oddaleniem od źródeł zasilania. W każdym zbiorniku, którego skala pozwala na poziome rozfrakcjonowanie osadu, wyróżnia się dwie zasadnicze strefy sedymentacyjne. Są to **skłon misy jeziornej (gl₁)**, który odpowiada generalnie części proksymalnej w stosunku do obszarów zasilania zbiornika oraz strefa

równi dennej jeziora (gl₂) na której przebieg procesów sedymentacyjnych jest silnie uzależniony od wielkości zbiornika i charakteru procesów w strefie skłonu misy jeziornej. Obszar równiny dennej jeziora można traktować jako strefę dystalną akumulacji glacialimnicznej.

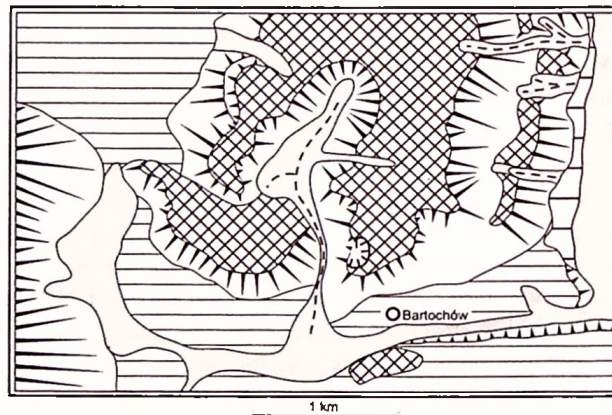
Środowisko skłonu misy jeziornej (gl₁)

Stanowisko: Bartochów

Profil: Bartochów I

**Akumulacja w warunkach subakwacyjnych
spływów kohezyjnych**

Odsłonięcie położone jest na południowym skraju rozległego kompleksu wzniesień określanego jako Pagóry Warciańskie (rys. 32), 4 km na południe od miejscowości Warta (rys. 1). Od zachodu stoki form opadają na terasę nadzalewową Warty, a z pozostałych stron do obniżen terenowych towarzyszących równolegle granicom kompleksu. Maksymalne wysokości względne od strony doliny Warty (wschodniej) wynoszą 50 m, a od powierzchni równiny morenowej 20 m.



Rys. 32. Stanowisko Bartochów.
Otoczenie geomorfologiczne

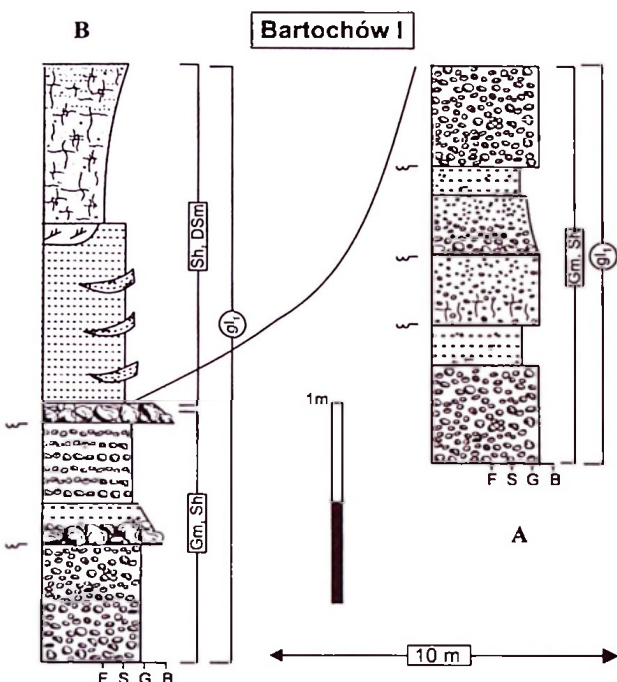
objaśnienia jak do rysunku 7

The Bartochów site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7

Kompleks litofacjalny zarejestrowany w odsłonięciu zdominowany jest w stropie przez sedymentację masywnych litofacji żwirowych (*Gm*), przedzielanych lokalnie piaszczystymi i żwirowo-piaszczystymi litofacjami o warstwowaniu horyzontalnym (*SGh*) (rys. 33A). Oprócz niewielkich ilości materiału diamiktonowego, rozproszonego w osadach gruboziarnistych, w obrębie kompleksu zaobserwowano wielkoskalową jednostkę gliny piaszczystej (*DSm*) (rys. 33B).

W jej obrębie udział materiału piaszczystego rośnie ku stropowi litofacji oraz, lateralnie, zgodnie

z kierunkiem zapadania jednostki. W kolejnych intersekcjach eksploatacyjnych stwierdzono drobienie materiału kompleksu i zwiększanie się frekwencji serii piaszczystych zgodnie z kierunkiem transportu (rys. 33A, B). Charakterystyczną cechą wszystkich osadów jest znaczne nachylenie warstw w kierunku północno-zachodnim, czyli do centrum formy oraz obecność licznych uskoku skierowanych na zewnątrz kemu.



Rys. 33. Stanowisko Bartochów I. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Bartochów I site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Załoba (1985, 1996) cały ten kompleks określił jako morenę czołową, dokumentując w części północnej liczne deformacje, które interpretował jako zaburzenia glacytektoniczne wywołane szarżą jeziora lodowcowego w dolinie Warty. Nie wypowiadając się na temat genezy opisywanych przez Załobę deformacji, prowadzone badania terenowe wskazują jednak, że przynajmniej część południowa kompleksu pagórków ma genezę odmienną od czołowomorenowej (Jaksa 2003c). O takiej interpretacji zdecydowały takie przesłanki jak:

- obecność wokół kompleksu pagórków zagłębień morfologicznych, które można utożsamiać z zagłębieniami wytopiskowymi;
- udokumentowanie środowisk sedymentacyjnych powiązanych genetycznie z funkcjonowaniem rozległego zbiornika glacialimnicznego o udokumentowanym podparciu lodowym od strony południowej;

- kierunek transportu osadów skierowany ku północy.

Mając na uwadze powyższe ustalenia, sedymentacja w stanowisku Bartochów traktowana jest w nieniejszym opracowaniu jako zachodząca w formie kształtującej się w otoczeniu lodu martwego, a więc w warunkach paleogeograficznych tożsamy dla sedymentacji kemowej.

Sedymentacja kompleksu Bartochów I zachodziła w środowisku subakwaticznego stożka. Żwirowe jednostki akumulowane w stropie profilu (*Gm*) są wyznacznikiem jego strefy proksymalnej. Sedymentacja zachodziła w efekcie rozcinania powierzchni akumulacyjnej licznymi korytami wyerodowanymi przez subakwalne spływy gruboziarnistego materiału, redeponowanego z górnych odcinków stożka. Masywna struktura i słaby stopień segregacji litofacji są wskaźnikami przeciążenia transportowego strumienia. Wypełnianie koryt następowało w efekcie nawet niewielkiego spadku kompetencji transportowej ośrodka poprzez „zamrożenie” spływu (Brodzikowski, Van Loon 1987; Brodzikowski 1993; Zieliński, Gruszka 1996). Erozyjne kontakty między litofacjami oraz akcesoryczne występowanie litofacji piaszczystych, akumulowanych zapewne w czasie opadania wezbrań, świadczą o znacznej sile erozji w fazie narastania kolejnych spływów.

W środkowej części stożka udział jednostek żwirowych maleje a pojawiają się wielkoskalowe litofacje piaszczyste warstwowane horyzontalnie (*Sh*). Akumulowane one były w warunkach płytkich, warstwowych przepływów prądów trakcyjnych. Świadczy to o niższej energii spływów i wzroście potencjału fosylizacyjnego środowiska, w którym warunki umożliwiały już zachowanie drobnoziarnistych osadów akumulowanych w okresach przedzielających kolejne epizody spływów. Erozyjne kontakty pomiędzy jednostkami wskazują jednak, że ich miąższości są znacznie zredukowane.

Litofacja (*DSm*) występuje w osadzie w postaci pojedynczej wielkoskalowej litofacji. Jest ona zapisem kohezyjnego spływu materiału ablacyjnego deponowanego pierwotnie w warunkach subaeralnych. W trakcie transportu następowało stopniowe uwadnianie ośrodka. Dokumentuje to wzrost udziału materiału piaszczystego w profilu. W stropie następowała resedymetacja materiału diamiktonowego przez niskoenergetyczne prądy trakcyjne. Dokonywały one segregacji materiału i wzbogacały strefę stropową we frakcję szkieletową. Lokalnie powstawały na tej drodze strefy piasków diamiktonowych warstwowanych horyzontalnie (*SGh*).

Czasami pozostałością spływu jest tu jedynie rezydium żwirowo-gliniaste (*GDm*). Obecność jed-

nostek diamiktonowych świadczy o proksymalności depozycji w stosunku do masy lodowej.

Pojawiające się lokalnie litofacie drobnoziarnistych piasków o strukturze riplemarków wstępujących (*Src*), są efektem jednoczesnej dekantacji osadów parapelagicznych i działalności niskoenergetycznych prądów trakcyjnych.

Akumulacja kompleksu Bartochów I zachodziła w środowisku dystalnie nachylonego stożka subakwalnego, rozwijającego się w strefie ujściowej skoncentrowanego dopływu wód glacyfluwalnych. Dominowały na nim spływy kohezyjne oraz akumulacja z prądów trakcyjnych.

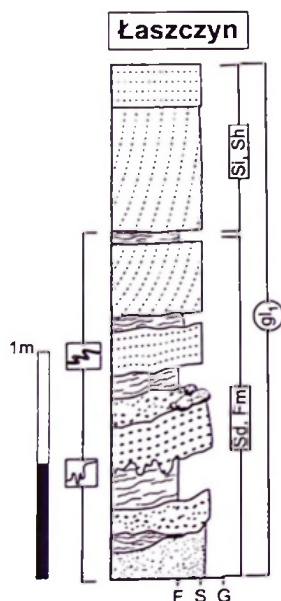
Stanowisko: Łaszczyn

Profil: Łaszczyn

Wypełnienie terminoglacjalnego zbiornika glacylimnicznego o silnej subsydencji dna

Stanowisko Łaszczyn znajduje się w zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej, na SE od Rawy Mazowieckiej (rys. 1), w długim na 6,5 km wale ozowekowym (rys. 11). Forma ta zaznacza się w terenie bardzo wyraźnie na tle płaskiej, miejscami falistej, wysoczyzny moreny dennej z nielicznymi zagłębieniami wytopiskowymi. W wale tym na pierwotną subglacialną akumulację typu ozowego nałożona została depozycja w warunkach intraglacjalnych o charakterze kemowym (J a k s a, R d z a n y 2002). Prezentowany przykład środowiska sedimentacyjnego pochodzi z „kemowego” okresu rozwoju wału.

Maksymalna miąższość kompleksu dochodzi do 5 metrów. Analizowany fragment profilu osadowego jest dwudzielny (rys. 34).



Rys. 34. Stanowisko Łaszczyn. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Łaszczyn site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

W obrębie dolnego zespołu litofacjalnego (*Sd*, *Fd*) dominują piaski średnioziarniste, podrzędnie gruboziarniste ze żwirikami, przedzielone warstwami mułków. Akcesorycznie występują skupienia gruboziarnistych żwirów, o średnicach klastów dochodzących do 25 cm. Elementem strukturalnym wyróżniającym dolny zespół litofacjalny jest powszechne występowanie w jego obrębie struktur deformacyjnych o charakterze flotacyjnym oraz pogrążowych i plikatywnych.

Górny zespół litofacjalny (*Si*, *Sh*) budują dobrze wysortowane średnioziarniste piaski. W dolnej części wykształcone są one w postaci przekątnego warstwowania nachylonego wielkiej skali (litofacja *Si*). W stropie osady te kontaktują sedimentacyjnie z identyczną makroskopowo pod względem frakcji, tabularną ławicą piasków o pokroju horyzontalnym (litofacja *Sh*).

Profil dokumentuje zapełnianie niewielkiego zbiornika glacylimnicznego. Akumulacja osadów w jego obrębie była dwufazowa. Rekonstrukcja procesów sedimentacyjnych w pierwszej fazie, odpowiadającej zespołowi litofacjalnemu (*Sd*, *Fm*), jest utrudniona z uwagi na bardzo silny stopień deformacji. Występowanie litofacji piasków średnio- i gruboziarnistych, lokalnie zawierających żwiry, oraz ogólne nachylenie osadów sugeruje akumulację w warunkach subakwatywnego stożka. Zachodziły na nim spływy typu *fluidal flow*, których pozostałością są litofacie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe. Niewielka skala wspomnianych wcześniej deformacji oraz ich przestrzenna izolacja jednoznacznie wskazują, że wynikały one z czynników egzogenicznych. Ich rozwój związany był z silną subsydencją dna zbiornika uwarunkowaną najprawdopodobniej wytapianiem pogrążonych brył lodowych. O możliwości zaistnienia takiego procesu świadczy obserwowana w stropie odsłonięcia sukcesja w pionie dwóch litofacji piasków średnioziarnistych o przekątnym nachyleniu wielkiej skali, rozdzielonych serią mułków. Obniżanie się dna zbiornika doprowadzało do zachwiania równowagi subakwatywnego stoku. Efektem było uruchomienie spływów kohezyjnych wcześniej złożonych osadów co doprowadziło do silnego zaburzenia pierwotnej struktury sedimentacyjnej. Jednocześnie resuspensji ulegały zdeponowane już osady parapelagiczne. Ich ponowna dekantacja zachodziła również na powierzchni stożka w postaci stosunkowo grubych serii mułkowych (Brodzickowski, Zieliński 1992). Na kontaktach między litofacjami piaszczystymi a mułkami powstawały postsedymenacyjne deformacje związane z niestatecznym warstwowaniem gęstościowym.

Izolowane skupienia materiału gruboziarnistego, w tym żwirów o średnicy do 25 cm, są efektem wytapiania ze swobodnie migrujących brył lodowych powstających przez cilenie się brzeżnych partii lądolodu. Świadczy to o terminologicznych warunkach funkcjonowania zbiornika.

Stropowy zespół litofacyjny (*Si, Sh*) dokumentuje progradację mikrodelty stożkowej typu gilbertowskiego. W obrębie jej skłonu deponowane były piaski o przekątnym warstwowaniu nachylonym (litofacja *Si*). W odróżnieniu od warunków rozwoju podobnej morfologicznie powierzchni akumulacyjnej, przedstawionej w profilu Ptaszkowice I, w opisywanym przypadku akumulacja zachodziła nie w wyniku spadku kompetencji transportowej strumienia fluwioglacjalnego, ale była efektem grawitacyjnych wpływów ziarnowych, najczęściej w efekcie redepozycji wcześniej złożonych osadów (Gradziński *et al.* 1986; Zieliński, Gruszka 1996; Gruszka *et al.* 2004). Przyrastające lateralnie laminy litofacji (*Si*), synchronicznie nadbudowywane były wertykalnie litofacją (*Sh*). Homogeniczność strukturalna i teksturalna (brak riplemarków falowych oraz przeławień mułkowych) wskazuje, że litofacja ta akumulowana była w dystalnej części subaeralnego stożka glacyfluwalnego, w strefie ujściowej do zbiornika wód stojących. Depozycja zachodziła w nadkrytycznych przepływach górnego płaskiego dna uwarunkowanego małymi głębokościami strumienia. Są to charakterystyczne warunki hydrodynamiczne dla dystalnych odcinków topsetowych delt w warunkach ujść strumieni glacyfluwalnych (Brodzikowski 1992; Zieliński, Brodzikowski 1992c). Lokalnie zaobserwowano ciągle następstwo lamin litofacji (*Sh*) w obrębie litofacji (*Si*). Kontakt ten dokumentuje strefę, gdzie płaski górny człon delty przechodzi w jej stromy skłon. Powstaniu mikrodelty typu gilbertowskiego w omawianym przypadku sprzyjała znaczna stromość misy zbiornika i obciążenie transportowe strumienia ablacyjnego (Nemec, Steel 1988; Nemec 1990a, b; Brodzikowski 1993).

Kompleks litofacyjny Łaszczyn dokumentuje zapełnianie małego zbiornika terminoglacjalnego w efekcie rozwoju subakwalnych stożków depozycyjnych oraz progradacji piaszczystych mikrodelty typu gilbertowskiego. Synchronicznie z akumulacją zachodziła subsydencja dna, co doprowadzało do zniszczenia pierwotnego porządku sedymentacyjnego. Zachował się on jedynie w obrębie jednostek gromadzonych w ostatnich fazach funkcjonowania zbiornika.

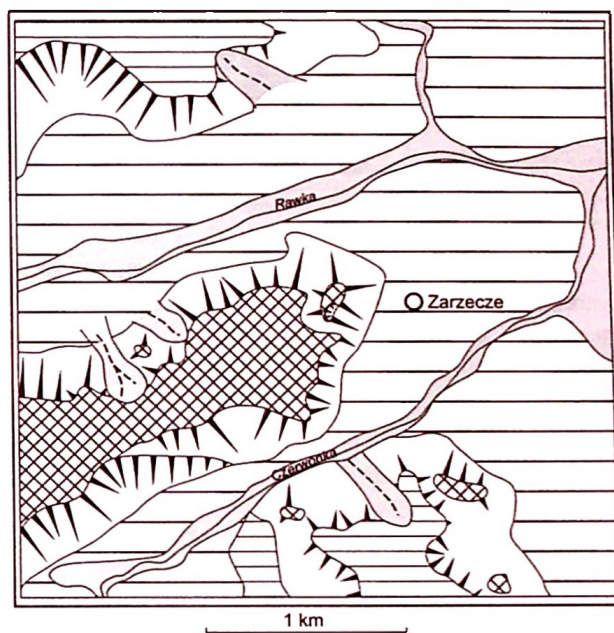
Środowisko równi dennej jeziora (gl_2)

Stanowisko: Zarzecze (Kotlina Górnej Rawki)

Profil: Zarzecze

Akumulacja z prądów trurbidytowych w strefie glacylimnicznej równi dennej

Stanowisko Zarzecze znajduje się 7 km na SW od Rawy Mazowieckiej (rys. 1), w obrębie rozległego obniżenia dolinnego określanego w literaturze jako Kotlina Górnej Rawki (Kondracki 1988; Klajnert, Rdzany 1989; Rdzany 1997; Kobjek 2000). Odstąpienie wykonane jest w południowo-zachodniej części rozległego stoliwa kemowego o długości około 4,5 km i szerokości około 1 km (rys. 35).

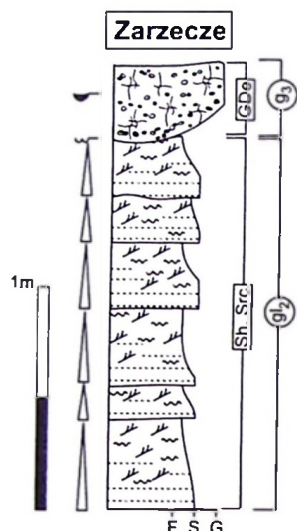


Rys. 35. Stanowisko Zarzecze. Otoczenie geomorfologiczne objaśnienia jak do rysunku 7

The Zarzecze site. Geomorphological surroundings for explanations see Fig. 7

Wcześniejsze badania kemów w obrębie Kotliny Górnej Rawki (Klajnert, Rdzany 1989; Klajnert, Świdrowska 1992; Rdzany 1997) wykazały, że formy te niemal w całości zbudowane są z osadów drobnopiaszczystych. W zarejestrowanym profilu osadów charakterystyczną cechą jest ich wysoka homogeniczność teksturalna oraz wyraźna cykliczność (rys. 36).

Cykle zbudowane są z litofacji drobnopiaszczystych piasków w spagu o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*) oraz serii riplemarków wstępujących w stropie (*Src(A)*), wykształconych w obrębie piasków drobnopiaszczystych z niewielkim udziałem mułków. Wiercenia wykonane w obrębie kemów Kotliny Górnej Rawki wykazały, że miąższość tak homogenicznych teksturalnie osadów przekracza 30 m (Rdzany 1997).



Rys. 36. Stanowisko Zarzecze. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Zarzecze site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Kotlina Górnej Rawki jest obniżeniem prewarciańskim (R d z a n y 1997). Znaczne rozprzestrzenienie lateralne osadów, analogicznych do prezentowanych, w obrębie niemal całej Kotliny (stanowiska: Zarzecze, Branik, Wola Naropińska – R d z a n y 1997) oraz ich homogeniczność wskazują, że w czasie deglacjacji lądolodu warty obszar ten stanowił rozległy zbiornik sedymentacyjny o zbliżonych warunkach depozycji na znacznym obszarze. Środowiskiem akumulacji drobnopiaszczystych serii w profilu Zarzecze była równia denną rozległego zbiornika glacialimnicznego (paraglacilimnicznego – R d z a n y 1997). Depozycja zachodziła w wyniku dywanowego rozprzestrzeniania się przydennych prądów turbidytowych. Wyraźnie widoczne w profilu cykle osadowe, o normalnym uziarnieniu frakcjonalnym i charakterystycznej gradacji struktur sedymentacyjnych, są zapisem niepełnych sekwencji Boumy (Gradziński *et al.* 1986). Sekwencje te są pozbawione najniższych, wysokoenergetycznych części. Faza maksymalnej siły transportowej prądu zawiesinowego zapisana jest w akumulacji piasków drobnopiaszczystych o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*). Stopniowy spadek energii prądu powodował, że obok akumulacji trakcyjnej następowała dekantacja materiału parapelagicznego i na dnie rozwijały się agradacyjne struktury riplemarków wstępujących typu *A* (litofacie *Src(A)*). Dla określenia położenia strefy sedymentacji tych osadów w zbiorniku diagnostyczne są takie cechy sedymentologiczne jak: brak dolnych, gruboziarnistych członów sekwencji Boumy, redukcja członów górnych – mułkowych oraz przewaga erozyjnych kontaktów pomiędzy osadami poszczególnych cykli. Pozwalają one wykluczyć

zarówno proksymalną strefę prądów turbidytowych – brak członów wysokoenergetycznych jak i strefę wyraźnie dystalną – brak mięjszych litofacji mułków oraz przewaga kontaktów erozyjnych. Obraz sedymentologiczny wskazuje zatem na depozycję w dystalnie położonej części środkowej stożka turbidytowego.

Zastanawiające jest jednak, że w żadnym odsłonięciu w obrębie Kotliny Górnej Rawki nie zarejestrowano grubszych osadów odpowiadających strefie proksymalnej. Podobne sytuacje stwierdził K l a j n e r t (1978) w „Ozie Słomkowskim” i w kemach okolicy Pływi w strefie północnej krawędzi Wysoczyzny Skierniewickiej. Analogiczne warunki sedymentacji, jak przedstawione w Zarzeczu, opisali również L a n k a u f i P a s i e r b s k i (1994) z kemu w Czemlewie. Autorzy ci, mając możliwość prześledzenia całego profilu poprzecznego wypełnienia zbiornika o maksymalnej szerokości 130 m, stwierdzili cykliczną drobnoziarnistą sedymentację w obrębie dna zbiornika glacialimnicznego. Jednocześnie najgrubszym osadem trakcyjnym wyróżnionym w częściach brzeżnych formy były jedynie średnioziarniste piaski. Świadczy to, że w przypadku niektórych zbiorników frakcja osadu zależy nie od trakcyjnego segregowania rumowiska, ale raczej od charakteru materiału morenowego dostarczanego do zbiornika sedymentacyjnego. M o j s k i (1967) na podstawie badań kemów z okolic Białegostoku doszedł do wniosku, że sytuacja taka spowodowana była brakiem gruboziarnistego materiału w zamierających masach lodowych. Interpretacja taka jest jednak trudna do przyjęcia w przypadku opisywanego obszaru. Drobnoziarniste formy w Kotlinie Górnej Rawki sąsiadują bowiem z położonymi na wysoczyźnie kemami, które zawierają w swojej budowie znaczny udział frakcji grubszych (np. profil Jeżów I i II; kem w Miłochniewiczach – R d z a n y 1997). Próbuując wyjaśnić ten problem należy zwrócić uwagę, że charakterystyczną cechą kemów położonych w obniżeniach podlodowych i zbudowanych z drobnoziarnistych piasków jest rozcięcie ich powierzchni stropowych strukturami wielkoskalowych bruzd erozyjnych wypełnionych najczęściej gruboziarnistym materiałem żwirów diamiktonowych (K l a j n e r t 1978, 1984; R d z a n y 1997; W o r o n k o 2003). Rozcięcia te interpretowane są jako efekty erozji wód związanych ze spływami supraglacialnych zastoisk w zaawansowanej fazie deglacjacji. Charakter teksturalny wypełnień owych rozcięć świadczy, że zdrenowane supraglacialne zbiorniki stanowiły obszary akumulacji gruboziarnistych osadów, które w czasie spustu wód zostały ponownie redeponowane. W sytuacji takiej do dużych zbiorników glacialimniczych docierały pierwotnie strumienie obciążone jedynie drobnoziarnistym materiałem, ponieważ

materiał gruboziarnisty został osadzony wcześniej jeszcze w strefie glacialnej. Koncepcja taka może tłumaczyć homogeniczność drobnofrakcyjnej sedymentacji w obrębie dużych zbiorników glacialimnicznych położonych w obniżeniach terenu, przy jednoczesnym występowaniu na wysoczyznach materiału gruboziarnistego w kemach.

Niezależnie jednak od powyższych rozważań można stwierdzić, że środowiskiem sedymentacji osadów profilu Zarzecze jest równina dennej kształtowana przez akumulację materiału z prądów zawieszinowych.

Stanowisko: Czatolin (Wał Domaniewicki)

Profil: Czatolin II

Glacialimniczna sedymentacja w rozcięciu skrajnie wielkiej skali

Kompleks Czatolin II położony jest obocznie w stosunku do profilu Czatolin I (rys. 13, 19). Znajduje się ono w zachodniej, stropowej części wału kemowego i ma przebieg generalnie zgodny z jego osią morfologiczną.

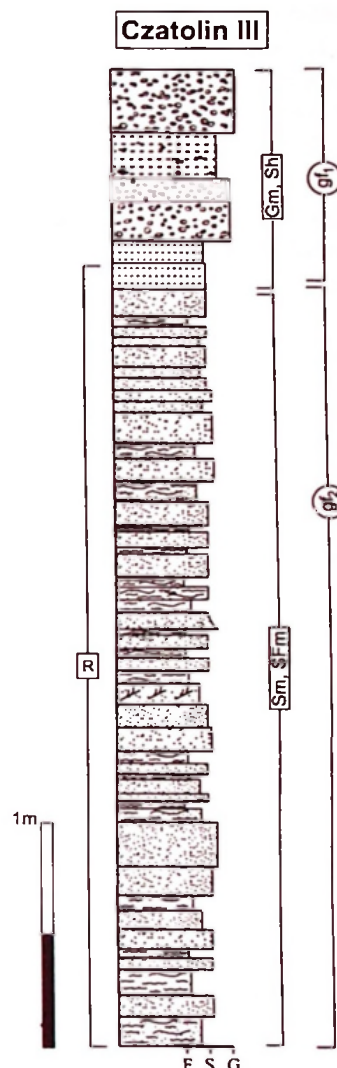
Prezentowany profil osadowy stanowi wypełnienie wielkiego rozcięcia kanałowego o szerokości ponad 20 m i głębokości przekraczającej 6 m. W obrębie wypełnienia wielkoskalowego rozcięcia wyróżniono dwa zespoły litofacjalne (rys. 37).

Dolny zespół (*Sm*, *SFm*) budują współkształtne do zarysu bruzdy litofacie dobrze wysortowanych, drobnociarnistych piasków masywnych, rozdzielone piaskami z mulkiem również o strukturze masywnej. Charakterystyczną cechą są tu małe miąższości jednostek sedymentacyjnych, przeciętnie nie przekraczające 10 cm.

W stropie, na wschodnim skłonie rynny, zarejestrowano górny zespół litofacjalny (*Gm*, *Sh*). Budują go wielkoskalowe jednostki masywnych żwirów, rozdzielone osadami średnociarnistych piasków. Zapadają one w kierunku osi rozcięcia.

Akumulacja analizowanego kompleksu osadowego była późniejsza w stosunku do prezentowanego wcześniej profilu Czatolin I. Poprzedziło ją wytworzenie rynny erozyjnej skrajnie wielkiej skali pomiędzy cofającą się wschodnią ścianą lodu a wcześniej złożonymi osadami stożka. Jej wycięcie nastąpiło w czasie jednorazowego epizodu erozyjnego spowodowanego gwałtownym spływem wód dużego zbiornika supra- lub intraglacjalnego. W rynie tej powstał następnie zbiornik glacialimniczny. Spągowy zespół litofacjalny (*Sm*, *SFm*) dokumentuje środowisko akumulacji na jego równi dennej. Depozycja zdominowana była tu zmiennym rytmem prądów zawieszinowych. Cyklity piasków drobnociarnistych o strukturze horyzontalnej lub masywnej przewarstwione z seriami mulków piaszczystych

masywnych są zapisem ich dystalnych części. Stopniowo następowała nieznaczna proksymalizacja akumulacji, na co wskazuje grubsza frakcja uziarnienia w obrębie jednostek piaszczystych oraz wzrost ich udziału w stosunku do litofacji mulkowych.



Rys. 37. Stanowisko Czatolin III. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Czatolin III site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

W końcowym etapie wypełniania rynny znaczył się bardzo silny transport poprzeczny. Akumulacja następowała od strony masy lodowej, na wschodnim stoku rynny, w postaci subakwalnego stożka. Masywne litofacie żwirów w matriksie piasków z domieszką mulków oraz nachylenie całego kompleksu, wynoszące około 10°, wskazuje, że dominowały na nim spływy kohezyjne redeponujące gruboziarnisty materiał ablacyjny (litofacie *Gm*). Spływy przedzielane były okresami działania prądów trakcyjnych akumulujących litofacie piasków warstwowych horyzontalnie.

Profil Czatolin III ukazuje zdarzenie rozcięcia wcześniej złożonych osadów kemu bruzdą erozyjną skrajnie wielkiej skali, a następnie jej wypełnienie utworami sedimentacji glacialimniczej. W osadach wypełnienia stwierdzono strefę sedimentacji w dystalnej części podłużnych prądów zawieszinowych oraz wkroczenie poprzecznego, w stosunku do osi morfologicznej basenu sedimentacyjnego, proksymalnego stożka subakwalnego.

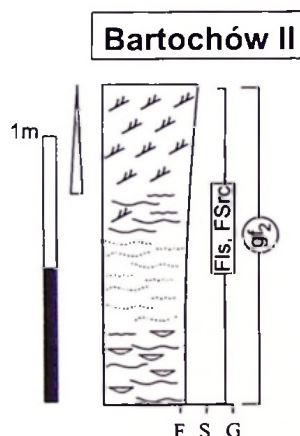
Stanowisko: Bartochów

Profil: Bartochów II

Sedymентация z rytmicznego transportu skrajnie dystalnych prądów zawieszinowych

Prezentowany kompleks występuje obocznie w stosunku do profilu Bartochów I w południowej części Pagórów Warciańskich (rys. 32).

Opisywany profil budują wyłącznie osady mułkowo-piaszczyste (rys. 38).



Rys. 38. Stanowisko Bartochów II. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

The Bartochów II site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

W spągu jest to litofacja o laminacji soczewkowej (*Fic*) (*lc* – ang. *lenticular bedding*), przechodząca aggradacyjnie ku stropowi w litofację riplemarków wstępujących typu *S*.

Akumulacja osadów zachodziła tu w warunkach rytmicznych procesów sedimentacji drobnoziarnistych piasków przez prądy trakcyjne oraz dekantacji mułków z zawiesziny. Depozycja litofacji (*Fic*) jest efektem przewagi procesów dekantacyjnych. Powstające w trakcie prądowania piaszczyste riplemarki przykrywane były całkowicie materiałem wytrąconym z suspensji. Niska energia następnej fazy przepływów trakcyjnych, formująca kolejną generację piaszczystych riplemarków, uniemożliwiała erozję powstałego w ten sposób kohezynego dna. Ku stropowi laminacja smużysta przechodzi w strukturę riplemarków wstępujących typu *S* (*FSrc(S)*). Wzrasta jednocześnie udział materiału drobnopiaszczystego.

Gradacja ta stanowi zapis stopniowego wzrost udziału akumulacji trakcyjnej. Riplemarki wstępujące typu *S* tworzyły się w warunkach, kiedy osady dekantacyjne pokrywały riplemarki jedynie cienką warstwą, nie wypełniając obniżień między ich grzbietami. Siła prądu trakcyjnego była jednak nadal na tyle nieznaczna, że nie powodowała erozji mułków na proksymalnych stokach riplemarków.

Środowiskiem akumulacji osadów była równienna jeziora terminoglacjalnego w strefie oddziaływania skrajnie dystalnych prądów zawieszinowych, w których występowała przewaga depozycji parapełgicznej nad trakcyjną.

Stanowisko: Leonardów

Profil: Leonardów IV

Geneza wielkoskalowych serii pelitycznych oraz akumulacja z prądów zawieszinowych

Prezentowany kompleks osadowy jest najwyższą położoną jednostką osadową, z wyjątkiem serii ablacyjnych, zaobserwowaną w odkrywcę Leonardów (rys. 1, 9). W spągu kontaktuje on ze żwirowymi jednostkami profilu Leonardów I oraz piaszczystymi seriami opisanymi w profilu Leonardów II.

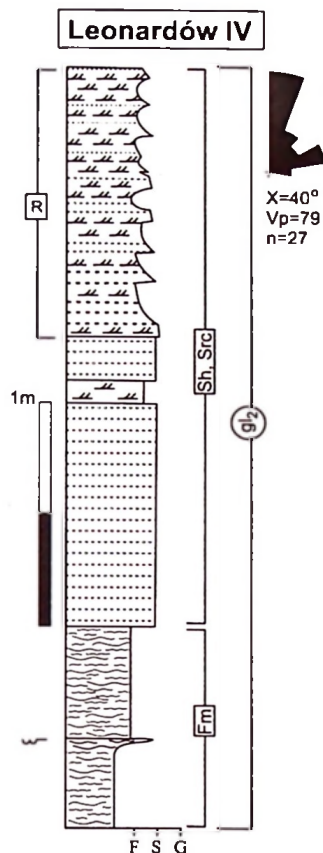
Analizowane osady wypełniają łagodną nieckę z systemami uskoków na jej skrzydłach, skierowanymi do jej środka.

Profil rozpoczyna zespół litofacyjny (*Fm*). Budują go dwie wielkoskalowe litofacje. W spągu są to mułki ilaste o strukturze gruzelkowej, natomiast w stropie litofacja mułków z domieszką materiału drobnopiaszczystego. Na kontakcie pomiędzy tymi jednostkami zaznacza się strefa smugowania. Miąższość tego zespołu nie wykazuje zmienności pomiędzy częściami centralnymi a skrzydłami niecki (rys. 39).

Ponad tymi jednostkami mułkowymi dominuje akumulacja drobnoziarnistych piasków zespołu litofacyjnego (*Sh*, *Src*). W stropie tego zespołu litofacyjnego występuje mięzsza seria rytmu. W spągu każdego cyklu występują tu piaski drobnoziarniste, warstwowane horyzontalnie, które ku górze nadbudowywane są piaszczysto-mułkowymi jednostkami riplemarków wstępujących typu A (*SFrc(A)*).

Forma łagodnej niecki, w jakiej występują osady, pokrywa się ze strefą ugięcia osadów żwirowych zalegających w spągu. Świadczy to, że związana jest ona z procesami zaburzeń egzogenicznych w stosunku do zbiornika sedimentacyjnego. Obecność systemu zrzutów wzdłuż uskoków normalnych na skrzydłach niecki, skierowanych do strefy centralnej, sugeruje możliwość subsydencji dna związanej z wytapianiem się pogrzebanych brył lodowych (Jaks 2003b). Miąższość jednostek mułkowych nie wykazuje różnicowania pomiędzy strefą centralną a skrzydłami obniżenia, co sugeruje, że intensywna subsydencja zachodziła po złożeniu tych osa-

dów. Z wstrząsami towarzyszącymi temu procesowi wiązać można również gruzelkową strukturę spągowej litofacji mułków drobnoziarnistych.



Rys. 39. Stanowisko Leonardów IV. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Leonardów IV site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Na szczególną uwagę w prezentowanym profilu zasługuje geneza miększych jednostek mułków dolnego zespołu litofacjalnego (*Fm*). Akumulowany był on jedynie w efekcie dekantacji materiału zawiesinowego. W jego obrębie nie zaobserwowano jakichkolwiek prądowych struktur depozycyjnych. Wyjątkiem jest tu powierzchnia graniczna pomiędzy litofacjami zespołu. Epizod prądowania zapisany jest w postaci kilkucentymetrowej strefy smug piaszczysto-mułkowych powstałych w wyniku przemycia stropowej powierzchni dolnej litofacji i akumulacji nieco grubszego materiału mułkowo-piaszczystego.

Obecność tak grubych serii parapelagicznych, w mało stabilnych warunkach glacialimnicznych, nie należy do częstych. Wynika to z faktu, że powstanie tego typu jednostek osadowych wymaga długiego czasu intensywnej, stabilnej dostawy drobnoziarnistego materiału. W sterowanej rytmem ablacji strefie glacialimnicznej warunki takie są trudne do spełnienia. Pakiety mułków o miąższości przekraczającej nawet

2 m, w podobnej sytuacji geologicznej, opisują Brodzikowski, Zieliński (1992) z Rowu Kleszczowa (odsłonięcie Bełchatów). Ich powstanie autorzy ci wiążą z resuspensją materiału mułkowego wywołaną wstrząsem tektonicznym, który poderwał z dna wcześniej złożone osady parapelityczne pozostawiając jednocześnie materiał piaszczysty. W opisywanym stanowisku obecność struktur uskokowych w osadzie oraz podobieństwo sekwencji osadowej pozwala na przyjęcie analogicznej genezy dla wytłumaczenia tak znacznej miąższości tych serii. Każda z tych litofacji dokumentuje dekantację materiału zawiesinowego odpowiadającą epizodowi pojedynczego zdarzenia tektonicznego. Odmienność teksturalna oraz ślady przemycia na kontakcie jednostek są świadectwem wystąpienia tych zjawisk w pewnym, niezbyt długim interwale czasowym.

W stropie opisywany pakiet graniczy z piaszczystymi jednostkami reprezentującymi strefę równi dennej jeziora. Dla interpretacji warunków środowiskowych akumulacji zespołu wskaźnikowy jest tu pakiet rytmitów występujących w stropie profilu. Sekwencje *Sh*→*SFrc(A)* są efektem cyklicznych prądów zawiesinowych deponujących piaski warstwowane horyzontalnie oraz powodujących rozwój na dnie drobnych riplemarków. Okresy prądowania przedzielała dekantacja materiału zawiesinowego pokrywająca riplemarkowe dno cienkimi laminami mułków.

Przedstawiony profil dokumentuje akumulację wielkoskalowych serii pelitycznych uwarunkowaną lokalną subsydencją bezpośredniego podłoża oraz depozycją osadów przez prądy zawiesinowe w obrębie równiny dennej zbiornika glacialimnicznego.

Stanowisko: Ptaszkowice k/ Zduńskiej Woli

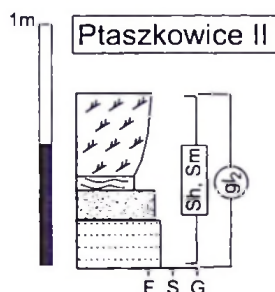
Profil: Ptaszkowice II

Epizodyczna akumulacja glacialimniczna

Położenie i charakter morfologiczny formy opisane zostały w stanowisku Ptaszkowice I (rys. 1, 20). Prezentowany kompleks litofacjalny zarejestrowany został w spągu odkrywki, poniżej glacialifluwialnych jednostek profilu Ptaszkowice I.

Maksymalna miąższość zarejestrowanych tu osadów wynosi 0,5 m. W spagowym zespole litofacjalnym (*Sh, Sm*) dominują głównie osady drobno-piaszczyste warstwowane horyzontalnie, nadbudowane piaskami masywnymi (rys. 40).

Ponad nimi następuje sekwencja odwróconego uziamienia frakcjonalnego. W spągu tworzą ją mułki laminowane faliście przechodzące w mułkowo-piaszczyste riplemarki typu *S*, a następnie typu *B*. W stropie sekwencję zamykają piaszczysto-mułkowe lamine riplemarków wstępujących typu *A*. Wszystkie przejścia mają charakter agradacyjny.



Rys. 40. Stanowisko Ptasek II. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Ptasek II site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Zespół litofacyjny (*Sh, Sm*) jest zapisem akumulacji w warunkach bardzo małej energii środowiska. Najniższe ogniwo, w postaci litofacji piasków drobnoziarnistych warstwowanych horyzontalnie, akumulowane było w warunkach płytkich nadkrytycznych przepływów (litofacja *Sh*). Stopniowo następowało blokowanie odpływu, wyrażone w pierwszym etapie szybką akumulacją materiału piaszczystego (litofacja *Sm*). Podczas całkowitego zatrzymanie wód następowała dekantacja materiału suspensyjnego w postaci litofacji mułków o laminacji smużystej (*Fw*). Agradacyjna sekwencja riplemarków wstępujących w stropie $Fw \rightarrow Frc(S) \rightarrow FSrc(B) \rightarrow SFrc(A)$ dokumentuje kolejną fazę rozwoju zbiornika, w której postępowało, odblokowywanie odpływu. W pierwszym etapie, przy równowadze procesów trakcyjnych i dekantacyjnych, doszło do rozwoju riplemarków wstępujących typu *S*. Dalsza organizacja odpływu warunkowała wzrost przewagi procesów trakcyjnych. Niszczenie proksymalnych skłonów riplemarków powodowało ich fosylizację w postaci typu *B*, a następnie riplemarków wstępujących, w stropie sekwencji, typu *A*. Jednocześnie następował wzrost frakcji akumulowanego osadu do postaci piasków drobnoziarnistych z domieszką mułków.

Epizodyczne przeławienia mułkowe, często w obrębie znacznie grubszych materiałów, są licznie opisywane w osadach kemów (Niewiarowski 1961; Baraniecka 1969; Kłatkowa 1972a; Krygowski 1974; Klajnert 1978; Rdzany 1997; Terpiłowski 2001). Ich rozwój może mieć charakter całkowicie efemeryczny. Zdarzenia obrywów lodowych, spływów mas ablacyjnych lub progradacja makroskalowych form akumulacyjnych w obrębie kemów nie należą przecież do zjawisk rzadkich. Czasami wywierają one szybkie zmiany w układzie morfologicznym powierzchni sedimentacyjnej, co wpływa na jakość drenażu. Brodzikowski (1993) akumulację w tego typu lokalnie powstających krótkotrwałych zbiornikach glacialimnicznych określił jako paraglacialimniczną.

Prezentowany kompleks litofacyjny dokumentuje powstanie w obrębie kemu epizodycznego, najprawdopodobniej bardzo płytkiego, zbiornika wód stojących. Jego rozwój wiązał się z okresowym podparciem i zatrzymaniem przepływu, o czym świadczy zespół litofacyjny (*Sh, Sm*). Etap depozycji w wodach stojących był bardzo krótki. Zapisany jest akumulacją serii mułkowej (*Fw*). Progresywny charakter teksturalny i strukturalny w stropie sekwencji osadowej dokumentuje stopniowe odblokowywanie odpływu.

Na podstawie analizy kompleksów osadowych akumulowanych w zbiornikach glacialimnicznych w kemach regionu łódzkiego, zidentyfikowano zarówno strefę sedimentacji proksymalnej, jak i dystalnej. W strefie proksymalnej wyróżniono akumulację na subakwalnych stożkach oraz, w obrębie delty, typu gilbertowskiego

Subakwalne stożki zdominowane były akumulacją osadów spływowych. Redeponowały one wcześniej złożone osady subaeralne. Supraglacialna depozycja zachodziła z udziałem wód ablacyjnych stąd znaczne, już pierwotne, przemycie tych osadów i zubożenie ich w frakcje drobne (profil: Bartochów I i Czatolin III). Spływy akumulujące ten gruboziarnisty materiał miały charakter przejściowy między ruchem kohezyjnym a kolizyjnym. Wniosek ten wynika ze zbyt małego udziału fazy rozpraszającej w stosunku do rozpraszanej, aby zakładać płynięcie kohezyjne. Z drugiej strony zbyt małe nachylenie stożka uniemożliwiałoby transport w postaci spływu kolizyjnego, do rozwoju którego w tak gruboziarnistym materiale potrzebne byłoby nachylenie rzędu 30°.

Wielkoskalowe jednostki masywnych dia-miktonów spływowych, noszące ślady powierzchniowego przemycia, są świadectwem terminoglacialnego rozwoju tych stożków. Litofacja (*DSm*) w profilu Bartochów I dokumentuje spływ masowy materiału ablacyjnego złożonego supraglacialnie bezpośrednio na powierzchnię subakwalnego stożka. Znikomy udział jednostek piaszczystych akumulowanych z prądów trakcyjnych oraz brak osadów parapelagicznych w profilach stożków świadczą o znacznej erozji w ich obrębie, zachodzącej podczas fazy narastania kolejnych spływów masowych.

W stanowisku Łaszczyn, w obrębie zarejestrowanego kompleksu, wyodrębniono sekwencję stożka aluwialnego przechodzącego w spagu w wielkoskalową litofację warstwowania nachylonego. Obecność tych dwóch jednostek, w tym indeksowej litofacji (*Si*) oraz fakt progradacji członu forsetowego w obrębie wód stojących świadczy, że zarejestrowany kompleks osadowy stanowi zapis delty typu gilbertowskiego (delta stożkowa) (Nemec, Stel 1988; Nemec 1990a). Warunki akumulacji delto-

wej rozpoznane zostały tylko w tym jednym przypadku, mimo że Brodzikowski (1993) wskazuje środowisko glacialimniczne jako sprzyjające rozwojowi fan-delt. Trzeba jednak zauważyć, że rozwój delt stożkowych wymaga stosunkowo stabilnej energetycznie dostawy znacznej ilości materiału, który odkładany i redeponowany w górnym odcinku delty, zasila strefę progradacyjną. Konieczne jest również znaczne nachylenie stoków misy jeziornej umożliwiające rozwój spływów ziarnowych, redeponujących materiał ze strefy topsetowej. Spełnienie tych warunków było utrudnione w ograniczonych przestrzennie zbiornikach glacialimnicznych w kemach. W szczególności dotyczyło to możliwości rozwoju aluwialnych, stropowych odcinków delty. Stwierdzane wielokrotnie znaczne nachylenie stoków misy jeziornej stanowiło zazwyczaj przedłużenie subaeralnego stożka rozwiniętego najprawdopodobniej na supraglacialnej powierzchni. Akumulacja w takim przypadku zachodziła w rezultacie uruchamiania spływów masowych, redeponujących supraglacialny materiał morenowy bezpośrednio do strefy subakwatywnej. Należy jednocześnie zwrócić uwagę na to, że możliwości rekonstrukcji delt są ograniczone sytuacją geologiczną dostępną do obserwacji w odsłonięciu. Możliwe jest, że w niektórych przypadkach rejestruje się na przykład strop delty lub kompleks prodelty, ale brak jednostek przekątnego warstwowania nachylonego skrajnie wielkiej skali uniemożliwia jednoznaczną interpretację.

W obrębie zbiorników glacialimnicznych w kemach regionu łódzkiego najszerzej rozpowszechnionym środowiskiem akumulacji jest depozycja w obrębie równiny dennej. Powszechnie rejestrowane sekwencje cyklicznych, o normalnym uziarnieniu frakcyjnym i wstępującym układzie strukturalnym w obrębie poszczególnych ogniw świadczą o przewadze w tej strefie akumulacji z prądów zawieszinowych i trakcyjnych nad dekantacją suspensyjnego materiału pelitycznego. W zestawieniu ze znacznym udziałem procesów spływowych w strefach proksymalnych taka sytuacja tworzy logiczną całość. Spływy masowe powodowały powstawanie prądów zawieszinowych, które rozprzestrzeniały się po całym dnie jeziora (Teisseire 1988). Na słabo nachylonych powierzchniach równi dennej rozwijały się intensywne prądy trakcyjne związane z dopływem hiperpikalnym. Jednocześnie intensywne zasilanie wodami ablacyjnymi obciążonymi znaczną ilością rumowiska oraz kontrasty termiczne między nimi a wodami jeziora powodowały powstawanie również, obok prądów dennych, prądów powierzchniowych i podpowierzchniowych. Ruchy te oraz znaczna gęstość wód proglacialnych utrzymywały drobnoziarnisty materiał w suspensji przez bardzo

długi czas. Akumulację miąższych jednostek osadów pelitycznych zaobserwowano jedynie w związku z redepozycją materiału mułkowego wywołaną egzogenicznymi procesami tektonicznymi.

Kompleksy osadów glacialimnicznych stwierdzono zarówno w kemach o charakterze wałów (Łaszczyń, Czatolin), jak i stoliw (Zarzecze, Leonardów, Bartochów). W tych drugich są one bardziej rozprzestrzenione, choć w żadnej z nich, z wyjątkiem kemu w Zarzeczcu, nie tworzą głównego środowiska sedymentacyjnego. Stoliwo kemowe w Zarzeczcu jest jedyną analizowaną formą w całości zbudowaną z osadów glacialimnicznych. Charakterystyczne jest jego położenie w rozległej dolinie, co potwierdza wielokrotnie sygnalizowany fakt, iż kemy zbudowane z osadów glacialimnicznych są położone w podlodowych obniżeniach terenowych lub w dolinach rzecznych (Klajnert 1978; Klajnert, Rdzany 1989, 1991; Klajnert, Świdrowska 1992; Rdzany 1997).

ŚRODOWISKA GLACJALNE (g)

W obrębie osadów środowiska glacialnego wyróżnia się trzy zasadnicze typy (Boulton 1972; Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1988; Dreimanis 1989; Brodzikowski, Van Loon 1991; Zieliński 1992; Ruszczyńska-Szenajch 1998):

- glinę z odłożenia, akumulowaną w warunkach stopy lodu aktywnego na skutek wytapiania pod ciśnieniem materiału mineralnego z tego lodu;
- glinę wytopieniową, akumulowaną w warunkach ubytku masy lodu martwego i osadzania materiału rumoszewego występującego w jego obrębie; akumulacja glin wytopieniowych odbywa się w sposób „depozycji biernej” bez grawitacyjnego przemieszczania po stoku;
- glinę spływową, powstającą w wyniku grawitacyjnego, supraglacialnego przemieszczania materiału wytopionego z lodu, zarówno aktywnego jak i martwego.

Spośród wymienionych powyżej typów genetycznych glin najszerzej rozpowszechniona w kemach jest facja gliny spływowej (*flow till*) (Niewiarowski 1959, 1976, 1982; Mojski 1969; Karczewski 1971; Klajnert 1978, 1984; Klatkova 1982; Musiał 1992; Rdzany 1997). Ruszczyńska-Szenajch (1997) za gliny spływowe uważa osady, w obrębie których nie nastąpiło rozsegregowanie materiału oraz brak jest w nich struktur sedymentacyjnych typowych dla środowiska wodnego. Szerzej fację tę postrzegają Zieliński i Van Loon (1996). Do glin spły-

wowych zaliczają oni osady spływów masowych oraz spływów upłynnionych.

Analizując rozmieszczenie utworów ablacyjnych w dotychczas badanych kemach (Niewiarowski 1959, 1976, 1982; Mojski 1969; Karczewski 1971; Klajnert 1978, 1984; Klatkova 1982; Musiał 1992; Rdzany 1997) można stwierdzić, że stanowią one zazwyczaj najwyższe piętro strukturalne tych form. Klajnert (1978) na podstawie położenia oraz kierunku ich akumulacji wnioskuje, że akumulacja serii ablacyjnych zachodziła w etapie zaawansowanej deglacjacji arealnej, kiedy szczeliny lodowe ulegały znacznemu poszerzeniu, a materiał mineralny spływał i zsuwał się po stoku lodowo-mineralnym w stronę centralnych części kemów. Stąd osady ablacyjne występują głównie w częściach brzeżnych tych form.

Środowisko supraglacialne (g_3)

Stanowisko: Jeżów

Profil: Jeżów IV

Spływ masowy gruboziarnistego materiału supraglacialnego

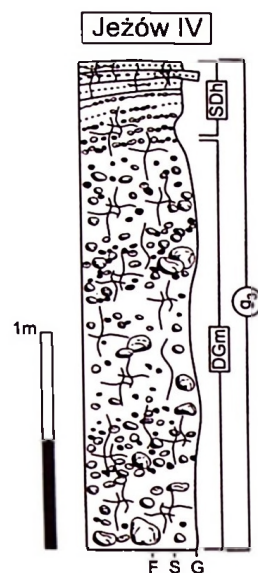
Lokalizacja odkrywki Jeżów przedstawiona została w profilu Jeżów I (rys. 1, 22).

Osady kompleksu Jeżów IV zaobserwowano na stoku wału kemowego w jego północnej części. Ich zasięg jest ograniczony. Sondy ręczne wykazały, że nie tworzą one zwartej, rozległej lateralnie serii osadowej.

Profil jest dwudzielny. Spagowa część, o miąższości około 1,5 m, zdominowana jest przez masywne osady żwirowe o zróżnicowanej wielkości klastów (maks. do 20 cm) tkwiące w ilastym matriksie (GDm) (rys. 41).

Żwiry rozmieszczone są chaotycznie w całym profilu, choć lokalnie występują poziomy cechujące się zwiększoną koncentracją ich udziału. W stropie diamikton żwirowy przechodzi frakcjonalnie w piaski z domieszką materiału mułkowego i drobnoziarnistych żwirów. Litofacja ta posiada warstwowanie horyzontalne, chociaż poszczególne laminy są bardzo słabo czytelne (SDh).

Cechy litologiczne oraz położenie morfologiczne wskazują, że osad ten jest efektem redepozycji materiału supraglacialnego. Transport materiału zachodził w postaci spływu kohezyjnego. Gruboziarnisty materiał unoszony był siłami kohezji w efekcie upłynnienia frakcji ilastej. Umożliwiało to ruch już przy bardzo małych wartościach naprężenia ścinającego. Stosunkowo równomierne rozmieszczenie żwirów w całym profilu spagowej litofacji wskazuje na istnienie procesów turbulencji w obrębie spływu i kolizji międzymiastowych.



Rys. 41. Stanowisko Jeżów IV. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

The Jeżów IV site. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

Poziomy koncentracji frakcji żwirowej związane są z syngenetycznymi procesami ucieczki wód porowych. Wody te aktywnie uczestniczyły w akumulacji stropowej litofacji piasków ilastych ze żwirami. Powstała ona, syngenetycznie ze spływem, w wyniku przemycia i redepozycji stropowych partii materiału koluwalnego. Tego rodzaju jednostki klasyfikowane są genetycznie jako odmiany gliny spływowej związane z bezpośrednią, supraglacialną depozycją materiału ablacyjnego z masy lodowo-mineralnej (Kozarski 1990; Zieliński, Van Loon 1996).

Prezentowany kompleks osadowy dokumentuje akumulację osadów ablacyjnych bezpośrednio z powierzchni lodowej na stok formy w wyniku spływu kohezyjnego żwirowo-ilastego diamiktonu supraglacialnego.

Stanowisko: Rzymiec

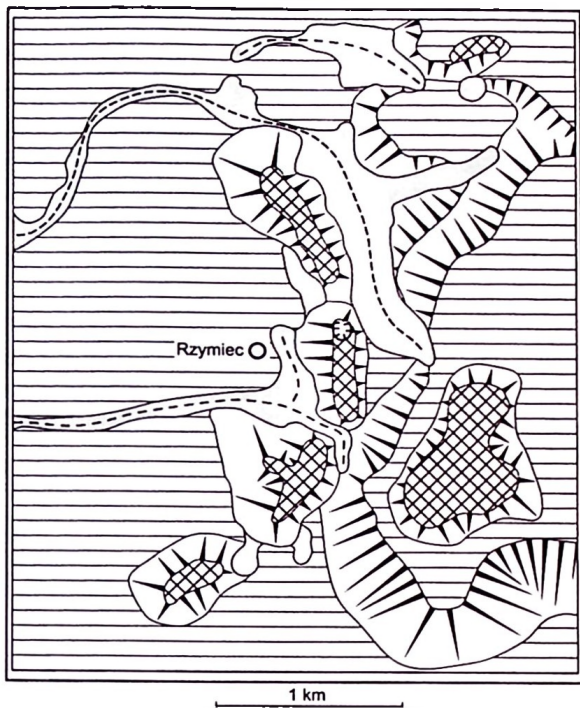
Profil: Rzymiec

Gradacyjne następstwo środowisk glaci-fluwialnych i supraglacialnych

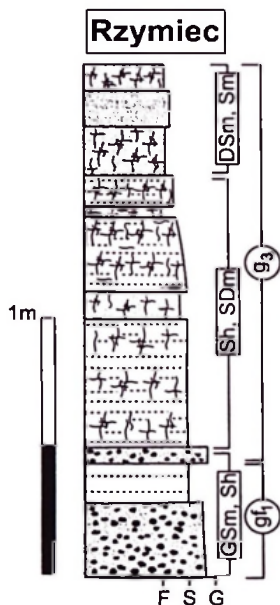
Stanowisko Rzymiec znajduje się w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej na południe od Białej Rawskiej (rys. 1), w wałe kemowym o długości 3 km i wysokości względnej dochodzącej do 10 m (Jaksa 1998) (rys. 42).

Odsłonięcie zlokalizowane jest w stropie środkowej, najwyższej części wału.

W spagu profilu występuje wielkoskalowa jednostka żwirów piaszczystych o strukturze masywnej (GSm) nadbudowywana średnioskalową litofacją



Rys. 42. Stanowisko Rzymiec. Otoczenie geomorfologiczne
objaśnienia jak do rysunku 7
The Rzymiec site. Geomorphological surroundings
for explanations see Fig. 7



Rys. 43. Stanowisko Rzymiec. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5
The Rzymiec site. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

piasków średnioziarnistych warstwowanych horyzontalnie (*Sh*) (rys. 43). Ponad nią w zestawie litofacyjnym (*S(D)h*, *SDm*) dominują litofacje piasków średnioziarnistych warstwowanych horyzontalnie (*S(D)h*) z domieszką materiału diamiktonowego.

Przedzielają je litofacje piasków diamiktonowych masywnych (*SDm*). Ku stropowi profilu udział materiału młkowego w obrębie piasków rośnie oraz zacieśnia się warstwowanie osadu. W stropowym zespole litofacyjnym (*DSm*, *S(D)m*) przeważają litofacje masywnych diamiktonów piaszczystych rozdzielane litofacjami piasków drobnoziarnistych z dużą domieszką materiału ilastego i strukturze masywnej.

Najniższe jednostki profilu (zespół litofacyjny *Gm*, *Sh*) akumulowane były w warunkach przepływów strumieniowych.

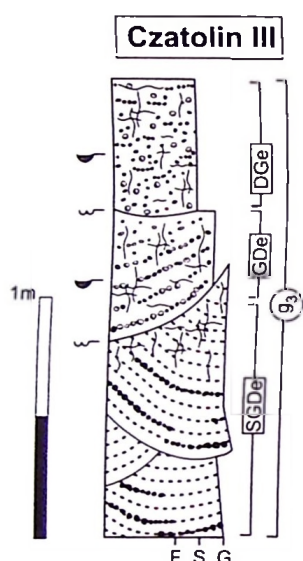
Środowisko akumulacji glacialnej reprezentuje tu nadległy kompleks osadowy zawierający znaczne ilości materiału diamiktonowego. Zespół litofacyjny (*S(D)h*, *SDm*) akumulowany był w warunkach dolnej części spływów uwodnionych o wysokiej koncentracji materiału mineralnego (*low part of hyperconcentrated flow* – Zieliński, Van Loon 1996). Znaczny udział wody umożliwiał ruch turbulentny w ośrodku. W efekcie, dzięki temu nastąpiło odprowadzenie najdrobniejszych części z osadu i stosunkowo dobra, jak na osady supraglacialne, segregacja litofacji piaszczystych. Jednostki te akumulowane były w czasie płytkich nadkrytycznych zalewów warstwowych, silnie przeciążonych unoszonym rumowiskiem. W efekcie powstawały tabularne litofacje warstwowane horyzontalnie o słabym zapisie cech strukturalnych. W całym profilu występuje wzrost stopnia koncentracji materiału diamiktonowego w materiale spływowym. Stropowy zespół litofacyjny akumulowany był już przy przeważającym udziale spływów o bardzo wysokiej koncentracji materiału ziarnistego (*high density grain flow* – Zieliński, Van Loon 1996). Litofacje diamiktonów piaszczystych (*DSm*) akumulowane były w warunkach przejściowych między spływami masowymi a uwodnionymi. Ciśnienie dyspergujące frakcji ilastych oraz zachodząca turbulencja utrzymywały grubsze klasty w pełnym profilu osadu. Depozycja następowała w efekcie jednoczesnego zamarcia całej masy koluwium. Efektem tego jest masywna struktura litofacji (*DSm*). Pomiędzy okresami spływów ich powierzchnie stropowe przemywane były wodami ablacyjnymi, które akumulowały drobnoziarniste jednostki piasków masywnych.

Prezentowany profil osadowy dokumentuje stopniową ewolucję warunków akumulacji – od przepływów strumieniowych, przez najniższą część spływów o wysokiej koncentracji materiału zawiesinowego, aż do akumulacji spływów o wysokiej zawartości rumowiska zachodzących na granicy ze spływami masowymi. Zapis sedymentologiczny ukazuje więc gradacyjną sukcesję środowiskową: od akumulacji glacialfluwalnej, po środowisko akumulacji supraglacialnej.

Stanowisko: Czatolin (Wał Domaniewicki)
Profil: Czatolin III
Monostrukturalne wypełnienia wielkoskalowych
rozcięć erozyjnych

Prezentowany kompleks litofacyjny stanowi najwyższe ogniwo profilu osadowego zarejestrowanego w odsłonięciu Czatolin w obrębie Wału Domaniewickiego (rys. 1, 13). Rozcina on w spagu piaszczyste osady profilu Czatolin I.

Makrostrukturalnie, analizowany profil osadowy Czatolin III zbudowany jest z szeregu wielkoskalowych rozcięć erozyjnych skrajnie wielkiej skali (litofacje *SDe*). Rozcięcia te osiągają szerokość kilkunastu metrów. Wypełnienie rynien stanowią głównie piaski i żwiry tkwiące w obrębie materiału diamiktonowego (rys. 44).



Rys. 44. Stanowisko Czatolin IV. Profil osadów
 objaśnienia jak do rysunku 5

The Czatolin IV site. Sedimentary profile
 for explanations see Fig. 5

Ich charakterystyczną cechą jest słaby stopień wysortowania materiału, pogarszający się ku stropowi. Jest to szczególnie widoczne w zwiększającym się udziale materiału diamiktonowego w obrębie osadów glacyfluwalnych. Pod względem strukturalnym, wypełnienia rynien w profilu Czatolin III charakteryzują się homogenicznością. Najczęściej tworzą je litofacje masywne lub warstwowane współkształtnie do spagu struktur.

Geneza wielkoskalowych rozcięć erozyjnych w środowisku glacyfluwalnym została już przedstawiona przy analizie profilu Jeżów II. W przeciwieństwie jednak do tamtego stanowiska prezentowane struktury erozyjne powstawały i wypełniane były w czasie jednego cyklu erozyjno-akumulacyjnego.

Znaczny udział materiału diamiktonowego w obrębie wypełnień wskazuje, że w obrębie koryt

supraglacialnych następowała intensywna sedymentacja i redepozycja wodna osadów ablacyjnych. Ich źródłem były nie tylko spływy masowe, ale również rozmywanie miększej pokrywy moreny supraglacialnej. W efekcie ośrodek wodny cechował się wysoką koncentracją zarówno materiału gruboziarnistego, jak i ilastego. Struktury rozcięć erozyjnych były więc wypełniane nie przepływami strumieniowymi, jak w profilu Jeżów II, ale nabrały cech spływów uwodnionych o znacznej koncentracji materiału. W czasie nagłej depozycji całości transportowanego osadu zachowaniu uległ pierwotny brak stratyfikacji osadu związany z silną turbulencją i pływalnością grubszych cząstek w masie materiału ilastego.

Podobnie jak w stanowisku w Rzymcu, ku stropowi profilu rośnie udział transportu kohezyjnego, a maleje rola wody jako czynnika transportowego. Wyraża się to obecnością struktur warstwowań przekątnych lub horyzontalnych, dostrzeganych jeszcze w spagowych partiach jednostki, a nieobecnych całkowicie w wypełnieniach rynien położonych w częściach stropowych.

Prezentowany profil osadowy dokumentuje wytworzenie w stropie formy poziomego wielkoskalowych rozcięć erozyjnych powstających i wypełnianych w warunkach spływów o wysokiej koncentracji materiału unoszonego.

Zaobserwowane profile osadów glacialnych w kemach regionu łódzkiego reprezentują jedynie środowisko akumulacji supraglacialnej (g_3). Spostrzeżenie takie jest zgodne z sytuacją opisywaną wcześniej w literaturze poświęconej kemom (Niewiarowski 1959, 1976, 1982; Mojski 1969; Karczewski 1971; Klajnert 1978; Klatkowska 1982; Musiał 1992; Rdzany 1997).

Osady ablacyjne akumulowane były w efekcie spływów supraglacialnego materiału morenowego. Znaczne uwodnienie koluwiów powodowało, że zachodziły one głównie w przedziale między wysoce kohezyjnymi spływami masowymi a glacyfluwalnym środowiskiem spływów strumieniowych. Reprezentują więc kategorię spływów upłynnionych

Osady glacialne, aczkolwiek często rejestrowane w kemach regionu łódzkiego, nie odgrywają istotnej roli w ich budowie. Obserwowano je zawsze jako najwyższe stratygraficznie ogniwo strukturalne kemów w pozycji stokowej oraz w stropach form. W tym drugim przypadku stanowiły one wypełnienia rozległych rozcięć erozyjnych.

Zarejestrowane w profilach Rzymiec i Czatolin III, stopniowe zwiększanie się udziału materiału diamiktonowego wskazuje, że w rozwoju kemów, w czasie postępu procesu ablacji mas lodowych narastała stopniowo rola spływów. Wiązało się to z redeponowaniem dużej ilości supraglacialnego materiału

morenowego, przy jednoczesnym zmniejszaniu ilości uwalnianych wód.

Zaobserwowane cechy osadów ablacyjnych w obrębie kemów, takie jak:

- brak ciągłej pokrywy,
- występowanie w stropie formy,
- wypełnianie pierwotnych struktur erozyjnych,
- zapadanie w kierunku centrum formy,
- gradacyjny charakter przejść od środowisk glacyfluwialnych,

wskazują, że nie są one pozostałością morfogenezy peryglacialnej jak dawniej sądzono (Dylik 1953; Balińska-Wuttke 1960, 1965; Różycki 1972; Dylikowa 1973), ale są jednostkami sedymentacyjnymi kemów, występującymi w pozycji *in situ*. Pogląd ten potwierdzają wcześniejsze opinie oparte na badaniach kemów w rejonie łódzkim (Klajnert 1966, 1969, 1978; Krzemiński 1974; Rdzany 1997).

LITOTYPY KEMOWE

Zaprezentowana analiza środowisk sedymentacyjnych pozwala na wyróżnienie litotypów osadów kemów. Litotypy są to syntetyczne profile osadowe zawierające wskaźnikowe dla interpretacji elementy sedymentologiczne, charakteryzujące warunki akumulacji w określonym środowisku.

Takie ujęcie pozwoli, na porównanie środowisk sedymentacyjnych zarejestrowanych w kemach z podobnymi wydzieleniami dokonanymi dla moren czołowych (Zieliński 1992) oraz sandrów (Zieliński 1993). Litotypy uszeregowano według systematyki zaprezentowanej w rozdziale „Cel i metody pracy” oraz zastosowanej w rozdziale „Środowiska sedymentacyjne w kemach”.

LITOTYPY ŚRODOWISKA PROKSYMALNEJ CZĘŚCI ODPLYWU GLACYFLUWIALNEGO (gf₁)

Litotyp gf₁1 (rys. 45)

Żwirowe zalewy warstwowe

Cechą przewodnią dla tego litotypu jest charakter rytmu o normalnym następstwie frakcyjnym litofacji. W spagach cykli występują osady grubsze, najczęściej masywne żwiry (*Gm*). Nadbudowują je piaski gruboziarniste, często ze żwirikami o warstwowaniu horyzontalnym (*SGh*). Osad jest słabo wysortowany. Możliwe są rozproszone domieszki materiału diamiktonowego. Kontakty między ogniwami mają wyraźny charakter erozyjny. W obrębie poszczególnych ogniw przejścia teksturalne najczęściej mają charakter frakcyjny. Brak jest jednostek warstwowań przekątnych oraz osadów drobnoziarnistych.

Osady akumulowane były w warunkach stałych przepływów nadkrytycznych. Formami depozycyjnymi była żwirowa pokrywa dena (litofacje *Gm*) lub płaskie górne dno (litofacje *SGh*, *Sh*). Powstawały

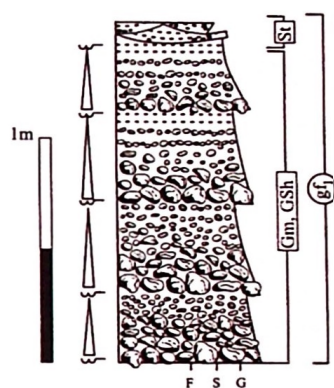
one w wyniku płytkich, gwałtownych przepływów wód ablacyjnych o charakterze zalewów warstwowych, sterowanych znaczną zmiennością cyklu ablacyjnego. Kolejne fazy przyboru zaznaczały się silną erozją. Akumulacja związana była z okresami opadania fali wezbraniowej. Zachodziła szybko poprzez zamarcie materiału transportowanego w przesłonie trakcyjnej bez możliwości prądowej segregacji (*Gm*) lub jako efekt akrecji górnego płaskiego dna przy słabym sortowaniu (*SGh*, *Sh*).

Litotyp gf₁2 (rys. 46)

Głębokie skanalizowane przepływy

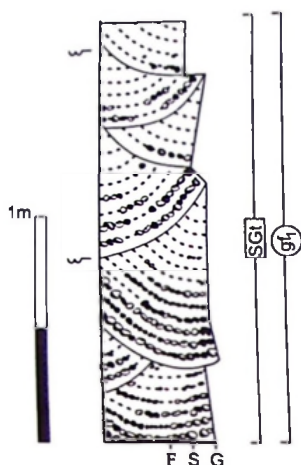
Strukturalnie, litotyp ten tworzą wielozestawy wielkoskalowych rozcięć erozyjnych o pokroju rynnowym. Wypełnienie ich stanowią współkształtne do zarysu rynien laminy żwirów piaszczystych. Częste jest normalne uziarnienie frakcyjne w ich obrębie.

Powstanie wielkoskalowych rozcięć erozyjnych wiązać można z wielokrotnymi epizodami strumieniowego spływu znacznych ilości wód ablacyjnych, które preparowały, a następnie wypełniały rynny (*GSe*) lub też z migracją żwirowych megariplemarków



Rys. 45. Litotyp gf₁1. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gf₁1. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5



Rys. 46. Litotyp gf₁2. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5
Lithotype gf₁2. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

skrajnie wielkiej skali (*GSt*). Niezależnie jednak od morfologii dna warunkami akumulacji tego typu jednostek zawsze są głębokie, pełnokorytowe przepływy, w których zaznaczała się silna erozja. Transport materiału żwirowego przebiegał saltacyjnie. Brak frakcji drobniejszych od średnich piasków świadczy, że materiał ten, na drodze suspensji, odprowadzany był ku strefie dystalnej.

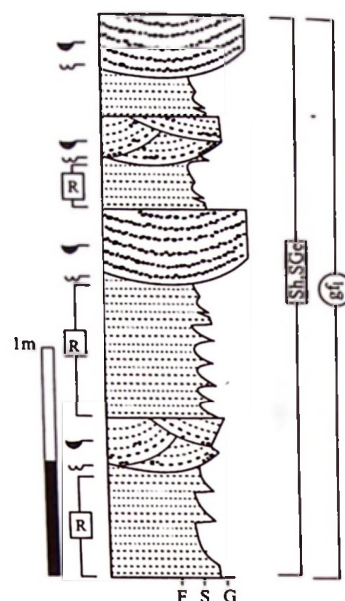
Litotyp gf₁3 (rys. 47)

Piaskodenna równia zalewowa i żwirowe rozcięcia korytowe

Pierwszorzędnymi elementami strukturalnymi są tu wielkoskalowe horyzontalne litofacje piaszczyste (*Sh*) lub piaszczysto-żwirowe (*SGh*). Mają one charakter cyklicznych. Budują je mało- lub średnioskalowe jednostki normalnego uziarnienia frakcjonalnego. Ogniwa poszczególnych cykli ograniczone są do jednostek piaszczystych bez frakcji mułków.

W obrębie litofacji warstwowych horyzontalnie wycięte są wielkoskalowe koryta erozyjne. Nie tworzą one ciągłych poziomów tabularnych. Występują pojedynczo lub koncentrują się w pewnych, ograniczonych przestrzennie, strefach. Wypełnienie ich stanowią głównie żwiry lub żwiry piaszczyste (*Ge*, *GSe* lub *SGe*). W ich obrębie występują słabo obtoczone porwaki materiału diamiktonowego.

Akumulacja jednostek warstwowych horyzontalnie zachodziła w warunkach płaskiego górnego dna. Rozcięcia kanałowe są efektem skoncentrowanych przepływów strumieniowych. Środowiskiem sedymentacji była rozległa równia zalewowa kształtowana przez płytkie nadkrytyczne przepływy o charakterze zalewów warstwowych. Struktura rytmu wskazuje na silny, krótkookresowy (dobowy?) wpływ zmian w dostawie wód ablacyjnych. Równia



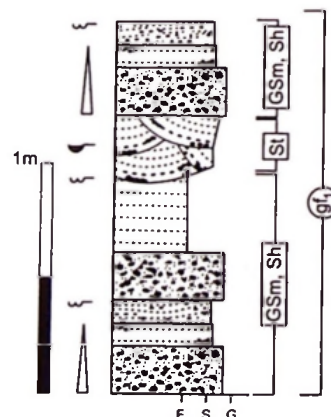
Rys. 47. Litotyp gf₁3. Profil osadów.
objaśnienia jak do rysunku 5
Lithotype gf₁3. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

rozcinana była epizodami skoncentrowanych spływów znacznej ilości wód proglacialnych. W powstających wówczas korytach rozprowadzających dominowała akumulacja żwirowa. Obecność porwaków diamiktonów glacialnych o częściowym obtoczeniu świadczy o krótkim transporcie.

Litotyp gf₁4 (rys. 48)

Szerokie, płytkie koryta zdominowane żwirowymi odsypami podłużnymi

Indeksowe są w tym litotypie zespoły warstwowych masywnie średnioskalowych litofacji żwirowych (*Gm*) nadbudowywanych piaszczystymi litofacjami warstwowanymi horyzontalnie (*Sh*) lub małąkatowo (*Sl*).



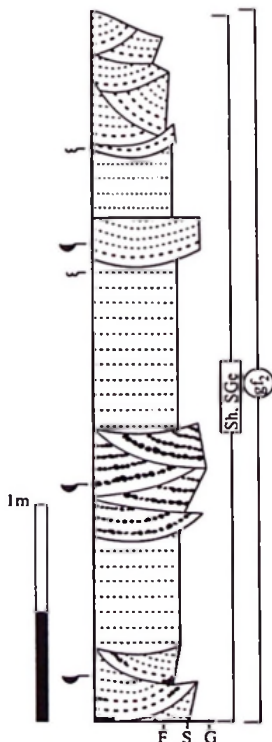
Rys. 48. Litotyp gf₁4. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5
Lithotype gf₁4. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Warunkami akumulacji były szerokie płytkie koryta, w których w fazach przyboru rozwijały się żwirowe odsypy podłużne (*Gm*). W strefach płycizn korytowych oraz w czasie niskich stanów wód dominowały przepływy nadkrytyczne lub przejściowe do nich. W warunkach powszechnego wówczas płaskiego górnego dna zachodziła akumulacja litofacji piaszczystych warstwowanych horyzontalnie (*Sh*). Jednostki związane z progradacją w korycie form trójwymiarowych mają charakter drugorzędny. Jednostki (*St*) związane z migracją piaszczysto-żwirowych megariplemarków odpowiadają strefom koncentracji strumienia w czasie wezbrań ablacyjnych, natomiast litofacje (*Sl*) związane są z rozmywaniem niskoreliefowych form powstających inicjalnie w czasie niżówek lub w strefach peryferyjnych koryta. W procesie sedymentacyjnym bardzo silnie zaznaczał się zmienny rytm ablacyjny wyrażony obecnością korytowych cykli osadowych $GSm \rightarrow Sh \rightarrow Sl$.

LITOTYPY ŚRODOWISKA DYSTALNEJ CZĘŚCI ODPLYWU GLACIFLUWIALNEGO (gf₂)

Litotyp gf₂1 (rys. 49)

Piaskodenna równia zalewowa z piaszczysto-żwirowymi bruzdami erozyjnymi i strefami głębokich piaszczystych koryt



Rys. 49. Litotyp gf₂1. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5
Lithotype gf₂1. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

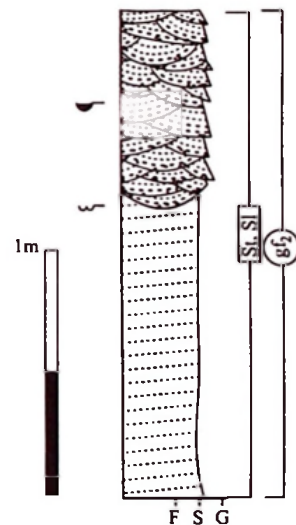
Litotyp gf₂1 budują głównie średnioziarniste piaski warstwowane horyzontalnie (*Sh*) rozcinane strukturami erozyjnymi o pokroju rynnowym i wypełnieniu piaszczysto-żwirowym (*SGe*). Akcesorycznie pojawiają się tu litofacje warstwowań przekątnych (*Sl*).

Warunki akumulacji są tu pozornie dość zbliżone do prezentowany w litotypie gf₃. Pod względem form depozycyjnych dodatkowo pojawiają się w nim wielkoskalowe kręte megariplemarki (*St*). Wyróżnienie tego rodzaju litotypu, zaklasyfikowanego do środowiska dystalnej części odpływu glacyfluwalnego, opiera się na takich cechach wskaźnikowych jak:

- drobniejsza frakcja oraz lepsze wysortowanie osadu w stosunku do litotypu gf₃,
- brak cykli osadowych w obrębie serii piaszczystych o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*),
- drobniejszy materiał wypełnień rozcięć erozyjnych (głównie przez piaski żwirowe (*SGe*)),
- brak porwaków materiału diamiktonowego w obrębie litofacji (*SGe*),
- występowanie struktur stabilnego odpływu korytowego (*St*).

Litotyp gf₂2 (rys. 50)

Głębokie koryto roztokowe



Rys. 50. Litotyp gf₂2. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gf₂2. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

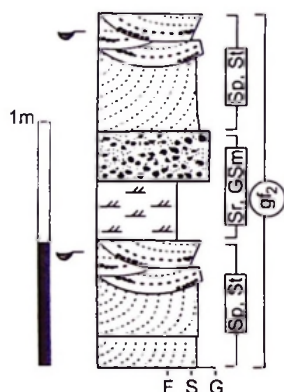
Wskaźnikowymi są tu wielkoskalowe litofacje warstwowania przekątnego (*St*, *Sl*). Charakterystyczny jest stosunkowo dobry stopień segregacji materiału. W obrębie litofacji warstwowanych rynnowo (*St*), w dolnych częściach rozcięć, występuje domieszka drobnych żwirików.

Akumulacja tego rodzaju zachodziła w wyniku rozmywania rozległych, piaszczystych odsypów

porzecznych (*Sp*). Znaczna część dna zajęta była polami dużych megariplemarków (*St*). Litotyp gf₂2 jest efektem akumulacji w najgłębszym z zarejestrowanych przepływów korytowych. Głębokość strumienia przekraczała 1 m. Obok odsypów poprzecznych dominowały na dnie kręte megariplemarki wyznaczające strefę nurtu koryta. Towarzysząca ich migracja lokalna erozja i następująca po niej akumulacja na stronie zaprawowej diun, doprowadzała do rozwoju warstwowania rynnowego. Proces ten oraz dobre wysortowanie osadu wskazuje na stabilne warunki energetyczne strumienia. Litotyp ten jest sedimentologicznym ekwiwalentem głównego koryta roztokowego.

Litotyp gf₂3 (rys. 51)

Piaszczysto-denne koryto o odsypowym stylu sedimentacji



Rys. 51. Litotyp gf₂3. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gf₂3. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Wskaźnikowymi dla tego litotypu są średnioskalowe, rzadziej wielkoskalowe, litofacje średnioziarnistych piasków warstwowanych przekątnie tabularnie (*Sp*) lub rynnowo (*St*). Litofacje (*Sp*) występują najczęściej w postaci wielozestawów warstwowania przekątnego tabularnego. Spągi rynien w wielozestawach (*St*) mogą być podkreślane drobnymi żwirkami. Drugorzędnie obecne są tu litofacje piaszczyste warstwowane horyzontalnie (*Sh*) oraz riplemarkowo (*Sr*). Najczęściej nadbudowują one jednostki warstwowane przekątnie tabularnie (*Sp*). Akcesorycznie notowano litofacje żwirowo-piaszczyste o strukturze masywnej (*GSm*).

W obrębie koryta dominowały rozległe odsypy poprzeczne (*Sp*) oraz piaszczyste megariplemarki (*St*). Lokalnie rozwijało się płaskie górne dno (*Sh*) oraz riplemarki (*Sr*). Wielozestawy jednostek (*Sp*) są efektem progradacji dystalnych części odsypów poprzecznych, które swą frekwencją dokumentują odsypowy styl sedimentacji w korycie. Spłyce-

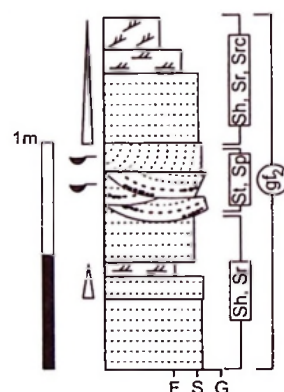
nie strumienia w czasie opadania wezbrań powodowało ich okresowe rozmywanie. Efektem procesu jest zapadanie lamin litofacji (*Sp*) mniejsze od kąta naturalnego zsypu dla takiej frakcji w środowisku wodnym. Strefy wypłyceń korytowych sprzyjały w czasie opadania wód powstawaniu warunków przepływu nadkrytycznego z płaskim górnym dnem (*Sh*). Lokalnie uzyskiwały one również konfigurację riplemarkową (*Sr*). Rozwój śródkorytowych płycizn związanych z odsypami powodował znaczne różnice w morfologii koryta. Pomiedzy strefami wypłyceń funkcjonowały kanały międzyodsypowe, odpowiadające strefom talwegu. W ich obrębie, w warunkach większej głębokości i kompetencji strumienia, dochodziło do rozwoju pól trójwymiarowych megariplemarków (*St*).

Litofacje żwirowe (*Gm*) notowane akcesorycznie w profilach stanowią zapis wysokoenergetycznych przepływów powodziowych. Nadkrytyczny charakter strumienia powodował rozmycie wszystkich opisanych wcześniej form dna oraz koryta. Na dnie rozwijała się wówczas żwirowa pokrywa denną (*Gm*).

W stosunku do litotypu gf₂2 prezentowane koryto roztokowe jest zdecydowanie płytsze.

Litotyp gf₂4 (rys. 52)

Niskoenergetyczna sedimentacja w rozległym, płytkim korycie roztokowym



Rys. 52. Litotyp gf₂4. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gf₂4. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Dominują tu drobnoziarniste piaski dobrze wysortowane. Wskaźnikowa jest znaczna frekwencja litofacji piaszczystych warstwowanych horyzontalnie (*Sh*) oraz riplemarkowo (*Sr* i *SrC*). Drugorzędnie pojawiają się, ograniczone przestrzennie zespoły warstwowań przekątnych średniej skali. Najczęściej są to litofacje warstwowane przekątnie tabularnie (*Sp*) lub rynnowo (*St*). Charakterystyczny jest brak litofacji mulkowych oraz regresywne cykle osadowe

$Sh \rightarrow Sr$ lub niskoreliefowe zmarszczki prądowe (Sr oraz Src). Okresowo na dnie powstawały megariplemarki o grzbietach prostych (fale piaszczyste) (Sp) lub krętych (St).

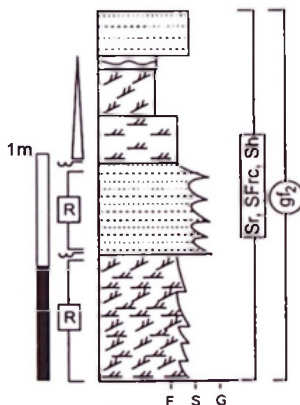
Znaczna szybkość płynięcia strumienia w stosunku do jego niewielkiej głębokości powodowała, że dominowały w korycie przepływu nadkrytyczne, akumulujące w warunkach płaskiego górnego dna litofacje piasków warstwowych horyzontalnie (Sh). Mała głębokość decydowała również o niskiej kompetencji transportowej ośrodka, stąd drobnopiaszczysty charakter sedymentacji. Okresy nieznacznej wzrostu głębokości warstwy wodnej powodowały gwałtowny spadek wartości liczby Froude'a i przejście przepływów do dolnej części reżimów podkrytycznych. Występowanie cykli osadowych $Sh \rightarrow Sr$ świadczy o okresowości tego typu sedymentacji.

Ograniczone przestrzennie, włożone w obręb zespołów (Sh, Sr), średnioskalowe litofacje piasków warstwowych przekątnie tabularnie (Sp) lub rynnowo (St) odpowiadają strefom linijnych rozmyć erozyjnych. Koncentrowały one następnie odpływ wód i umożliwiały rozwój megaform dna.

Charakterystyczny jest również brak litofacji mułkowych świadczący o stałym prądowaniu. Jest to jedna z cech indeksowych, wskazujących na akumulację w środowisku skrajnie szerokiej i płytkiej rozłoki (por. litotyp gf_25). Jedyne epizody stagnacji odpływu związane są z rozwojem riplemarków wstępujących (Src), które agradują przy rytmicznej akumulacji materiału z trakcji i dekantacji.

Litotyp gf_25 (rys. 53)

Rytmiczna akumulacja na dystalnej równi zalewowej



Rys. 53. Litotyp gf_25 . Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5
Lithotype gf_25 . Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Wskaźnikowymi są tu litofacje piaszczysto-mułkowe oraz mułkowe. Jednostki te nie były rejestrowane we wcześniejszych litotypach. Strukturalnie

dominują tu litofacje o laminacji riplemarkowej (Sr) oraz riplemarków wstępujących ($SFrc$). Znaczną frekwencją wyróżniają się także serie warstwowane horyzontalnie (Sh).

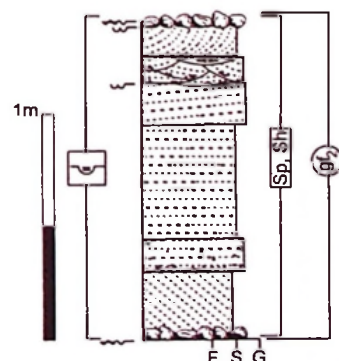
Powszechne jest występowanie małoskalowych cykli normalnego uziarnienia frakcjonalnego w litofacjach warstwowych horyzontalnie oraz regresywne sekwencje osadowe ($Sr \rightarrow Sh$, $Sr \rightarrow Src$) oraz ($Sr \rightarrow SFh$). Przejścia pomiędzy litofacjami mają charakter głównie agradacyjny. Kontakty erozyjne występują jedynie w spągach i w obrębie jednostek warstwowych horyzontalnie.

Akumulacja jednostek tworzących litotyp zachodziła głównie w niższej części dolnego reżimu przepływu. Dno uzyskiwało wówczas konfigurację riplemarkową. Spośród litotypów dystalnych litotyp gf_25 wyróżnia się obecnością litofacji mułkowych ($SFrc$, FSH , Fw). Świadczą one o okresach całkowitego zatrzymania strumienia i dekantacji materiału suspensyjnego. Powszechna cykliczność akumulacji ($Sr \rightarrow Sh$, $Sr \rightarrow Src$, $Sr \rightarrow SFh$) dowodzi jej przebiegu w warunkach zamierających przepływów wezbraniowych o małej mocy. W takim układzie okresowi wezbrania, kiedy głębokość umożliwiała rozwój wypukłych form dna, odpowiadała akumulacja litofacji riplemarkowych (Sr). Spadek głębokości zapisywany był natomiast jednostkami warstwowania horyzontalnego (Sh). Niska energia środowiska powodowała, że powstające pomiędzy wezbraniami w związku z depozycją osadów aleurytowych dno kohezyjne nie ulegało erozji w kolejnej fazie przyboru (cykle $Sr \rightarrow Src$ i $Sr \rightarrow SFh$).

Wysoki potencjał fosylizacyjny, charakterystyczny dla skrajnie dystalnej strefy odpływu glaci-fluwialnego, przejawia się również w powszechności kontaktów o charakterze agradacyjnym.

Litotyp gf_26 (rys. 54)

Wielkoskalowe rozmycie erozyjne o złożonym wypełnieniu



Rys. 54. Litotyp gf_26 . Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5
Lithotype gf_26 . Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Pierwszoplanową cechą jest tu struktura całego kompleksu. Tworzą go rozcięcia erozyjne skrajnie wielkiej skali. Kontakty pomiędzy rynnami podkreślają poziomy bruku. Wypełnienia związane są z odpływami korytowymi lub też z akumulacją diamiktonów spływowych.

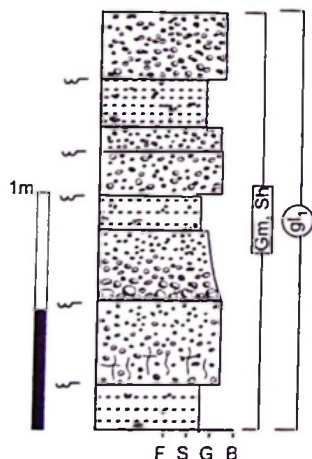
Struktury korytowe skrajnie wielkiej skali powstają w czasie skoncentrowanych spływów bardzo dużych mas wód ablacyjnych. Erodowały one głębokie rynny, które następnie służyły jako drogi odpływu roztokowego lub też zapelniane były już w fazie opadania wezbrania. Rozcięcia tego typu mogą występować w postaci wielozestawów budujących kompleksy osadowe w kemach, lub też mogą stanowić pojedyncze struktury włożone w obręb innych kompleksów osadowych. Wypełnienia rozcięć zawierają osady reprezentujące zarówno środowiska glacialne, glacyfluwialne, jak i glacylimniczne. W obrębie kompleksów rozcięć erozyjnych skrajnie wielkiej skali występuje często wertykalna zmienność charakteru wypełnień.

Kompleksów wielkoskalowych rozcięć erozyjnych nie należy identyfikować z żadnym określonym środowiskiem akumulacyjnym. Każdorazowo dla poprawnej interpretacji warunków ich rozwoju należy dokonać analizy sedimentologicznej materiału wypełniającego rozcięcia oraz ich położenia względem innych jednostek osadowych.

LITOTYPY ŚRODOWISKA SKŁONU MISY JEZIORNEJ (gl₁)

Litotyp gl₁1 (rys. 55)

Skrajnie proksymalny stożek subakwalny zdominowany gruboziarnistymi spływami kohezyjnymi



Rys. 55. Litotyp gl₁1. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gl₁1. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

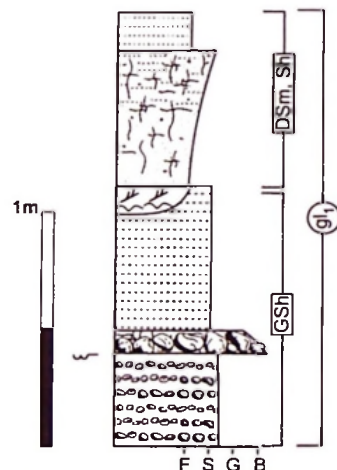
W jego obrębie zdecydowanie przeważają masowe, wielkoskalowe litofacje żwirowe (*Gm*) o niewielkiej domieszce rozproszonego w matriksie materiału diamiktonowego. Drugorzędnie występują jednostki piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu horyzontalnym (*SGh*). Wszystkie kontakty mają wyraźny erozyjny charakter.

Litofacje żwirowe akumulowane były tu w epizodach kolejnych spływów redeponujących osady ablacyjne. Materiał spływowy był silnie przesycony wodą. Ruch odbywał się na granicy między spływami mas a spływami upłynnionymi. Następowo dystalne odprowadzanie najdrobniejszych cząstek. Akumulacja grubookruchowego rumowiska przebiegała nagle w wyniku zamarcia całej masy koluwium.

W okresach pomiędzy spływami trwała akumulacja z prądów trakcyjnych. Intensywny przepływ, o charakterze powierzchniowym, akumulował piaszczysto-żwirowe litofacje warstwowe horyzontalnie (*SGh*). Mała frekwencja tych jednostek oraz brak drobniejszych litofacji wynika z powszechnie panującej intensywnej erozji w czasie narastania kolejnych spływów.

Litotyp gl₁2 (rys. 56)

Część środkowa subakwalnego stożka ze spływami glin ablacyjnych



Rys. 56. Litotyp gl₁2. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gl₁2. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

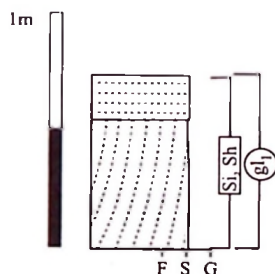
W stosunku do litotypu gl₁1 cechuje się on znacznie większym zróżnicowaniem litologicznym. Indeksowymi dla określenia subsródowniska sedimentacyjnego jest obecność piasków drobnoziarnistych o przekątnej laminacji riplemarków wstępujących oraz litofacji mułków. Ich mała frekwencja w osadzie wynika z erozji tych osadów w czasie kolejnych spływów, tak że w litotypie gl₁2 dominują:

- średnioskalowe jednostki masywnych i warstwowanych horyzontalnie żwirów (*Gm*, *Gh*),
- litofacie piaszczyste i piaszczysto-żwirowe o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*, *SGh*),
- serie diamiktonów piaszczystych (*DSm*).

Sedymentacja zachodziła tu przy dużym udziale materiału spływowego. Jednakże bardziej dystalne położenie w stosunku do litotypu *gl*₁ powodowało, że strumienie te miały mniejszą zdolność erozyjną i akumulowały drobniejszy materiał. Na stożek docierały również spływy kohezyjne supraglacjalnych glin ablacyjnych (*DSm*), które transportowane subakwalnie ulegały postępującemu dystalnie uwodnieniu. Partie stropowe spływów, w efekcie postsedymentacyjnego działania niskoenergetycznych prądów trakcyjnych, podlegały silnemu przemyciu. Prowadziło to do powstania smużystego diamiktonu przechodzącego ku stropowi w piaszki diamiktonowe warstwowane horyzontalnie (*SDh*). W okresach przedzielających spływy dominowały prądy trakcyjne o przepływie burzliwym. Akumulacja zachodziła wówczas w warunkach płaskiego górnego dna w postaci litofacie warstwowanych horyzontalnie (*Sh*). Spadek intensywności tych przepływów umożliwiał rozwój riplemarków oraz akumulację materiału zawiesinowego (*Sr*). Te najdrobniejsze jednostki są jednak silnie zredukowane w związku z wyraźną jeszcze erozją.

Litotyp *gl*₁3 (rys. 57)

Górny oraz środkowy człon delty stożkowej



Rys. 57. Litotyp *gl*₁3. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype *gl*₁3. Sedimentary profile

for explanations see Fig. 5

Wykształcony jest w postaci dwóch litofacji. W spagu znajduje się, wskaźnikowa dla interpretacji, wielkoskalowa jednostka piasków średnioziarnistych o warstwowaniu nachylonym (*Si*). Nadbudowuje ją średnioskalowa, identyczna teksturalnie, litofacja piasków o warstwowaniu horyzontalnym (*Sh*).

Akumulacja zachodziła tu w efekcie progradacji delty piaszczystej typu stożkowej. Depozycja na jej skłonie odbywała się w wyniku grawitacyjnych spływów ziarnowych (*Si*). Lateralnie postępująca część foresetowa delty była nadbudowywana osa-

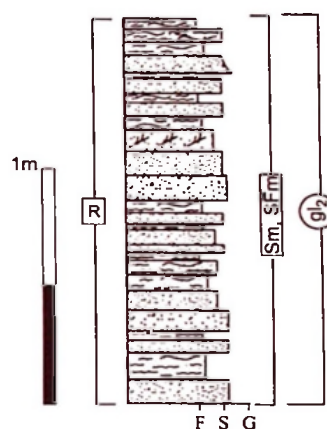
dami akumulowanymi w efekcie subaeralnego przepływu wód glacyfluwialnych. Przepływ ten cechował się bardzo małą głębokością warunkującą powstanie płaskiego górnego dna (*Sh*).

Litotyp *gl*₁3 dokumentuje rozwój górnej oraz środkowej części delty typu stożkowego

LITOTYPY ŚRODOWISKA GLACILIMNICZNEJ RÓWNI DENNEJ (*gl*₂)

Litotyp *gl*₂1 (rys. 58)

Drobnopiaszczysta akumulacja z prądów zawiesinowych



Rys. 58. Litotyp *gl*₂1. Profil osadów

objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype *gl*₂1. Sedimentary profile

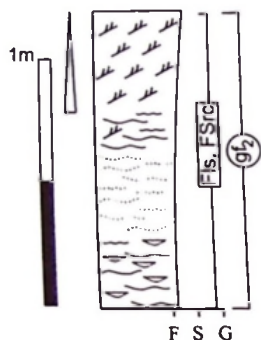
for explanations see Fig. 5

Charakterystyczną cechą osadów tego środowiska jest powszechne występowanie cykli osadowych o frakcjonalnej gradacji cech teksturalnych i strukturalnych. Spagowe części ogniów wykształcone są w postaci piasków warstwowanych horyzontalnie (*Sh*) lub masywnie (*Sm*). Górne ogniwa budują najczęściej piaski drobnoziarniste o strukturze riplemarków wstępujących (*Sr*) lub też piaski z mułkiem masywnie (*SFm*). Drugorzędnie notuje się małoskalowe przewarstwienia mułków (*Fm* lub *Fh*).

Litotyp *gl*₂1 jest efektem sedymentacji prądów zawiesinowych. Indeksowa jest tu cykliczność sedymentacji i normalne następstwo struktur sedymentacyjnych (*Sh*→*Sr*, *Sm*→*SFm*, *Sh*→*Sr*→*Fh*). Cykle te reprezentują niepełne sekwencje Boumy (Gradziński *et al.* 1986). Całkowicie brak jest grubszych teksturalnie członów dolnych. Bardzo małą frekwencją odznaczają się również aleurytowe jednostki stropowych, dekantacyjnych części ogniów akumulowanych przez prądy turbidytowe. Cechy te wskazują na dystalnie środkową strefę zasięgu prądów zawiesinowych.

Litotyp gl_2 (rys. 59)

Parapelagiczna dekantacja ze skrajnie dystalnych części prądów zawieszinowych



Rys. 59. Litotyp gl_2 . Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype gl_2 . Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Przewodnią cechą litologiczną tego środowiska jest jednoczesna akumulacja materiału mułkowego oraz drobnopiaszczystego przy zdecydowanej przewadze pierwszego. Strukturalnie daje to zapis wszelkiego typu litofacji w polu energetycznym odpowiadającym warunkom rozwoju od laminacji soczewkowej (*Fic*) po falistą (*Fiw*). Charakterystyczne są tu agradacyjne przejścia pomiędzy typami strukturalnymi laminacji.

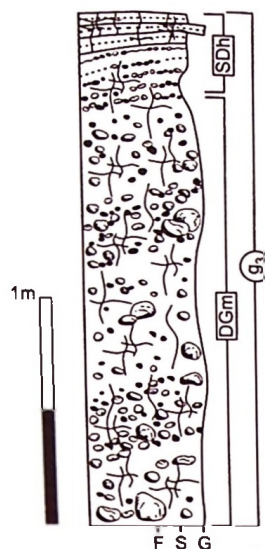
W procesie depozycyjnym zaznacza się głównie dekantacja materiału suspensyjnego. Efektem jest mułkowy charakter osadów. Epizody rozwoju procesów trakcyjnych umożliwiały powstawanie form drobnopiaszczystych riplemarków, pogrzebywanych następnie w dekantowanym materiale parapelagicznym. Kohezja tak drobnoziarnistego dna i niska energia środowiska uniemożliwiały procesy erozji. Rodzaj laminacji uzależniony był od stosunku ilościowego materiału dekantacyjnego do trakcyjnego. Przewaga dekantacji i brak jakichkolwiek osadów grubszych niż drobnoziarniste piaski wskazuje na skrajnie dystalną strefę oddziaływania prądów zawieszinowych.

LITOTYPY ŚRODOWISKA SUPRAGLACJALNEGO (g_3)

Litotyp g_31 (rys. 60)

Spływ kohezyjny materiału żwirowo-diamiktonowego

Litotyp buduje głównie żwirowo-diamiktonowa litofacja o strukturze masywnej (*DGm*). W jej obrębie występują poziomy wzbogacone w materiał gruboziarnisty. Ku stropowi rośnie udział materiału piaszczystego



Rys. 60. Litotyp g_31 . Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype g_31 . Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

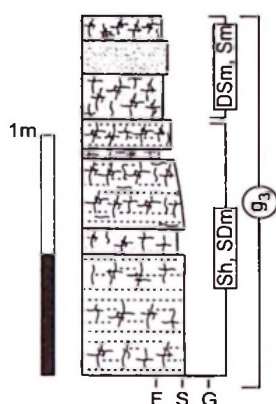
i zaznacza się stopniowe przechodzenie w strukturę smużystą. W stropie występować mogą litofacje piasków z domieszką drobnych żwirików i diamiktonów ilastych warstwowanych horyzontalnie (*SDh*).

Litotyp ten jest efektem spływu kohezyjnego. Transport gruboziarnistego materiału możliwy był dzięki kohezji otaczających go materiałów ilastych. Redukowało to naprężenie ścinające i umożliwiało plastyczny spływ tego typu materiału już przy niewielkim nachyleniu. Ruch turbulentny prowadził do stosunkowo równomiernego rozkładu ziaren. Pierwotny układ strukturalny materiału koluwalnego zachowany został w związku z akumulacją koluwium poprzez nagłe zamarcie całej masy spływowej. Poziomy koncentracji grubszych frakcji są związane z syngenetycznym, w stosunku do procesu spływowego, krążeniem wód porowych. Ich ucieczka oraz przepływ wody po powierzchni spływu powodował przemycie partii stropowych, a lokalnie umożliwiał rozwój litofacji piaszczysto-diamiktonowych warstwowanych horyzontalnie (*SDh*).

Litotyp g_32 (rys. 61)

Spływ upłynniony materiału piaszczysto-diamiktonowego

Litotyp ten zdominowany jest przez warstwowe horyzontalnie, rzadziej masywnie, litofacje piaszczyste z domieszką diamiktonów (*Sh* i *SDm*). Ku stropowi profilu udział materiału diamiktonowego rośnie oraz zaciera się warstwowanie osadu. W stropie przeważają litofacje masywnych diamiktonów (*DSm*) przy drugorzędnej frekwencji masywnych litofacji piasków drobnoziarnistych z dużą domieszką materiału ilastego (*SDm*).



Rys. 61. Litotyp g₃₂. Profil osadów
objaśnienia jak do rysunku 5

Lithotype g₃₂. Sedimentary profile
for explanations see Fig. 5

Litotyp g₃₂ akumulowany był w efekcie spływów upłynionych o wysokiej koncentracji unoszonego materiału. Mała miąższość jednostek wskazuje, że charakterem swym przypominały one zalewy warstwowe. Ruch materiału koluwalnego w znacznym stopniu zachodził w postaci turbulentnej z licznymi kolizjami międzyziarnowymi. Umożliwiało to prądową segregację osadu wyrażoną redukcją udziału najdrobniejszych części. Wzrost koncentracji materiału ilastego w spływach wskazuje ich stopniową ewolucję w kierunku spływów masowych (DS_m).

PODSUMOWANIE I DYSKUSJA

ZRÓŻNICOWANIE ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH

Kompleksowa analiza litofacyjna osadów zarejestrowanych w kemach regionu łódzkiego wskazuje, że obserwowane zróżnicowanie litologiczne w ich obrębie znajduje swą genezę w różnorodności środowisk sedymentacyjnych. Udokumentowano występowanie trzech zasadniczych środowisk akumulacji osadów w kemach:

- środowiska glacyfluwialnego (gf),
- środowiska glacylimnicznego (gl),
- środowiska glacialnego (g).

To najbardziej generalne rozróżnienie pokrywa się z podziałem kemów na „kemy glacyfluwialne” i „kemy glacylimniczne”, zaproponowanym przez Nie wi a r o w s k i e g o (1961) i stosowanym powszechnie w szeregu późniejszych prac (Klaj n e r t 1969, 1978, 1984; K a r c z e w s k i 1971; K r z e m i ń s k i 1974; M u s i a ł 1992; R d z a n y 1997). Zastosowana w pracy metoda kompleksowej analizy litofacyjnej pozwoliła jednak na znacznie bardziej szczegółowe rozróżnienie warunków akumulacji osadów budujących kemy.

Akumulacja w warunkach środowiska glacyfluwialnego występowała w badanych kemach najczęściej. Zachodziła ona głównie w obrębie traktów roztokowych, w subśrodowiskach korytowych oraz równi zalewowej, a także na powierzchniach glacyfluwialnych stożków.

Z uwagi na podobieństwo obrazu sedymentologicznego pomiędzy osadami akumulowanymi

w obrębie równi zalewowych traktów roztokowych a stożkiem glacyfluwialnym o ich rozróżnieniu decydowały głównie cechy morfologiczne. Podstawowym kryterium pozwalającym na wyróżnienie akumulacji na stożku było wyraźne, pierwotne nachylenie powierzchni akumulacyjnej zgodne z kierunkiem transportu oraz rozpoznanie ogólnej architektury serii osadowych w formie.

Zarówno w środowisku roztok, jak i stożka wyróżniono depozycję w strefie proksymalnej oraz dystalnej odpływu.

W strefie proksymalnej stwierdzono akumulację w warunkach:

- szerokich płytkich koryt roztokowych, w których przepływy przypominają wysokoenergetyczne zalewy warstwowe,
- koryt zdominowanych przez rozwój żwirowych odsypów podłużnych,
- równi zalewowych na powierzchni stożka akumulacyjnego kształtowanych przez zalewy warstwowe i rozcinanych korytami preparowanymi w czasie gwałtownych skoncentrowanych przepływów liniowych,
- powtarzających się gwałtownych, skoncentrowanych przepływów wycinających wielkoskalowe struktury erozyjne o pokroju rynnowym.

Litotypy osadów kemowych ukazują, że ze strefą proksymalną odpływów glacyfluwialnych można wiązać głównie litofacie gruboziarniste, od żwirów po piaski żwirowe. Charakterystyczną cechą jest wyraźne piętno ablacyjnego rytmu zasilania. Wyraża się ono w cykliczności akumulacji. Z osadów akumulowanych w kolejnych cyklach zachowują się jedynie

grubo- lub średnioziarniste części materiałów akumulowanych w pojedynczym cyklu. Odpowiadają one fazom narastania i maksymalnej koncentracji przepływu. Dominowała tu akumulacja na równi zalewowej w warunkach płaskiego górnego dna. Często są wielkoskalowe rozcięcia erozyjne wypełnione żwirami. W odpływach korytowych dominowały odsypy podłużne.

Strefa dystalna charakteryzuje się zdecydowanie większym zróżnicowaniem litologicznym osadów, będącym wynikiem większej różnorodności subsródownisk sedymentacyjnych. W strefie dystalnej stwierdzono akumulację w obrębie:

- głębokich koryt roztokowych zdominowanych piaszczystymi megariplemarkami,
- koryt o umiarkowanej głębokości i odsypowym stylu sedymentacji,
- płytkowodnych koryt o cyklicznej akumulacji litofacji horyzontalnych i riplemarkowych z opadających zalewów o charakterze warstwowym,
- śródkorytowych równi zalewowych o wyraźnej cykliczności akumulacji i okresowej dekantacji materiału zawiesinowego,
- piaskodennych równi zalewowych stożków akumulacyjnych z rozcięciami korytowymi wielkiej skali.

W strefie tej zdecydowanie przeważają osady piaszczyste. Litofacje żwirowe oraz mułkowe są rzadsze. Strukturalnie osady strefy dystalnej zawierają niemal pełen wachlarz prądowych struktur sedymentacyjnych. Ich rodzaj uzależniony był od lokalnych warunków depozycji.

Ze strefami korytowymi korelować można głównie litofacje piaszczyste. Najczęściej obserwowano odsypowy styl sedymentacji korytovej. Drugorzędnie występowały kręte, piaszczyste megariplemarki. Warstwowania horyzontalne oraz riplemarkowe notowano zarówno w strefach korytowych, jak i w obrębie równi zalewowych. Wyjątkiem jest akumulacja na powierzchni stożka, gdzie nie zaobserwowano laminacji riplemarkowej. Cykliczność osadowa, powiązana z niskoenergetycznym rytmem wezbraniowym, jest charakterystyczna dla stref skrajnie dystalnych płytkich koryt, dystalnych równi zalewowych oraz stożków glacyfluwalnych.

Śródowniska pozakorytowe to jedyny obszar akumulacji osadów z dekantacji, jednak nawet w tej strefie litofacje mułków rejestrowano akcesorycznie. Dowodzi to zdecydowanej przewagi ciągłości odpływu glacyfluwalnego w kemach.

W obrębie śródowniska glacylimnicznego (gl) stwierdzono akumulację w strefie skłonu misy jeziornej oraz równi dennej.

W strefie skłonu misy jeziornej (gl₁) dominowała sedymentacja debrytów. Najczęściej akumulowane były tu gruboziarniste litofacje żwirów, będące

efektem spływów kohezyjnych o znacznym stopniu uwodnienia. Drugorzędnie występują diamiktonowe osady kohezyjnych spływów masowych. W architekturze subakwalnych stożków, obok litofacji spływowych, drugorzędną frekwencją odznaczały się piaszczyste osady prądów trakcyjnych. Mimo znacznego nachylenia skłónów misy jeziornej i dużego obciążenia transportowego strumieni zasilających zbiorniki glacylimniczne w kemach (N e m e c, S t e e l 1988; N e m e c 1990b; B r o d z i k o w s k i 1993), sekwencje deltowe zarejestrowano jedynie raz w postaci topsetowej i foresetowej części delty typu gilbertowskiego. Wynika to z faktu częstego rozwoju skłónu mis jeziornych w warunkach stoku lodowego. Terminoglacjalny charakter zbiorników glacylimniczych powstających w ograniczonym obszarze formującego się kemu powodował brak dostatecznej przestrzeni dla akumulacji materiału w najwyższych topsetowych częściach delty. Osady te mogłyby być następnie przemieszczane grawitacyjnie po skłonie delty. W efekcie strefa foresetowa stanowiła *de facto* subakwalne przedłużenie supraglacjalnych stożków.

W stosunku do strefy skłónu misy jeziornej większym rozprzestrzenieniem wyróżniały się obszary śródowniska równi dennej (gl₂). Dominowała na nich akumulacja z prądów zawiesinowych. Indeksowe były, cyklicznie występujące, niepełne sekwencje Boumy. Udokumentowano głównie strefę środkową oraz dystalną akumulacji turbiditytovej. Charakterystyczny jest brak w obrębie równi dennej miąższych litofacji z akumulacji parapelagicznej. Dowodzi to znacznej dynamiki śródowniska nawet w obrębie dystalnych partii zbiorników glacylimniczych.

Akumulacja śródowniska glacyjalnego (g) stanowi najmniejszą część bilansu osadowego kemów. Ograniczona jest wyłącznie do osadów śródowniska supraglacjalnego (g₃). Osady tego typu stwierdzano w położeniu stokowym i kulminacyjnym powierzchni kemów. Nie tworzą one zwartych, rozległych lateralnie kompleksów osadowych. Ich akumulacja zachodziła głównie w postaci spływów upłynnionych

o wysokim stopniu koncentracji materiału mineralnego. Charakterystyczną cechą jest zwiększanie się udziału materiału diamiktonowego w ich obrębie w kierunku stropu profilu i przechodzeniu spływów uwodnionych, o wysokiej koncentracji zawiesiny, w spływy masowe. W stropach form osady śródowniska g₃ wypełniają przeważnie wielkoskalowe rozcięcia erozyjne.

Jak już wspomniano, w dotychczasowych badaniach osadów w kemach ograniczano się jedynie do wyróżniania głównych typów śródownisk akumulacji na podstawie ogólnego stylu sedymentacji (K r y g o w s k i 1936; B a r t k o w s k i 1954, 1963,

1967; Niewiarowski 1959, 1961, 1965; Klajnert 1966, 1978, 1984, 1992; Mojski 1967, 1969; Baraniecka 1969; Jahn 1969; Jewtuchowicz 1969; Klimek 1969; Walczak 1969; Karczewski 1971; Klatkova 1972a; Krzemiński 1974; Musiał 1988, 1992; Smolska 1988; Mycielska-Dowgiałło *et al.* 1995; Rdzany 1997). Charakterystykę zmienności środowisk glacifluwalnych opierano na analizie cech teksturalnych osadu, które na ogólnych zasadach (Andersen 1931; Dylikowa 1952) wiązano z dynamiką odpływu wód. Analiza cech strukturalnych zajmowała drugoplanowe miejsce w procesie wnioskowania sedymentologicznego (wyjątkiem jest tu praca Grzybowski 1970). W efekcie uzyskiwano obraz środowiska sedymentacyjnego różnicowanego głównie zmiennością dynamiki wód ablacyjnych.

Zastosowanie analizy litofacjalnej w badaniach osadów kemów umożliwia znacznie bardziej precyzyjną rekonstrukcję warunków akumulacji osadów w ich obrębie. Pozwala nie tylko określać ogólny styl sedymencji w tych formach, ale zrekonstruować również zmienność subsródownisk sedymentacyjnych w czasie rozwoju poszczególnych form. Wydzielone dzięki temu cechy akumulacji w kemach obrazują takie elementy jak:

- zmienność środowisk sedymentacyjnych oraz procesów transportowych i depozycyjnych w ich obrębie,
- morfologię powierzchni akumulacyjnej w czasie tworzenia określonych zespołów osadowych,
- podstawowe elementy paleohydrauliczne np. głębokość przepływu,
- przestrzenny stosunek stref depozycyjnych do obszaru alimentacyjnego (strefy glacialnej).

Rekonstrukcja warunków akumulacji w kemach stanowi wartość samą w sobie z uwagi na fakt, że podnosi stan wiedzy na temat warunków rozwoju tych form. Stanowi jednak również dobry punkt wyjścia do wyciągania dalszych wniosków natury paleogeograficznej.

OSADY KEMOWE CZY OSADY W KEMACH – PROBLEM KEMOWEJ FACJI SEDYMENTACYJNEJ

Obok wyróżniania i szczegółowego przeanalizowania środowisk sedymentacyjnych w kemach regionu łódzkiego, drugim zasadniczym celem niniejszego opracowania jest porównanie litotypów kemowych z litotypami stwierdzonymi w morenach czołowych i sandrach (Zieliński 1992, 1993). Zagadnienie to w pełni wpisuje się w prowadzoną obec-

nie dyskusję dotyczącą zasadności wyróżniania facji litologicznych tożsamyh z genetycznymi typami form glacialnych, na przykład osady czołowo-morenowe lub osady kemowe itp. (Kozarski 1988; Zieliński 1992; Kasprzak 2003; Terpiłowski 2003).

Analiza porównawcza litotypów osadów kemowych zarejestrowanych w formach regionu łódzkiego z analogicznymi wydzieleniami dla moren czołowych (Zieliński 1992) wykazuje liczne analogie subsródownisk sedymentacyjnych, takie jak:

- akumulację w subsródownisku stożków glacialmarginalnych, przy czym w wałach kemowych depozycja na stożku zachodziła najczęściej poprzecznie w stosunku do osi morfologicznej, co upodabnia strukturalnie takie formy do moren czołowych;
- wyraźną strefowość akumulacji na stożku (zbliżone litotypy odpowiadające strefie proksymalnej, środkowej i dystalnej stożka); przy czym charakter litologiczny kompleksów litofacjalnych odpowiadających poszczególnym strefom akumulacyjnym stożków glacifluwalnych w kemach, nie odbiega od charakteryzowanego dla moren czołowych, bowiem i w kemach i w morenach:

- strefa proksymalna wyróżnia się najgrubszym głównie żwirowym materiałem, litofacie lub wielozestawy litofacjalne cechują się znaczną miąższością, większą niż w pozostałych strefach; akumulacja zachodziła głównie w postaci gruboziarnistych spływów kohezyjnych, redeponujących supraglacialny materiał morenowy lub też w efekcie wysokoenergetycznych zalewów warstwowych, częste są wielkoskalowe rozcięcia erozyjne wypełnione materiałem żwirowym z udziałem diamiktonów;

- strefa środkowa obejmuje sedymencję w warunkach piaskodennych; dominują zalewy warstwowe i akumulacja w warunkach płaskiego górnego dna, wielkoskalowe rozcięcia erozyjne wypełnione są materiałem żwirowo-piaszczystym bez diamiktonów, lokalnie zarejestrowano piaskodenną akumulację korytową;

- strefa dystalna obejmuje głównie akumulację mułkowo-piaszczystą, dominują litofacie warstwowe horyzontalnie lub riplemarkowo, występuje ona peryferyjnie w stosunku do stref bardziej proksymalnych;

- zalewy warstwowe, jako najbardziej pospolite warunki akumulacji we wszystkich częściach stożka;

- cykliczności sedymencji, jako zjawisko często występujące.

Są też i różnice pomiędzy stożkami morenowymi a kemowymi:

- w stożkach kemowych w ich części proksymalnej występuje mniej masywnych, wielkoskalowych litofacji żwirowych,

– w kemach, w obrębie środkowej części stożka nieliczne są odpływy korytowe, a w morenach akumulacyjnych są one na tyle częste, że zostały uznane za typowe dla tej strefy (Zieliński 1992).

Porównanie litotypów osadów kemowych, akumulowanych w warunkach odpływu roztokowego, z litotypami osadów sandrowych, traktowanych jako rezultatu akumulacji proglacialnych rzek roztokowych (Zieliński 1993), również wykazuje szereg podobieństw, takich jak:

- występowanie strefy akumulacji roztok proksymalnych jak i dystalnych,
- przewaga w strefie proksymalnej subśrodowiska korytowego,
- zdominowanie koryt proksymalnych zwirową akumulacją, która zachodziła najczęściej w rezultacie rozwoju odsypów podłużnych, bądź też akrecji zwirowych pokryw dennych,
- obecność akumulacji piaszczystodennej w dystalnych strefach korytowych oraz na równi zalewowej,
- dominacja w dystalnych strefach korytowych odsypowego stylu sedymentacji ze wskaźnikowymi wielozestawami litofacji warstwowych przekątnie tabularnie,
- tworzenie się w głębszych korytach piaszczystych, krętych megariplemarków świadczących o równowadze między wydolnością a obciążeniem strumienia,
- zdominowanie płytkich koryt roztokowych akumulacją w warunkach przepływów nadkrytycznych, bądź też modelowania dna konfiguracją riplemarkową,
- strefy równi pozakorytowej były jedynym środowiskiem, gdzie osady mułkowe rejestrują epizody całkowitego zatrzymania odpływu,
- powszechna cykliczność sedymentacji, występująca zarówno w strefie proksymalnej jak i dystalnej traktów roztokowych w kemach.

Jedyną istotną różnicą jest fakt, że przepływy w strefie proksymalnej roztok w kemach były generalnie płytsze niż opisane w sandrach. Nie udokumentowano wielkoskalowych litofacji odpowiadających zwirowym odsypom poprzecznym ani podłużnym oraz struktur rynnowych związanych z progradacją zwirowych megariplemarków dennych wielkiej skali.

Zestawienie wyników porównania litotypów osadów w kemach z analogicznym zestawieniem dokonanych dla moren czołowych i sandrów wykazuje, że w obu przypadkach analiza sedymentologiczna dokumentuje występowanie środowisk oraz subśrodowisk sedymentacyjnych bardzo zbliżonych do siebie. Podobne lub niemal identyczne warunki występują pod względem procesów depozycyjnych,

form akumulacyjnych, warunków energetycznych oraz morfologii powierzchni akumulacyjnej. Jedyną istotną różnicą są proporcje ilościowe zarejestrowane w litotypach w strefie proksymalnej. Mogą one jednak z równym powodzeniem być efektem losowości dostępnego do analizy materiału terenowego. Dopiero potwierdzenie tych spostrzeżeń w znacznie większej liczbie stanowisk może prowadzić do skonstruowania na tej podstawie ogólnej prawidłowości natury ilościowej.

Stwierdzone analogie prowadzić muszą do wniosku, że za określeniami takich facji glacialnych jak na przykład morena czołowa czy też kem nie kryją się żadne ściśle określone, typowe dla nich, kryteria litofacjalne. Wyróżnienia te mają jedynie wymowę paleogeograficzną. Określają przebieg procesu deglacjacji danego obszaru, stan dynamiczny masy lodowej i położenie strefy sedymentacji w stosunku do mas lodowych. Nie zawierają jednak w sobie indeksowej treści litofacjalnej.

W świetle powyższych rozważań jawi się zatem pytanie czy istnieją charakterystyczne cechy sedymentacji w kemach. Analiza zebranych danych oraz ich porównanie z ustaleniami dokonanymi dla akumulacyjnych moren czołowych (Zieliński 1992) pozwala odpowiedzieć na to pytanie pozytywnie. Cech tych nie można jednak ująć w proste określenie dominującego środowiska sedymentacyjnego, charakterystycznej zmienności czy też obecności indeksowych zespołów lub kompleksów litofacjalnych. Zdaniem autora, kemy, z punktu widzenia cech litofacjalnych, wyróżniają się:

- istnieniem form zdominowanych przez akumulację glacialimniczną,
- współwystępowaniem kompleksów osadowych akumulowanych w środowisku glacialfluwialnym i glacialimnicznym,
- w formach wałowych o roztokowym środowisku sedymentacji przepływami zachodzącymi zgodnie z osią morfologiczną formy,
- znikomym udziałem środowiska glacialnego, ograniczonym do spływowej redepozycji litofacji supraglacialnych,
- dużą zmiennością środowisk sedymentacyjnych, nie wykazującą najczęściej „konsekwentnej” zmienności,
- zróżnicowanym układem kierunków transportu w poszczególnych kompleksach litofacjalnych.

Żadna z wymienionych cech nie jest jednak sama w sobie diagnostyczna dla paleogeograficznej rekonstrukcji formy jako kemu. Mogą one pojedynczo lub w zespołach występować również w innych typach form glacialnych. Ich rola ujawnia się w aspekcie całościowej analizy ilościowej i jakościowej procesów sedymentacyjnych. Brak jednoznacznych kryteriów se-

dymetologicznych dla interpretacji paleośrodowiskowych wskazuje również na konieczność rozpoznania geomorfologicznego form oraz ich otoczenia. Dopiero łączne zestawienie ustaleń geomorfologicznych i sedymentologicznych powinno stanowić podstawę prawidłowej interpretacji paleogeograficznej.

ZALEŻNOŚĆ WARUNKÓW AKUMULACJI OD FORMY I POŁOŻENIA MORFOLOGICZNEGO

W kemach o charakterze wałowym dominuje akumulacja w obrębie środowiska glacyfluwalnego (tab. 3). Najczęściej osady glacyfluwalne budują całość wypełnienia tych form. Kierunek przepływów roztokowych był zgodny z osią morfologiczną wału, natomiast akumulacja na stożkach zachodziła poprzecznie.

Równie powszechnie osady glacyfluwalne występują w kemach o charakterze morfologicznym stoliw, chociaż w tego typu form stwierdzano większą frekwencję osadów glacylimnicznych. Są to także jedyne formy morfologiczne kemów, gdzie akumulacja osadów przebiegała głównie w środowisku glacylimnicznym. Nie zarejestrowano jednak, podkreślanego w literaturze jako typowego dla stoliw, deltowego układu sedymentacji (Mojski 1967, 1969; Baraniecka 1969; Musiał 1992).

Dane zestawione w tabeli 3 ukazują jednak, że zależności te nie stanowią wyraźnej prawidłowości. Tak w formach o charakterze wału, jak i w stoliwach można spodziewać się występowania osadów akumulowanych w obu środowiskach sedymentacyjnych. Zróżnicowanie dotyczy jedynie częstości ich obecności. W wielu przypadkach osady środowisk glacylimnicznych stanowią izolowane kompleksy w otoczeniu jednostek glacyfluwalnych. Prowadzi to do wniosku, że o charakterze akumulacji w kemach decydowały w głównej mierze lokalne warunki drenażu, w małym stopniu uzależnione od kształtu zbiornika akumulacyjnego w lodzie.

Nieco większą korelację można zaobserwować przy analizie frekwencji środowisk sedymentacyjnych w stosunku do położenia morfologicznego kemów. Kemy położone na wysoczyznach zdominowane są akumulacją glacyfluwalną. Środowiska glacylimniczne występują sporadycznie, a jeżeli już, to stanowią jedynie drugorzędne lub akcesoryczne jednostki osadowe. Natomiast w kemach akumulowanych w strefach obniżenia podłoża podlodowego, środowiska glacylimniczne stanowią często fację dominującą lub nawet tworzą całość wypełnienia form. Potwierdza to spostrzeżenie podawane już wcześniej w literaturze (Klajnert 1978; Musiał 1992; Rdzany 1997) i interpretowane jako efekt szybszego rozpadu

ładolodu na wyniesieniach podłoża podlodowego oraz lepszego drenażu w tych strefach w stosunku do obszarów dolinnych. Odpływ w strefach obniżenia, zasilanych wodami z wysoczyzn już podczas wczesnych faz deglacjacji, blokowany był w wyniku zalegania tam brył martwego lodu. W efekcie prowadziło to do rozwoju akumulacji glacyfluwalnej na wysoczyznach i glacylimnicznej w obniżeniach.

Rozpatrując powyższą sytuację, w świetle zebranego materiału można stwierdzić, że analiza litofacyjna izolowanych kemów w sposób oczywisty nie dostarczyła danych pozwalających na bezpośrednie określenie kolejności ich powstawania, tak jak jest to możliwe w przypadku zespołów form pozostających w bezpośrednim związku morfologicznym ze sobą jak na przykład wały kemowe i terasy kemowe (por. Wasiak 1979; Kłysz 1981). Wnioskowanie oparte więc musi być na faktach pośrednich.

Środowiska akumulacji w kemach wskazują, że odpowiednikami wczesnych faz deglacjacji obszarów wysoczyznowych są niewątpliwie położone na nich stoliwa kemowe o charakterze przetańowym. Rejestrowane w nich kompleksy osadowe wskazują na wielodrożny dośrodkowy układ zasilania. Często akumulacja zachodziła tam w formie progradacji niewielkich stożków akumulacyjnych. W ich strefach marginalnych powstawały lokalne warunki blokowania odpływu. Wskazuje to na funkcjonowanie zbiorników kemowych w warunkach stosunkowo zwartego otoczenia mas lodowych, w których nie doszło jeszcze do wykształcenia efektywnego systemu drenażu.

Odmienne wnioski można jednak sformułować w odniesieniu do glacyfluwalnych kemów wałowych położonych na wysoczyznach.

Jak już wspomniano formy te akumulowane były głównie w środowisku przepływów roztokowych. Ich głębokie zakorzenienie oraz brak deformacji świadczy również, że nie rozwijały się one w pozycji supra- lub inglacjalnej. Wynika z tego, iż akumulacja materiału w wałach kemowych mogła następować dopiero w momencie wykształcenia stabilnego, drożnego systemu drenażu mas lodowych w poziomie podłoża ładolodu. Z drugiej strony, analiza litofacyjna wskazuje na funkcjonowanie w ich obrębie dystalnych, piaszczystodennych koryt o roztokowym stylu sedymentacji, które cechowały się znaczną głębokością i stabilnością przepływów. Świadczy to, że akumulacja zachodziła w warunkach długich traktów roztokowych w obrębie zwartych mas lodowych, ograniczających przestrzeń akumulacyjną i zapewniających znaczną ilość wód glacyfluwalnych.

Te teoretycznie sprzeczne ze sobą warunki można wyjaśnić rozwojem tego typu kemów w nawiązaniu do stylu rozpadu mas lodowych, uwarunkowanego spękaniami tensyjnymi lub wychodniami

Tabela 3

Zestawienie zmienności litofacialnej oraz kierunków przepływu w analizowanych kemach
The changeability of lithofacial complex and paleoflow direction in different type of kames

Stanowisko: Leonardów	Następstwo Litotypów ¹	Kierunki przepływów ²	Stanowisko: Kalenica	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²
Forma: Stoliwo	$g_3 2$ ↓ $gl_2 2$ ↓ $gf_1 1$ ↑ $gf_2 6 \rightarrow gf_2 5$	40° 335° 92°/132°	Forma Wal	$g_3 1$ ↓ $gf_2 2$ ↓ $gf_1 3 \rightarrow gf_1 2$	277° -/296°
Położenie: Wysoczyznowe			Położenie: Dolinne		
Stanowisko: Jeźów	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²	Stanowisko: Czatolin	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²
Forma: Wal	$gf_2 1$ ↑ $gf_2 3 \rightarrow g_3 2$ ↑ $gf_2 5$	108° 131° 127°	Forma: Wal	$g_3 2$ ↑ $gf_2 2 \leftarrow gl_2 2 \rightarrow gl_1 1$	270°/?
Położenie: Wysoczyznowe			Położenie: Dolinne		
Stanowisko: Mostki	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²	Stanowisko: Zarzeczce	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²
Forma: Stoliwo			Forma: Stoliwo	$g_3 1$ ↑	
Położenie: Wysoczyznowe	$gf_2 6 \rightarrow gf_1 4$	def/105°	Położenie: Dolinne	$gl_2 1$	128
Stanowisko: Zygry	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²	Stanowisko: Rzymiec	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²
Forma: Stoliwo	$gf_1 1$ ↑	228°	Forma: Wal	$g_3 2$ ↓	
Położenie: Wysoczyznowe	$gf_2 2$	-	Położenie: Wysoczyznowe	$gf_1 4$	145°
Stanowisko: Chabierów	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²	Stanowisko: Zelgoszcz	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²
Forma: Wal			Forma: Wal		
Położenie: Wysoczyznowe	$gf_1 4$	def	Położenie: Wysoczyznowe	$gf_2 4$	108°
Stanowisko: Ptaszkowice	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²	Stanowisko: Bartochów	Następstwo litotypów ¹	Kierunki przepływów ²
Forma: Stoliwo			Forma: Stoliwo		
Położenie: Wysoczyznowe	$gl_2 3 \rightarrow gf_2 2 \leftarrow gf_2 4$	82°/269°//227	Położenie: Wysoczyznowe	$gl_2 2 \rightarrow gl_1 2 \rightarrow gl_1 1$	290°/330°

¹ Symbole wytłuszczone – litotypy dominujące; symbole standardowe – litotypy drugorzędne; symbole pochylone – litotypy akcesoryczne; kierunek strzałki odzwierciedla narastanie energii środowiska
The bold sign – main lithotypes; the standard sign – secondary lithotypes; italic sign – additional lithotypes; direction of arrows show increasing of environmental energy
² zwrot wektora wypadkowego kierunku transportu
vector of paleoflow direction

powierzchni ślizgu odziedziczonymi jeszcze z czasu lodu aktywnego. Dziedziczenie cech dynamicznych lodu aktywnego w czasie akumulacji kemów podkreślał m.in. Terpiłowski (2001) na podstawie badań na Wysoczyźnie Siedleckiej. Reasumując można stwierdzić, że jakkolwiek formy te akumulowane były we wczesnych fazach deglacjacji, nie są jednak jej wyznacznikami. Dokumentują pewien charakterystyczny styl rozwoju sedymentacji kemowej uwarunkowany cechami przetrwałymi z okresu lodu aktywnego.

Musiał (1992) na podstawie badań glacialnych na Podlasiu stwierdza, że morfologia stropu lądolodu nawiązywała do ukształtowania powierzchni podlodowej. Niewątpliwie podobna sytuacja miała miejsce i w regionie łódzkim, gdzie wyraźne formy powierzchni przewarciańskiej zostały pokryte stosunkowo cienkim, szybko zamierającym lądolodem (Rdzany 1997). W efekcie podlodowe obniżenia dolinne już od wczesnych faz deglacjacji mogły pełnić rolę walnych szlaków odpływu wód proglacialnych, skupiających również wody spływające z obszarów wysoczyznowych. Odpływ z obszarów wysoczyznowych do stref podlodowych obniżen dokumentują opisy licznych form o charakterze „łap” lub „jeziorów kemowych” (Klajnert 1978, 1984; Klajnert, Świdrowska 1992; Rdzany 1997; Kobojek 2000). Wnikliwie prześledził taką sytuację Rdzany (1997) na przykładzie kemu glacialnego w Tatarze.

Powszechne są również poziomy wodnolodowcowe w obrębie obniżen podłoża podlodowego, interpretowane najczęściej jako terasy kemowe. Odpowiadają one glacialnym zbiornikom, zasilającym niskoenergetycznymi strumieniami wód ablacyjnych, które rozwijały się w warunkach podparcia wód od strony osi obniżenia lodem martwym (Krzemiński 1974; Klajnert 1978, 1984; Klajnert, Wasiak 1989; Musiał 1992; Klajnert, Rdzany 1996; Rdzany 1997; Kobojek 2000; Terpiłowski 2001). Glacialny charakter kemów położonych w obniżeniach dolinnych wiązany jest z blokowaniem odpływu wód przez masy lodowe zalegające w czasie deglacjacji znacznie dłużej w obniżeniach dolinnych niż na obszarach wysoczyznowych. Z badanych form niewątpliwie taką genezę można przyjąć dla stoliwa kemowego w Zarzeczcu położonego w Kotlinie Górnej Rawki (Rdzany 1997).

Na tym tle, w świetle analizowanych odstępów, odmiennie rysuje się morfogeneza Wału Domaniewickiego. Zarejestrowane w jego obrębie środowiska akumulacyjne wskazują, że akumulacja tego kemu zachodziła poprzez nakładanie się na siebie rozległych stożków akumulacyjnych skierowanych generalnie poprzecznie do osi morfologicz-

nej współczesnej formy. W późniejszej fazie, w czasie zaawansowanej deglacjacji, pomiędzy ustępującymi w wyniku ablacji masami lodowymi a mineralnym proksymalnym skłonem stożka, zaznaczył się przepływ południkowy. Skierowany on był w kierunku osi dzisiejszej pradoliny, zgodnie z osią morfologiczną wału. Przepływ ten doprowadził w pierwszym etapie do silnej erozji, której efektem było wypreparowanie rozległej rynny. Następnie została ona wypełniona w warunkach przepływowego zbiornika terminoglacjalnego drobnoziarnistymi piaskami i mułkami. Dodatkowe informacje płynące ze szczegółowych badań tej formy prowadzonych przez Klajnerta (1966; 1969; 1978) wskazują, że w jej rozwoju doniosłą rolę odegrało ukształtowanie podłoża. Znajdująca się w podłożu elewacja mezozoiku oraz przeszkoda terenowa bezpośredniego przedpola, w postaci obecnych Wzniesień Łódzkich, zadecydowały, że po wyjściu z obniżenia w miejscu obecnej pradoliny warszawsko-berlińskiej lądolód warty rozdzielił się na dwa loby, wschodni i zachodni (Klajnert 1978). Pomiedzy nimi, prawdopodobnie już we wczesnych fazach deglacjacji, doszło do sypania Wału Domaniewickiego, jako rozległego interlobowego kemu. Predyspozycje stref interlobowych dla intensywnej sedymentacji glacialfluwialnej udokumentował m.in. Punkari (1997) na podstawie analizy systemów ozowych w Finlandii.

Reasumując można stwierdzić, że na uwarunkowania sedymentacji w kemach, pochodzące z ukształtowania podłoża podlodowego, nakładają się elementy odziedziczone z fazy lodu aktywnego. Te właśnie drugie cechy determinują charakter sedymentacji we wczesnych fazach deglacjacji. Rola podłoża podlodowego w przebiegu akumulacji w kemach rośnie w miarę postępu procesu dezintegracji masy lodowej.

NASTĘPSTWA STRATYGRAFICZNE I OBOCZNE ŚRODOWISK SEDYMENTACYJNYCH

Jak już wcześniej nadmieniono, zmienność środowisk sedymentacji osadów jest jedną z cech, które mogą być diagnostyczne w sedymentologicznej identyfikacji tej grupy genetycznej form. Zmienność ta zachodzi w kemach zarówno w obrębie głównych środowisk sedymentacyjnych (np. glacialfluwialnego lub glaciallimnicznego), jak i pomiędzy nimi.

Analiza danych przedstawionych w tabeli 3 dla form, w których opisano więcej niż jeden litotyp,

nie ukazuje ich konsekwentnej zmienności. W sekwencji pionowej jak i poziomej występują przejścia zarówno od środowisk o większej energii transportowej do mniejszej, jak i odwrotnie. Brak konsekwentnej zmienności podkreślają również wyniki pomiarów kierunkowych w poszczególnych kompleksach osadowych. W kontekście tym, należy stwierdzić, że udokumentowane przez Klajnerta (1978) w obszarze północno-wschodniej części Wysoczyzny Skierniewickiej następstwo serii materiału w kemach, od ilów i mułków w spągu poprzez tzw. serię riplemarkową, aż do grubych żwirów w stropie tych form, nazwane „układem wstępującym” i związane ze stopniowym postępowaniem organizacji odpływu wód glacyfluwalnych, nie jest cechą charakterystyczną dla ogółu kemów w regionie łódzkim.

Analizowana zmienność frakcjonalna powiązana jest głównie z następstwem środowisk sedymentacyjnych. Nie świadczy jednak o wzroście energii środowiska akumulacyjnego w kemach podczas deglacjacji. Wniosek powyższy uzasadniają takie fakty jak:

- obecność form, w których następstwo środowisk sedymentacyjnych wykazuje spadek kompetencji transportowej lub też brak konsekwentnej, wstępującej zmienności;
- analiza żwirowych i żwirowo-piaszczystych wypełnień wielkoskalowych rynien erozyjnych z udziałem frakcji ilastej wykazała, że są one efektem akumulacji środowiska glacialnego; gruboziarnisty charakter materiału nie dokumentuje w takim przypadku narastającej energii środowiska; jego obecność jest efektem zmiany procesów sedymentacyjnych – z glacyfluwalnych na spływowe; w efekcie radykalnego obniżenia naprężenia ścinającego przez ciśnienie dyspersyjnego w warunkach spływów kohezyjnych możliwy był transport nawet bardzo gruboziarnistego materiału przy stosunkowo niskim poziomie energii środowiska;
- występowanie w postaci wertykalnej sekwencji wstępującej lateralnej zmienności środowisk sedymentacyjnych; zmienność taka nie dokumentuje narastania stratygraficznego kompetencji środowiska, ale rejestruje synchroniczne, oboczne zróżnicowanie energii różnych stref akumulacji osadów.

Ostatni wniosek nie opiera się na wcześniej prezentowanej syntezie materiału litofacjalnego, wymaga więc bardziej szczegółowego uzasadnienia.

Sytuację taką ilustrują najlepiej następstwo serii osadowych przedstawione na rysunku 62 ze stanowiska Bartochów oraz rysunek 63 przedstawiający całościowy profil z odślonięcia Ptaszkowice.

W odkrywce Bartochów w sekwencji pionowej rejestrowana jest teksturalna zmienność osadów od drobnych mułków (III) (stanowisko Bartochów III; litotyp gl22), przez serie zdominowane akumulacją

piaszczystą (II) (Bartochów II; litotyp gl12), po serie żwirowe (I) (Bartochów I; litotyp gl11).

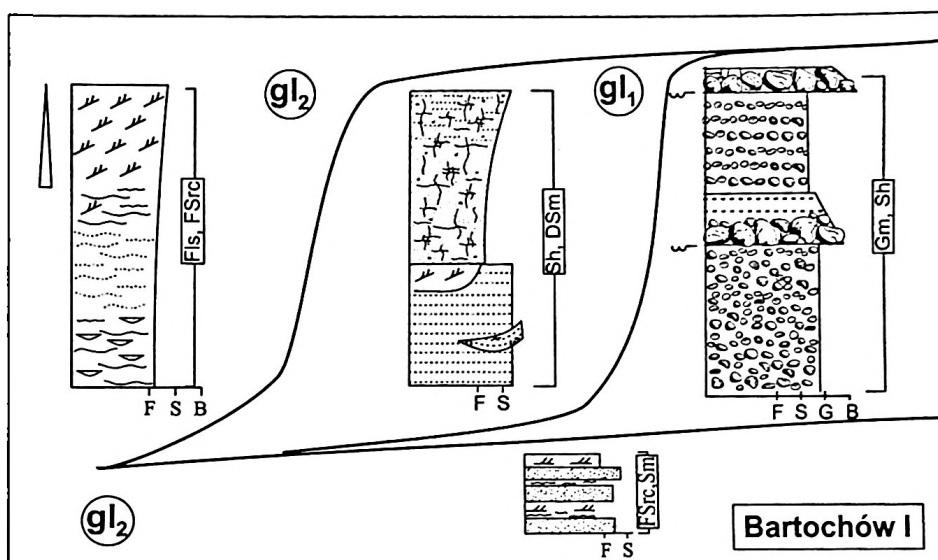
Analiza litofacjalna wykazała, że kolejne profile osadowe ukazują progradację subakwalnego stożka na drobnoziarniste osady równi dennej. Tak więc narastanie grubości frakcji w pionie jedynie pozornie dokumentuje wzrost energii środowiska. W rzeczywistości jest efektem obserwacji w sekwencji pionowej kolejnych stref akumulacji w terminoglacjalnym zbiorniku wód stojących. Niemal identyczną środowiskowo sytuację można opisać z profilu Czatolin II (podrozdział 5.3.2).

Inny środowiskowo przykład przedstawia wstępujący układ frakcji w poszczególnych seriach widoczny na rysunku 63. Zarejestrowany on został w obrębie stoliwa kemowego w Ptaszkowicach (rys. 1). W profilu, mimo pozornie logicznego deltowego następstwa zespołów litofacjalnych, występują pewne charakterystyczne elementy takie jak: bardzo wyraźne powierzchnie erozyjne, koncentracja grubszego materiału w podstawie a nie w stropie litofacji warstwowania nachylonego oraz całkiem odmienne kierunki transportu w każdej z serii osadowych. Jednocześnie ogólny styl sedymentacji w formie ukazał zapewnienie jej przez progradację ku centrum zbiornika subaeralnych stożków glacyfluwalnych (profil Ptaszkowice I).

Oparta na tych danych analiza litofacjalna wykazała, że analizowany profil stanowi zapis nałożenia na siebie trzech całkowicie odmiennych i niezależnych od siebie środowisk sedymentacyjnych. W spągu są to osady epizodycznej sedymentacji glacylimnicznej marginału stożka (I) (profil Ptaszkowice II). Nad nimi znajduje się zespół litofacjalny dokumentujący progradację skłonu stożka (II) (profil Ptaszkowice I; litotyp gf₁). Jeszcze wyżej osady korytowe roztoki (III) (profil Ptaszkowice I, litotyp gf₃). Wyraźne powierzchnie erozyjne między tymi seriami oraz odmienne wartości kierunkowe wskazują jednak, że nie można traktować tej sekwencji jako zapisu rozwoju jednej formy akumulacyjnej.

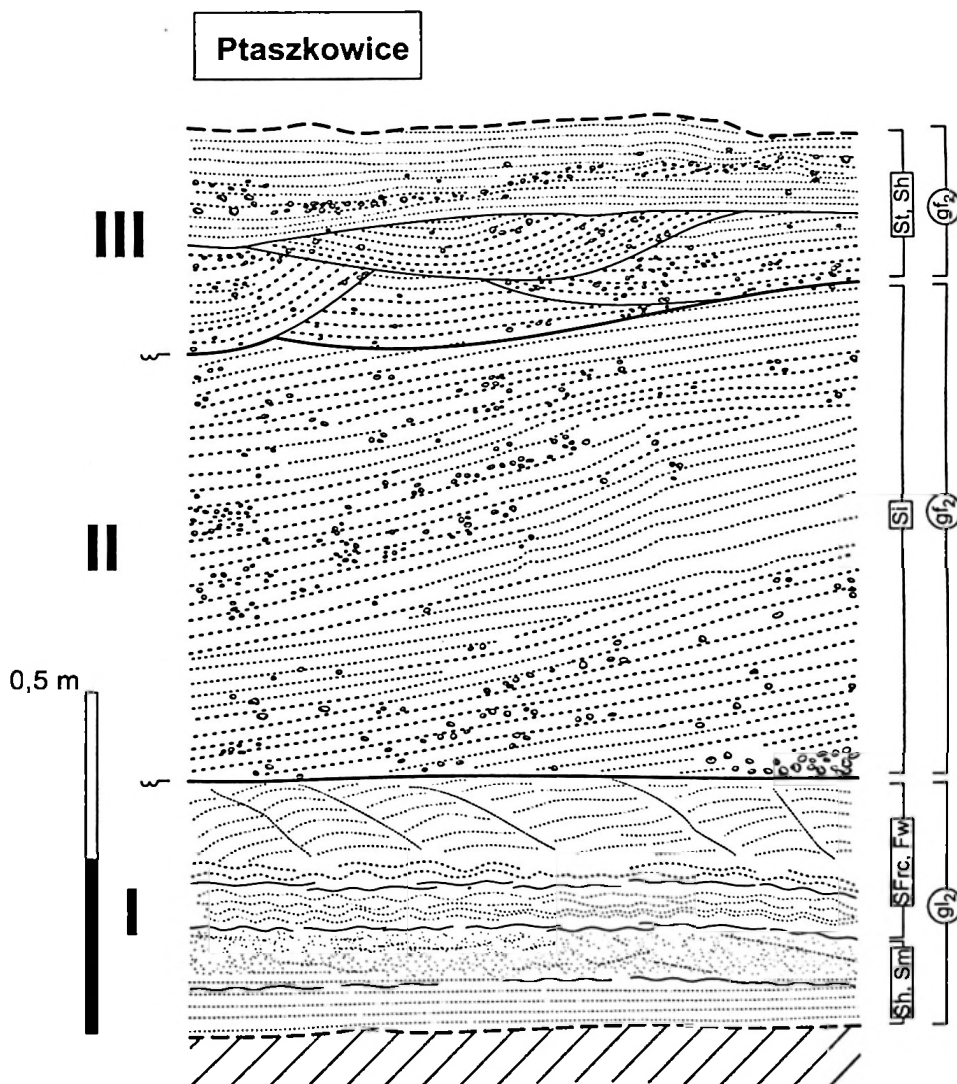
Obserwowana pionowa sekwencja, podobnie jak w Bartochowie, jest więc zapisem nałożenia się lateralnej zmienności form i środowisk akumulacyjnych. Nie dokumentuje zatem czasowej zmienności dynamiki środowiska.

Reasumując można stwierdzić, że wstępujący charakter osadów w kemach, jak na przykład w stanowisku w Jeżowie (od spągu profile Jeżów III→Jeżów I→Jeżów II), nie jest sytuacją charakterystyczną, ale jednym z możliwych przypadków następstwa środowisk sedymentacyjnych i nie stanowi ono sedymentologicznego zapisu narastania w skali regionalnej dynamiki odpływu glacyfluwalnego w czasie deglacjacji.



Rys. 62. Następowo serii osadowych w stanowisku Bartochów

Successive of beds in Bartochów site



Rys. 63. Następowo serii osadowych w stanowisku Ptaszkowice

Successive of beds in Ptaszkowice site

WPLYW PROCESÓW DEFORMACYJNYCH NA PRZEBIEG AKUMULACJI

Najczęściej notowano jedynie metasedymen-
tacyjne i postsedymen-
tacyjne zaburzenia o charakte-
rze dysjunktywnym w formie uskoków normalnych
o niewielkiej amplitudzie zrzutu. Zaburzenia tego
typu, skierowane na zewnątrz formy, rejestrowano
głównie w brzeźnych partiach kemów.

Jest to typowa sytuacja geologiczna interpre-
towana powszechnie w literaturze jako efekt ustępo-
wania podparcia lodowego. Wyjątkiem jest tu opinia
Grzybowskiego (1970), który wiązał te zabu-
rzenia z procesami intensywnej erozji wodnej, po-
między złożonymi wcześniej osadami kemu, a ustę-
pującymi masami lodowymi. Taką interpretację za-
burzeń autor przyjął również dla obserwowanych
niewielkich zrzutów oraz deformacji o charakterze
ciągłym w osadach glacyfluwalnych Wału Doma-
niewickiego (profil Czatolin I), w strefie towarzyszą-
cej wielkoskalowemu rozcięciu we wschodniej części
formy (profil Czatolin II). Na związek ich rozwoju
z procesem podcinania glacyfluwalnych osadów
stożka (profil Czatolin I) w czasie erozji towarzyszą-
cej wycięciu wielkoskalowej rynny, wskazują takie
fakty jak: położenie zaburzeń w centrum formy bez
widocznej kontynuacji w kierunku spagu lub stref
brzeźnych, rekonstruowane następstwo i charakter
kompleksów osadowych oraz skierowanie deformacji
w kierunku struktury erozyjnej. Rozwojowi deforma-
cji postsedymen-
tacyjnych, jako reakcji na procesy
erozji wodnej, sprzyjał rozwój zmarzliny w zdepo-
nowanych wcześniej osadach w kemach, ponieważ
lód cementował mało zwarte osady glacyfluwalne.
Świadectwem tych zdarzeń są udokumentowane
w Leonardowie porwaki drobnoziarnistego materiału
tkwiące w obrębie rozcięć erozyjnych oraz podobne
sytuacje opisane m.in. przez Klajnerta z „Ozu
Słomkowskiego” (1978) lub Rdzanego (1997)
z kemu w Zarzeczcu.

Deformacje uskokowe obserwowano również
w wewnętrznych częściach kemów. Najczęściej
przyjmowały one postać szeregu zrzutów o niewiel-
kiej amplitudzie, skierowanych do centrum formy.
Diagnostyczne dla interpretacji jest ich występowanie
na skrzydłach, nieckowatych intrakemowych zakłeso-
ści powierzchni akumulacyjnych. Charakterystyczny
koncentryczny układ tych deformacji wskazuje na ich
powiązanie z procesami subsydencji dna, wywołanymi
wytapianiem pogrzebanych brył martwego lodu. Me-
tageniczne, w stosunku do procesów akumu-
lacyjnych, procesy deformacyjne związane z intra-
kemową subsydencją wytopieniową wpływały rów-

nież lokalnie na warunki sedymentacji osadów. Kła-
sycznym przypadkiem jest tu sytuacja opisywana
z formy w Leonardowie (profil Leonardów III) oraz
z Wału Rylska (profil Łaszczyn). W obu sytuacjach
obniżanie podłoża umożliwiło, w formach zdomi-
nowanych akumulacją glacyfluwalną, rozwój epizo-
dów sedymentacji glacylimnicznej. Tego typu sytu-
acje środowiskowe opisywał m.in. Karczewski
(1971) z kemów Pomorza Zachodniego.

Drugim, odmiennym przykładem wpływu
procesów subsydencyjnych na przebieg akumulacji
jest sytuacja rejestrowana w stanowisku Kalenica
oraz Leonardów (profil Leonardów I). W omawia-
nych przypadkach ugięcie osadów związane z subsy-
dencją podłoża prowadziło do koncentracji odpływu
glacyfluwalnego. Skutkowało to uzyskiwaniem przez
strumień znacznej energii i akumulacją w określo-
nych strefach osadów zdecydowanie bardziej grubo-
ziarnistych niż w otoczeniu. Procesy subsydencji
mogą również doprowadzać do rozwoju deformacji
ciągłych. Zachodzą one w takim układzie w efekcie
resedymentacji wcześniej złożonych osadów w po-
staci silnie uwodnionych spływów kohezyjnych (pro-
fil Łaszczyn – Jaks a , Rdz a n y 2000; stanowisko
Leonardów – Jaks a 2003b).

Struktury deformacyjne o charakterze ciągłym
powszechne są w facji diamiktonowej środowiska
glacialnego. Inwentarz obserwowanych zaburzeń
obejmował:

- wszelkiego rodzaju fałdy spływowe,
- struktury niestatecznego warstwowania
gęstościowego w postaci pogrązków oraz struktur
plikatywnych,
- poziomy żył piaszczystych będących efek-
tem przebieg hydraulicznych wód porowych w szybko
agradujących, silnie hydratyzowanych osadach spły-
wowych.

Wszystkie te struktury ograniczone są jedynie
do osadów supraglacialnych lub też występują na
kontaktach osadów mułkowych z frakcjami grub-
szymi (zaburzenia gęstościowe). Można je zatem
uznać za syn- lub metageniczne z procesem akumu-
lacji.

STOPIEŃ PERYGLACJALNEGO PRZEKSZTAŁCENIA KEMÓW

W obserwowanych profilach nie zarejestro-
wano osadów, które można byłobyby interpretować
jako efekt intensywnych procesów soliflukcyjnych
(Dylik 1953; Balińska-Wuttke 1960,
1965; Różycki 1972; Dylikowa 1973). Spo-
radycznie również rejestrowano inne przejawy od-
działywania środowiska peryglacialnego, jak na

przykład pseudomorfozy po klinach lodowych. O znikomym wpływie vistuliańskiego środowiska peryglacialnego na osady i morfologię kemów świadczy również fakt czytelności pierwotnych cech strukturalnych osadów aż do poziomu powierzchni morfologicznej. Dowodzi to braku, zakładanej w koncepcji morfogenezy peryglacialnej, miększej strefy osadów objętych oddziaływaniem procesów krioturbacyjnych lub soliflukcyjnych.

Również analiza osadów spływowych, występujących na powierzchni morfologicznej kemów, wykazała, że nie są one rezydum ruchów mas w klimacie zimnym. Wskazują na to takie cechy jak:

- brak ciągłości pokrywy spływowej,
- całkowita odmienność teksturalna w stosunku do materiału podłoża,
- obecność materiału diamiktonowego,
- występowanie w częściach przystropowych kemów,

– wypełnianie wielkoskalowych rozcięć erozyjnych,

– czytelna lokalnie wergencja struktur deformacyjnych wskazująca na transport w kierunku formy.

Cechy te oraz analiza procesów sedymentacyjnych pozwoliły na powiązanie spływowych facji diamiktonowych z bezpośrednią akumulacją środowiska glacialnego. W sensie tym analiza litofacyjna wskazuje, że kemy wieku warciańskiego w regionie łódzkim zachowały swój pierwotny, warciański charakter morfologiczny w postaci niemal nie zmienionej do chwili obecnej. Potwierdza to wyrażane wcześniej w literaturze opinie w tym zakresie (Klajnert 1966, 1978, 1984; Baraniecka 1971; Klatkova 1972; Krzemiński 1974, 1997; Krzemiński, Papińska 1997).

WNIOSKI

1. W kemach udokumentowano występowanie środowiska akumulacji glacifluwialnej (gf_1), glacialimnicznej (gl_1) i glacialnej (g).

2. Pod względem frekwencji dominują osady akumulowane w środowisku glacifluwialnym. W ich obrębie wyróżniono osady akumulowane w strefie proksymalnej (gf_1) oraz dystalnej (gf_2) odpływu glacifluwialnego. Strefie (gf_1) odpowiadają głównie osady żwirowe, a strefie (gf_2) piaszczyste. Akumulacja glacifluwialna zachodziła w subśrodowisku roztok lub subaeralnych stożków.

3. W środowisku glacialimnicznym wyodrębniono strefę skłonu misy zbiornika jeziornego (gl_1) oraz strefę równi dennej (gl_2). Strefa (gl_1) reprezentowana jest najczęściej przez zróżnicowane litofacje debryty. W jednym przypadku udokumentowano deltę typu stożkowego. W środowisku (gl_2) dominuje akumulacja z niskoskoncentrowanych prądów zawieszinowych.

4. Środowisko glacialne (g) posiada akcesoryczny udział w masie osadowej kemów. Ograniczone jest do facji supraglacialnej (g_3). Osady te występują głównie w strefie kulminacyjnej oraz na stokach kemów.

5. Środowiska sedymentacyjne w kemach są analogiczne do środowisk akumulacji w morenach czołowych lub sandrach. Z sedymentologicznego punktu widzenia nie istnieje więc kemowa facja sedymentacyjna. Pojęcie to ma jedynie wymowę paleogeograficzną.

6. Kryterium sedymentologicznego rozróżnienia form glacialnych (kemów, moren czołowych i sandrów) nie są cechy jakościowe, ale ilościowe środowisk sedymentacyjnych – rozpatrywane w ogólnym kontekście paleogeograficznym i morfologicznym.

7. Charakterystycznymi, ale nie indeksowymi, cechami sedymentacji w kemach są: zmienność środowisk sedymentacyjnych, zróżnicowanie w poszczególnych kompleksach osadowych kierunków dostawy materiału, dominujące lub metasedymentacyjne występowanie osadów glacialimnicznych oraz mały udział środowiska glacialnego, ograniczony do facji supraglacialnej.

8. Brak jest ścisłej zależności między postacią morfologiczną kemów a środowiskiem sedymentacyjnym. Jednakże w wałach kemowych dominują osady środowisk glacifluwialnych, a w stoliwach większy jest udział osadów glacialimnicznych.

9. Na charakter sedymentacji w kemach wpływa ich położenie morfologiczne w stosunku do rzeźby podlodowej oraz cechy lodu dziedziczone po okresie transgresji. Fazie anaglacialnej deglacjacji odpowiadają przetainowe stoliwa kemowe w pozycji wysoczyznowej.

10. Wały kemowe na wysoczyznach, choć akumulowane były już we wczesnych fazach deglacjacji, nie są jej wyznacznikiem. Ich rozwój związany jest z pęknięciami tensyjnymi lub wychodniami materiału morenowego wzdłuż powierzchni ślizgu.

11. Kemy powstające w strefach podlodowych obniżen zdominowane są przez akumulację glacialimniczną. Związane jest to z blokowaniem odpływu wód glacyfluwalnych.

12. Lateralna zmienność środowisk sedymentacyjnych w kemach nie wykazuje konsekwentnej zmienności wskazującej na skierowany dystalnie spadek energii środowisk. Wynika to z faktu, że akumulacja w różnych częściach formy uwarunkowana była głównie czynnikami lokalnymi.

13. Wstępujący układ teksturalny osadów nie jest cechą charakterystyczną dla ogółu kemów w regionie łódzkim. W poszczególnych formach obserwowany wzrost grubości osadu kolejnych serii osadowych ku stropowi związany może być ze zmianami środowisk sedymentacyjnych lub też pionowym zapisem sukcesji obocznej. Nie stanowi on w takim wypadku sedymentacyjnego zapisu postępującej organizacji odpływu wód ablacyjnych.

14. Na przebieg procesów sedymentacyjnych w kemach bardzo silny wpływ wywierały czynniki lokalne związane najczęściej z degradacją pogrzebanych brył martwego lodu. Ich zanik powodował rozwój ograniczonych przestrzennie stref cechujących się silnym stopniem deformacji osadów, wyraźną zmianą warunków sedymentacji, na przykład skoncentrowaniem odpływu glacyfluwalnego, rozwojem odmiennych od otoczenia środowisk sedymentacyjnych, na przykład zbiorników glacialimnicznych.

15. Formy kemowe nie zostały przeobrażone w sposób istotny w czasie morfogenezy peryglacialnej. Do chwili obecnej posiadają one pierwotny, warciański wyraz morfologiczny i geologiczny.

* * *

Pierwsze kroki na drodze nauki są dla początkującego adepta geomorfologii bardzo trudne. Dlatego też pragnę w tym miejscu serdecznie podziękować wszystkim osobom, które okazując mi przychylność i zaangażowanie na różnych etapach pracy, przyczyniły się do powstania nieniejszej pracy. W szczególności wielką wdzięczność winien jestem Profesorowi Tomaszowi Zielińskiemu oraz Doktorowi Zbigniewowi Rdzanemu, którzy zainspirowali mnie zarówno problemem badawczym, jak i metodą. Zawsze mogłem liczyć na ich wielką życzliwość, radę i konstruktywną, krytyczną dyskusję. Pragnę również podziękować Kierownikowi Zakładu Geomorfologii UŁ Profesorowi Zbigniewowi Klajnertowi za pozostawioną mi swobodę naukową i zaangażowanie w okresie pisania pracy oraz wszystkim Koleżankom i Kolegom z Zakładu Geomorfologii UŁ za ich wsparcie i serdeczną, przyjazną atmosferę. Słowa podziękowania kieruję również do Doktor Beaty Gruszki i Doktora Sławomira Terpiłowskiego za inspirujące dyskusje nad problemami poruszonymi w pracy.

LITERATURA

- Andersen S.A., 1931 – Om Aase of Terraser inden for Susaa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsneltningens Forlob. *Danmarks Geol. Undersøgelse, II Raekke*, 54.
- Antczak B., 1986 – Transformacja układu koryta i zanik bifurkacji Warty w Pradolinie Warszawsko-Berlińskiej i południowej części przełomu poznańskiego podczas późnego vistulianu. *Geografia, UAM*, 35: ss. 111.
- Balińska-Wuttke K., 1960 – Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *IG PAN, Pr. Geogr.*, 23: 1-93.
- Balińska-Wuttke K., 1965 – Stratygrafia czwartorzędu okolic Rawy Mazowieckiej i Skierniewic. *IG, Biul.*, 187: 293-327.
- Baraniecka M.D., 1969 – Klasyfikacja form kemo-wych na tle typów i dynamicznych etapów deglacacji. *Kwart. Geol.*, 2, 50: 442-458.
- Baraniecka M.D., 1971 – Dorzecze Widawki na tle obszaru marginalnego stadiau mazowiecko-podlaskiego (Warty) w Polsce. *IG, Biul.*, 254: 11-36.
- Baraniecka M.D., 1984 – Złodowacenie środkowo-polskie. W: J. E. Mojski (red.) Budowa geologiczna Polski, I, 3b. Wyd. Geol. Warszawa: 154-196.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z., 1971 – Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *IG, Biul.*, 254: 11-36.
- Bartkowski T., 1954 – O kemach i terasach kemo-wych. *Czas. Geogr.*, 25, 1-2: 76-81.
- Bartkowski T., 1963 – Deglacacja arealna – zasadniczy typ deglacacji na obszarach niżowych. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 70, 3: 338-347.
- Bartkowski T., 1967 – O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 7, 1: ss. 260.
- Bartkowski T., 1968 – Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacacja. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 21: 3-39.
- Bezowska G., 1991 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Zduńska Wola. PIG, Warszawa.
- Boulton G.S., 1967 – The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sorbreen, Ny Friesland Vestspitsbergen. *J. Glaciol.*, 6: 717-736.
- Boulton G.S., 1972 – The role of the thermal regime in glacial sedimentation. *Inst. Br. Geogr. Spec. Publ.*, 5: 1-19.
- Brodzikowski K., 1982 – Deformacje osadów nieskonsolidowanych w obszarach niżowych złodowaceń plejstoceńskich na przykładzie Polski SW. *Acta Univ. Wratisl.*, 574: ss. 87.
- Brodzikowski K., 1992a – Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych we współczesnej geologii i geomorfologii glacialnej. *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo 1992, „Problemy sedymentacji glacialimnicznej”. Łódź: 7-56.
- Brodzikowski K., 1992b – Paleogeograficzne podstawy badań glacialimnicznych środowisk sedymentacyjnych. *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo 1992, „Problemy sedymentacji glacialimnicznej”. Łódź: 57-88.
- Brodzikowski K., 1992c – Przestrzenne zróżnicowanie procesów sedymentacyjnych w zbiornikach glacialimnicznych. *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo 1992, „Problemy sedymentacji glacialimnicznej”. Łódź: 89-119.
- Brodzikowski K., 1993 – Sedymentacja glacialimniczna. Część I. Procesy depozycyjne oraz charakterystyka litofacjalna. *Acta Geogr. Lodz.*, 62: ss. 162.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1983 – Sedimentology and deformational history of unconsolidated Quaternary sediments in the Jarosław Zone Sudetic Foreland. *Geol. Sudetica*, 18: 121-196.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1987 – A systematic classification of glacial and periglacial environments, facies and deposits. *Earth Sc. Rev.*, 24: 297-381.
- Brodzikowski K., Van Loon A.J., 1991 – Glacigenic Sediments. *Developments in Sedimentology*, 49: ss. 674.
- Brodzikowski K., Zieliński T., 1992 – Cechy transgresywnych, zastoi-skowych osadów termino-glacialnych w warunkach drobnofrakcyjnej dostawy materiału (na przykładach z obszaru rowu Kleszczowa). *Mat. I Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, Murzynowo 1992, „Problemy sedymentacji glacialimnicznej”. Łódź: 167-186.
- Buraczyński J., Superson J., 1992 – Eskers and kames of Hrubieszów Basin (Lublin Upland). *Geol. Quarterly*, 36, 3: 361-374.
- Chrabelski M., 2000 – Kemy w pracach łódzkiego ośrodka geomorfologicznego. Praca magisterska. Maszynopis. Zakład Geomorfologii UŁ: ss. 63.
- Chrzanowski J., 1980 – Formy deglacacji arealnej na Wale Małanowskim i w jego otoczeniu. *Acta Geogr. Lodz.*, 43: ss. 103.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994 – Tektonika. PWN, Warszawa: ss. 743.
- Dreimanis A., 1989 – Tills: their genetic terminology and classification. W: R. Goldthwait, C. L. Matsch (red.) Genetic Classification of Glacigenic Deposits. A. A. Balkema, Rotterdam: 17-84.

- Dylik J., 1949 – O genezie pagórków w okolicy Chojen, Rudy Pabianickiej i Rzgowa. *ŁTN, Spraw. Czyn. Pos.*, III, 15.
- Dylik J., 1953 – O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geogr. Univ. Lodz.*, 4: ss. 109.
- Dylik J., 1961 – The Łódź-Region. INQUA Vth Congress, Guide-Book of Excursion C.
- Dylikowa A., 1952 – O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. *Acta Geogr. Lodz.*, 11: ss. 58.
- Dylikowa A., 1973 – Geografia Polski. Krainy geograficzne. PWN. Warszawa: ss. 816.
- Flint R.F., 1957 – Glacial and Pleistocene Geology. ss. 533.
- Gilewska S., 1999 – Rzeźba. W: L. Starkel (red.) Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze. PWN, Warszawa: 243-288.
- Gradziński R., 1973 – Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych. *Post. Nauk Geol.*, 5: 57-112.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1986 – Zarys sedimentologii. Wyd. Geol., Warszawa: ss. 628.
- Gruska B., 1992 – Wstępna charakterystyka transgresyjnych osadów zastoiskowych formacji Kuców w rowie Kleszczowa (w świetle badań w okresie 1991-1992). *Mat. I Letniej Szkoły Sedymologicznej, Murzynowo 1992*, „Problemy sedimentacji glacialimicznej”. Łódź: 187-198.
- Gruska B., 2001 – Climatic versus tectonic factors in the formation of glaciolacustrine succession (Belchatów outcrop, central Poland). *Global Planet. Change*, 28: 53-71.
- Gruska B., Goździk J., Zieliński T., 2004 – Osady delty i jeziora ze zlodowacenia warty oraz warunki ich sedimentacji (odsłonięcie belchatowskie). W: Zlodowacenie warty w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin: 71-86.
- Gruska B., Zieliński T., 1996 – Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in a tectonically active basin. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 59-81.
- Grzybowski K., 1970 – Uwagi o środowisku sedimentacji niektórych osadów kemowych. *Acta Geol. Pol.*, 20, 4: 658-690.
- Huddart D., Bennett M.R., 1997 – The Carstairs kames (Lanarkshire, Scotland): morphology, sedimentology and formation. *J. Quater. Sc.*, 12: 1-19.
- Jahn A., 1969 – Terasy kemowe w Sudetach. *Folia Quater.*, 30: 2-22.
- Jaksa A., 1998 – Budowa geologiczna wału w Rzymcu w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Rawskiej. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Referaty i komunikaty. Lublin: 311-314.
- Jaksa A., 2003a – O badaniach kemów w Polsce. *Mat. Teren. Warsztatów Sedymologicznych „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymologicznym ujęciu”*. Łódź-Olsztyn: 3-16.
- Jaksa A., 2003b – Zmienność warunków sedimentacji w obrębie rozległej formy kemowej. Stanowisko Leonardów. *Mat. Teren. Warsztatów Sedymologicznych „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymologicznym ujęciu”*. Łódź-Olsztyn: 26-31.
- Jaksa A., 2003c – Depozycja w obrębie terminoglacialnego zbiornika glacioluwialnego. Stanowisko Bartochów. *Mat. Teren. Warsztatów Sedymologicznych „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymologicznym ujęciu”*. Łódź-Olsztyn: 33-36.
- Jaksa A., 2003d – Budowa i geneza kemu interlobalnego. Stanowisko Domaniewice. *Mat. Teren. Warsztatów Sedymologicznych „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymologicznym ujęciu”*. Łódź-Olsztyn: 23-26.
- Jaksa A., 2004 – Przykłady zróżnicowania środowisk sedimentacyjnych osadów kemowych w lobie Rawki zlodowacenia warty (Wysoczyzna Skiernewicka). W: Zlodowacenie warty w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin: 103-112.
- Jaksa A., Rdzany Z., 2000 – Struktury sedimentacyjne ozu Rylska jako wskaźniki dynamiki deglacacji. V Zjazd Geomorfologów Polskich „Dorobek i pozycja polskiej geomorfologii u progu XXI wieku”. Streszczenia referatów, komunikatów i posterów. Toruń: 175-177.
- Jaksa A., Rdzany Z., 2002 – Sedymologiczny zapis dynamiki deglacacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie budowy Wału Rylska. *Acta Univ. Nicolai Copernici*, 169-182.
- Jewtuchowicz S., 1966 – Akumulacja w warunkach martwego lodu, na przykładzie lodowców spitsbergeńskich. *Prz. Geogr.*, 38, 3: 429-434.
- Jewtuchowicz S., 1969 – Struktura kemu w Zieleńwie. *Folia Quater.*, 30: 59-69.
- Kaczmarek L., 1992 – Paleośrodowiskowe implikacje wybranych sublitoacji osadów glacialnych vistulianu w okolicy Śmigła. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, XLIV: 57-91.
- Karczewski A., 1971 – Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji. *Pr. Kom. Geogr.-Geol. PTPN*, 11: 3-57.
- Kasprzak L., 1988 – Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. *IGiPZ PAN, Dok. Geogr.*, 5-6: ss. 159.
- Kasprzak L., 2003 – Model sedimentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 66: ss. 214.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984 – Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 29: ss. 54.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1989 – Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major

- Vistulian ice-sheet positions, West-Central Poland. *Quest. Geogr., Sp. Iss.*, 2: 69-81.
- Klajnert Z., 1966 – Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 23: ss.136.
- Klajnert Z., 1969 – Struktura wałów kemowych na obszarze Wzgórz Domaniewickich i jej znaczenie dla poznania procesów zaniku lodowca. *Folia Quater.*, 30: ss. 136.
- Klajnert Z., 1978 – Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: ss. 148.
- Klajnert Z., 1984 – Analysis of kames for paleogeographical reconstruction. *Boreas*, 13: 95-108.
- Klajnert Z., 1992 – Uwagi w sprawie inwentarza form kemowych na przykładzie badań z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15: 151-158.
- Klajnert Z., 2000 – Cechy morfologiczne i geologiczne rzeźby strefy brzeżnej lądolodu warciańskiego na Wyżynie Łódzkiej. Warsztaty Teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”. Lublin–Mielnik: 41-43.
- Klajnert Z., 2002 – The distinctive shapes of some kame ridges in the Łódź region of Central Poland. *Landform Analysis*, 3: 63-75.
- Klajnert Z., 2004 – Cechy morfologiczne i geologiczne strefy brzeżnej lądolodu warciańskiego na Wyżynie Łódzkiej. W: Zlodowacenie warty w Polsce. Wyd. UMCS, Lublin: 51-69.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1989 – Glacifluwalna geneza wysokich poziomów terasowych w dolinie górnej Rawki między Kochanowem a Rawą Mazowiecką. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 59: 21-39.
- Klajnert Z., Rdzany Z., 1991 – Wpływ podłoża na zanikanie lądolodu warciańskiego w lobie Rawki między Pilicą a Bzurą. I Zjazd Geomorfologów Polskich. Poznań: 80-81.
- Klajnert Z., Wasiaś G., 1989 – Morfologiczne skutki arealnego zaniku lodowca w strefach prewarciańskich podlodowych obniżen dolinnych na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geogr. Lodz.*, 59: 39-60.
- Klajnert Z., Świdrowska E. 1992 – Formy martwego lodu w dolinie górnej Rawki w okolicy Kochanowa. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr.*, 15: 77-96.
- Klatkowska H., 1965 – Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geogr. Lodz.*, 19: ss. 142.
- Klatkowska H., 1982 – Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geogr. Lodz.*, 45: ss. 75.
- Klatkowska H., 1972a – Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 28: ss. 220.
- Klatkowska H., 1972b – Region Łódzki. W: R. Galon (red.) Geomorfologia Polski, t. 2, Niż Polski. PWN, Warszawa: 240-270.
- Klatkowska H., 1999 – Morphological and geological evidence for glaciectonic in the area of the Saalian Glaciation with special reference to Middle Poland. *Landform Analysis*, 2: 19-35.
- Klatkowska H., Ząłoba M., 1990 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Warta. IG, Warszawa.
- Klimaszewski M., 1978 – Geomorfologia. PWN, Warszawa.: ss.1098.
- Klimek K., 1969 – Deglacjacja północnej części Wysoczyzny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *IG PAN, Pr. Geogr.*, 53: ss.133.
- Klimek K., 1972 – Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarsandur (Islandia). *IG PAN, Pr. Geogr.*, 94: ss. 139.
- Kłysz P., 1981 – Morfogeneza zespołu form marginalnych między Koninem, Kołem a Turkiem. *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 23: ss. 87.
- Kłysz P., 1990 – Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego. *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 47: ss. 236.
- Kobojek E., 2000 – Morfogeneza doliny Rawki. *Acta Geogr. Lodz.*, 77: ss. 157.
- Kondracki J., 1988 – Geografia fizyczna Polski. PWN, Warszawa: ss. 463
- Kozarski S., 1974 – Procesy powstawania i zaniku pagórów lodowo-morenowych w strefach brzeżnych niektórych lodowców rejonu Homsundu. *Mat. Symp. spitsbergeńskiego. Uniw. Wrocław.*: 25-27.
- Kozarski S., 1988 – Depositional models and ice-front dynamics in northwestern Poland: a methodological approach. *Geogr. Pol.*, 53: 43-52.
- Kozarski S., 1990 – Osady ablacyjne ostatniego zlodowacenia w Polsce środkowozachodniej: identyfikacja i paleogeograficzne implikacje. *Acta Univ. Wratisl.*, 1056: 41-60.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1984 – Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *UAM, Geografia*, 29: ss. 54
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987 – Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland W: V. Gardiner (red.) International Geomorphology, II. John Wiley and Sons: 693-710.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1978 – Formy i osady glacialne na przedpolu lodowca Sidu (Islandia). *IGiPZ PAN, Dok. Geogr.*, 4: ss. 60.
- Krygowski B., 1974 – Niektóre problemy z morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej. *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 27: 89-156.
- Krzymiński T., 1974 – Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 33: ss. 171.

- Krzemiński T., 1997 – Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 47-65.
- Krzemiński T., Papińska E., 1997 – Cechy rozwoju i zaniku lądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Univ. Lodz., Folia Geogr. Physica*, 1: 47-65.
- Lankauf K.R., Pasierbski M., 1994 – Osobliwości budowy wewnętrznej kemu w Czemlewie. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 26: 3-25.
- Lencewicz S., 1927 – Dyluwium i morfologia Środkowego Powiśla. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 2, 2: ss. 220.
- Lewandowski J., Zieliński T., 1980 – Warunki akumulacji kemu przełęczowego w Suchej Górze (Wyżyna Śląska). *Pr. Nauk. Univ. Śląskiego*, 398, *Geologia*, 5: 53-64.
- Lundqvist J., 1999 – Scandinavian eskers, global climatic relationships and solar forcing. *Geol. Quarterly*, 43, 2: 149-152.
- Mader D., Teyssen T., 1985 – Paleoenvironmental interpretation of fluvial red beds by statistical analysis of paleocurrent data: examples from the Buntsandstein (L. triassic) of the Eifel and Bavaria in the German Basin (Middle Europa). *Sedimentary Geol.*, 41: 1-74.
- Maizels J., 1993 – Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geol.*, 85: 299-325.
- Marcussen I., 1977 – Supposed area-wasting of the Weichselian ice sheet in Denmark. *Boreas*, 6, 2: 167-174.
- Merta T., 1978 – Extraglacial varved deposits of the Warsaw ice-dammed lake (Younger Pleistocene). *Acta Geol. Pol.*, 28, 2: 241-272.
- Miall A.D., 1978 – Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. W: A. D. Miall (red.) *Fluvial Sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Memoir*, 5: 597-604.
- Michalska Z., 1971 – Zagadnienia genezy ozów na tle wybranych przykładów z obszaru Polski Środkowej. *St. Geol. Pol.*, 36: ss. 152.
- Mojski J.E., 1967 – Warunki deglacjacji koło Białego-stoku w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. *Czas. Geogr.*, 38, 3: 275-290.
- Mojski J.E., 1969 – Kemy jako wskaźniki deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego w północno-zachodniej Polsce. *Folia Quater.*, 30: 45-57.
- Mojski J.E., Nowicki A.J., 1961 – Kemy okolic Bielska Podlaskiego. *Kwart. Geol.*, 5, 4: 950-951.
- Musiał A., 1983 – Rozwój rzeźby glacialnej Wysoczyzny Kolnieńskiej. PWN, Warszawa: ss. 201.
- Musiał A., 1988 – Rzeźba glacialna Masywu Kebne-kaise (szwecka Laponia) 15 Symp. Polame „Stan obecny i wybrane problemy polskich badań polarnych”. Wyd. Uniw. Wrocław: 19-21.
- Musiał A., 1992 – Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. Rozpr. UW: ss. 203.
- Mycielska-Dowgiałło E., Pękalska A., Woronko B., 1995 – The evolution of a marginal form and kames in the region of Bielsk Podlaski. Sedimentological analysis of deposits. *Quaest. Geogr., Sp. Iss.*, 4: 215-224.
- Nemec W., 1990a – Deltas – remarks on terminology and classification. W: A. Colella, D. B. Prior (red.) *Coarse-grained deltas. Spec. publs int. Ass. Sediment.*, 10: 3-12.
- Nemec W., 1990b – Aspect of sediment movement on steep delta slopes. W: A. Colella, D. B. Prior (red.) *Coarse-grained deltas. Spec. publs int. Ass. Sediment.*, 10: 29-73.
- Nemec W., Steel R.J., 1988 – What is fan-delta and how do we recognize it? W: W. Nemec, R. J. Steel (red.) *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Setting*. Blackwell Scientific publications, London: 3-13.
- Niewiarowski W., 1959 – Formy polodowcowe i formy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *St. Soc. Sc. Torunensis*, 4, 1. ss. 170.
- Niewiarowski W., 1961 – Kemy okolic Leningradu i próba porównania ich z kemami polskimi. *Prz. Geogr.*, 33: 443-467.
- Niewiarowski W., 1964 – Formy marginalne z wyciśniętym jądrem z okolicy Jaworza koło Wąbrzeźna. *Zesz. Nauk. UMK*, 10.
- Niewiarowski W., 1965 – Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia. *Zesz. Nauk. UMK, Geografia*, 4: 5-36.
- Niewiarowski W., 1976 – Ablation deposits at Plutowo. W: W. Stankowski (red.) *Till – Its Genesis and Diagenesis*. UAM: 259-260.
- Niewiarowski W., 1982 – Morphology of the foreland of the Aavatsmark Glacier (Oscar II Land, NW Spitsbergen) nad phases of its formation. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 51: 15-43.
- Niewiarowski W., 1994 – Niektóre problemy rynien subglacialnych. *Mat. Symp. „Formy, osady i procesy subglacialne”*. UMK. Toruń.
- Pasierbski M., 1980 – Deformacje nieciągłe jako jedno z kryteriów określania genezy form glacialnych. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 15, 47: 5-18.
- Pasierbski M., 1982 – Deformacje nieciągłe jako jedno z kryteriów określania genezy form glacialnych. *Acta Univ. Nicolai Copernici, Geografia*, 47: 5-18.
- Paul M.A., 1983 – The supraglacial landsystem. W: N. Eyles (red.) *Glacial Geology*. Pergamon Press: 71-90.
- Punkari M., 1997 – Glacial and glaciofluvial deposit in the interlobate areas of the Scandinavian ice sheet. *Quater. Sc. Rev.*, 16: 741-753.

- Rdzany Z., 1997 – Kształtowanie rzeźby terenu między górą Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Acta Geogr. Lodz.*, 73: ss. 144.
- Rdzany Z., 2000 – Formy marginalne okolic Inowłodzi i Nowego Miasta nad Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Warsztaty Teren. „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”*. Lublin–Mielnik: 51-55.
- Rdzany Z., 2004 – Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty na obszarze Wzniesień Łódzkich i Równiny Piotrkowskiej w świetle analizy osadów. W: *Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych. Pr. Geogr.*, 200: 295-320.
- Roman M., 2003 – Rozwój rzeźby plejstocenijskiej okolic Gostynina. *Acta Geogr. Lodz.*, 84: ss. 154.
- Rotnicki K., 1976 – The theoretical basis for and a model of the origin of glacitectonic deformations. *Quest. Geogr.*, 3: 103-139.
- Różycki S.Z., 1961 – Substages of the great Interglacial Stage. W: S. Z. Różycki (red.) *Prace o plejstocenie Polski środkowej*. Wyd. Geol., Warszawa: 13-34.
- Różycki S.Z., 1972 – Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN, Warszawa: ss. 316.
- Ruegg G., 1983 – Glaciofluvial and glaciolacustrine deposit in the Netherlands. W: J. Ehlers (red.) *Glacial deposit in North-West Europe*. A. A. Balkema. Rotterdam: 379-393.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998 – Struktura glin lodowcowych jako wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. UW, Warszawa: 13-40.
- Smith N.D., 1985 – Proglacial fluvial environment. W: G. M. Ashley, J. Shaw, N. D. Smith (red.) *Glacial Sedimentary Environments. SEPM Short Notes*, 16: 85-134.
- Smolska E., 1988 – Z genezy stożków kemowych. *Pr. St. Geogr. UW*, 9: 53-73.
- Stankowski W., 1981 – Rozwój środowiska fizycznogeograficznego Polski. PWN, Warszawa: ss. 194.
- Szupryczyński J., 1963 – Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. *Pr. Geogr. IG PAN*, 39: ss. 163.
- Teisseyre A.K., 1983 – Bottom sediments of Jezioro Turawskie Lake: a geological study. *Geol. Sudetica*, 18: 21-55.
- Teisseyre A.K., 1988 – Mady dolin sudeckich. Cz III: Subaeralne i subakwalne osady pozakorytowe w świetle eksperymentu terenowego (1977-79). *Geol. Sudetica*, 23: 1-64.
- Terpiłowski S., 2001 – Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Wyd. UMCS: ss. 98.
- Terpiłowski S., 2003 – Nowa propozycja kodowego zapisu genezy osadów glaciomarginalnych. W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.) *Analizy sedymentologiczne osadów glacygenicznych*. Wyd. UMCS: 81-95.
- Turkowska K., 1992 – Zasięg lądolodu warciańskiego na południowy wschód od Łodzi w świetle wyników szczegółowego kartowania geologicznego. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 81-94.
- Turkowska K., Wieczorkowska J., 1992 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, ark. Tuszyn. PIG, Warszawa.
- Walczak W., 1969 – Terasy kemowe Gór Bardzkich. *Folia Quater.*, 30: 23-32.
- Wasia G., 1979 – Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lądolodu warty. *Acta Geogr. Lodz.*, 41: ss. 82.
- Wieczorkowska J., 1975 – Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru. *Acta Geogr. Lodz.*, 35: ss. 188.
- Woldstedt P., 1929 – Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Diluviums. Stuttgart.
- Woronko B., 2003 – Stanowisko Gąski. Rytmiczna akumulacja i wielkoskalowe formy erozyjne. *Mat. Teren. Warsztatów Sedymentologicznych „Kemy i ozy – stary problem w nowym sedymentologicznym ujęciu”*. Łódź-Olsztyn: 47-51.
- Wysota W., 1990 – Geneza ozu nowodworskiego w świetle analizy strukturalnej jego osadów. *Acta Univ. Nicolai Copernici. Geografia*, 73: 3-22.
- Zaborski B., 1926 – Ozy pomiędzy Grójcem i Odrzywółem. *Prz. Geogr.*, 6: 129-133.
- Załoba M., 1985 – Przykład analizy deformacji osadów plejstocenijskich w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 50: 185-193.
- Załoba M., 1996 – Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacitektonicznych w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geogr. Lodz.*, 72: 153-210.
- Zieliński T., 1989 – Lithofacies and palaeoenvironmental characteristics of the Suwałki outwash (Pleistocene, NE Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 249-270.
- Zieliński T., 1992 – Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. Univ. Śląskiego*, 1325: ss. 95.
- Zieliński T., 1993 – Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Pr. Nauk. Univ. Śląskiego*, 1398: ss. 96.
- Zieliński T., 1995 – Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. UW, Warszawa: 220-236.
- Zieliński T., 1997 – Cykliczność w osadach rzek roztokowych. *Geologia*, : 68-119.
- Zieliński T., 1998 – Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. UW, Warszawa: 195-257.

- Zieliński T., 2003 – Czy możliwa jest identyfikacja środowiska glacialmarginalnego na podstawie kryterium litologicznego. W: M. Harasimiuk, S. Terpiłowski (red.) Analizy sedimentologiczne osadów glacialmarginalnych. Wyd. UMCS: 95-105.
- Zieliński T., Brodzikowski K., 1992 – Cechy przykładowej sekwencji osadów glacialmarginalnego środowiska przyujściowego (z obszaru rowu Kleszczowa). Mat. I Letniej Szkoły Sedymologicznej, Murzynowo 1992, „Problemy sedimentacji glacialmarginalnej”. Łódź: 143-158.
- Zieliński T., Gruska B., 1996 – Gravity flow origin of glaciolacustrine sediments in tectonically active basin (Pleistocene, Central Poland). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 66: 9-81.
- Zieliński T., Lewandowski J., 1990 – Analiza sedimentologiczna osadów kopalnej doliny Białej Przemszy na Wyżynie Śląskiej. *PIG, Biul.*, 364: 127-151.
- Zieliński T., Van Loon A.J., 1996 – Characteristics and genesis of moraine-derived flowtill varieties. *Sedimentary Geol.*, 101: 119-143.

SPIS ILUSTRACJI

Rysunki

1. Położenie obszaru badań z zaznaczeniem kemów opisanych w literaturze oraz analizowanych w pracy.
2. Kształty kemów w regionie łódzkim
3. Wysokości względne kemów w regionie łódzkim
4. Długości osi morfologicznej wałów kemowych
5. Objasnienia do profili sedimentologicznych
6. Przykład zastosowanego schematu podziału jednostek litofacjalnych
7. Stanowisko Zyгры. Otoczenie geomorfologiczne
8. Stanowisko Zyгры. Profil osadów
9. Stanowisko Leonardów. Otoczenie geomorfologiczne
10. Stanowisko Leonardów I. Profil osadów
11. Stanowiska Łaszczyn i Niemgłowy. Otoczenie geomorfologiczne
12. Stanowisko Niemgłowy. Profil osadów
13. Stanowiska Kalenica. Otoczenie geomorfologiczne
14. Stanowiska Kalenica. Profil osadów
15. Stanowisko Chabierów. Otoczenie geomorfologiczne
16. Stanowisko Chabierów. Profil osadów
17. Stanowisko Mostki. Otoczenie geomorfologiczne
18. Stanowisko Mostki I. Profil osadów
19. Stanowisko Czatolin. Otoczenie geomorfologiczne
20. Stanowisko Czatolin I. Profil osadów
21. Stanowisko Ptaszkowice. Otoczenie geomorfologiczne
22. Stanowisko Ptaszkowice. Profil osadów
23. Stanowisko Jeżów. Otoczenie geomorfologiczne
24. Stanowisko Jeżów I. Profil osadów
25. Stanowisko Jeżów II. Profil osadów
26. Stanowisko Zelgoszcz. Otoczenie geomorfologiczne
27. Stanowisko Zelgoszcz. Profil osadów
28. Stanowisko Jeżów III. Profil osadów
29. Stanowisko Leonardów II. Profil osadów
30. Stanowisko Leonardów III. Profil osadów
31. Stanowisko Mostki II. Profil osadów
32. Stanowisko Bartochów. Otoczenie geomorfologiczne
33. Stanowisko Bartochów I. Profil osadów
34. Stanowisko Łaszczyn. Profil osadów

35. Stanowisko Zarzecze. Otoczenie geomorfologiczne
36. Stanowisko Zarzecze. Profil osadów
37. Stanowisko Czatolin III. Profil osadów
38. Stanowisko Bartochów II. Profil osadów
39. Stanowisko Leonardów IV. Profil osadów
40. Stanowisko Ptaszkowice II. Profil osadów
41. Stanowisko Jeżów IV. Profil osadów
42. Stanowisko Rzymiec. Otoczenie geomorfologiczne
43. Stanowisko Rzymiec. Profil osadów
44. Stanowisko Czatolin IV. Profil osadów
45. Litotyp gf₁1. Profil osadów
46. Litotyp gf₁2. Profil osadów
47. Litotyp gf₁3. Profil osadów.
48. Litotyp gf₁4. Profil osadów
49. Litotyp gf₂1. Profil osadów
50. Litotyp gf₂2. Profil osadów
51. Litotyp gf₂3. Profil osadów
52. Litotyp gf₂4. Profil osadów
53. Litotyp gf₂5. Profil osadów
54. Litotyp gf₂6. Profil osadów
55. Litotyp gl₁1. Profil osadów
56. Litotyp gl₁2. Profil osadów
57. Litotyp gl₁3. Profil osadów
58. Litotyp gl₂1. Profil osadów
59. Litotyp gl₂2. Profil osadów
60. Litotyp g₃1. Profil osadów
61. Litotyp g₃2. Profil osadów
62. Następstwo serii osadowych w stanowisku Bartochów
63. Następstwo serii osadowych w stanowisku Ptaszkowice

Tabele

1. Zastosowane oznaczenia jednostek depozycyjnych zgodne z zasadą kodowania litofacjalnego
2. Kodowy zapis glacialmarginalnych środowisk depozycyjnych
3. Zestawienie zmienności litofacjalnej oraz kierunków przepływu w analizowanych kemach

Summary

SEDIMENTARY ENVIRONMENT OF KAMES OF THE ŁÓDŹ REGION

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures

1. Location of the study area with kames presented in literature and analysed in the study
2. Shapes of kames in Łódź region
3. Relative heights of kames in Łódź region
4. Length of morphological axis of kames ridges in Łódź region
5. Legend to the sedimentological profiles
6. Example of lithofacial subdivision used in the study
7. The Zyгры site. Geomorphological surroundings
8. The Zyгры site. Sedimentary profile
9. The Leonardów site. Geomorphological surroundings
10. The Leonardów I site. Sedimentary profile
11. The Łaszczyn and Niemglów sites. Geomorphological surroundings
12. The Niemglów site. Sedimentary profile
13. The Kalenica site. Geomorphological surroundings
14. The Kalenica site. Sedimentary profile
15. The Chabierów site. Geomorphological surroundings
16. The Chabierów site. Sedimentary profile
17. The Mostki site. Geomorphological surroundings
18. The Mostki I site. Sedimentary profile
19. The Czatolin site. Geomorphological surroundings
20. The Czatolin I site. Sedimentary profile
21. The Ptaszkowice site. Geomorphological surroundings
22. The Ptaszkowice site. Sedimentary profile
23. The Jeżów site. Geomorphological surroundings
24. The Jeżów I site. Sedimentary profile
25. The Jeżów II site. Sedimentary profile
26. The Zelgoszcz site. Geomorphological surroundings
27. The Zelgoszcz site. Sedimentary profile
28. The Jeżów III site. Sedimentary profile
29. The Leonardów II site. Sedimentary profile
30. The Leonardów III site. Sedimentary profile
31. The Mostki II site. Sedimentary profile
32. The Bartochów site. Geomorphological surroundings
33. The Bartochów I site. Sedimentary profile

34. The Łaszczyn site. Sedimentary profile
35. The Zarzecze site. Geomorphological surroundings
36. The Zarzecze site. Sedimentary profile
37. The Czatolin III site. Sedimentary profile
38. The Bartochów II site. Sedimentary profile
39. The Leonardów IV site. Sedimentary profile
40. The Ptaszkowice II site. Sedimentary profile
41. The Jeżów IV site. Sedimentary profile
42. The Rzymiec site. Geomorphological surroundings
43. The Rzymiec site. Sedimentary profile
44. The Czatolin IV site. Sedimentary profile
45. Lithotype gf₁1. Sedimentary profile
46. Lithotype gf₁2. Sedimentary profile
47. Lithotype gf₁3. Sedimentary profile
48. Lithotype gf₁4. Sedimentary profile
49. Lithotype gf₂1. Sedimentary profile
50. Lithotype gf₂2. Sedimentary profile
51. Lithotype gf₂3. Sedimentary profile
52. Lithotype gf₂4. Sedimentary profile
53. Lithotype gf₂5. Sedimentary profile
54. Lithotype gf₂6. Sedimentary profile
55. Lithotype gl₁1. Sedimentary profile
56. Lithotype gl₁2. Sedimentary profile
57. Lithotype gl₁3. Sedimentary profile
58. Lithotype gl₂1. Sedimentary profile
59. Lithotype gl₂2. Sedimentary profile
60. Lithotype g₃1. Sedimentary profile
61. Lithotype g₃2. Sedimentary profile
62. Successive of beds in Bartochów site
63. Successive of beds in Ptaszkowice site

Tables

1. Used signs of depositional units according to lithofacial code after Zieliński (1992)
2. Code of glaciomarginal deposition environments after Terpiłowski (2003)
3. The changeability of lithofacial complex and paleoflow direction in different type of kames

INTRODUCTION

In recent years, kames, as genetic formations, have not been the subject of complex studies by geomorphologists or Quaternary geologists. At the same time, wide application of the latest sedimentological research methods, such as lithofacial analysis, in studying glaciogenic formations, e.g. end moraines or outwash plains, brought about numerous informative conclusions. These studies have clearly indicated the

possibility of far more precise reconstruction of sedimentation conditions in these formations. The conclusions call for a renewed discussion over certain genetic distinctions based on sedimentological premises. The above facts as well as the lack of published results of kame research with the use of modern sedimentological methods have induced the author to undertake this study.

AIM AND METHOD

The main aim of this study was to present the diversity of sedimentation environments for kame-forming deposits and to compare them with analogical classifications done for other glaciogenic formations with the use of structural sedimentological analysis. Such approach to the issue makes the work contribute to the major research trends in contemporary geomorphology and glacial geology of Quaternary deposits. The goal of these multi-layered studies is to determine the sedimentological characteristics of glaciogenic facies, aiming to answer the question whether from the sedimentological point of view there exist specific environments of kame, esker, moraine etc. sedimentation or perhaps these terms merely define paleogeographic deposition conditions of the given glaciogenic facies.

Formulated in this way, the aim of this study goes well beyond the scope of regional study, investing it with the characteristics of a fundamental work which will contribute to general geomorphology.

Field work was carried out in excavations in kames located in central Poland (Fig. 1). The common feature of the study area is its location in the widely understood marginal zone of the Warta Glaciation. The work presents 26 sedimentation profiles coming from 12 formations. Sedimentological lithofacial analysis was employed for analysing the collected documentary material. Throughout the study, a unified graphical and letter coding system was used (Figs 5, 6; Tabs 1, 2) based on analogous works published previously.

DIVERSIFICATION OF SEDIMENTATION ENVIRONMENTS IN KAMES

In this study, *kames* are treated as spatially limited *sedimentation basins* occurring in specific paleogeographic conditions. Within a kame defined in this way, several sedimentation environments with different deposit accumulation conditions may co-exist.

Glaciofluvial environments

Within the routes of proglacial water in kames, the proximal zone was distinguished – closer to the alimentation zone, and the distal zone in which the dynamics of sedimentation processes imply a certain distance from the stream supply area.

Deposits of the proximal zone in kames (Figs 8, 10, 12, 14, 16, 18) are dominated by massive gravel lithofacies accumulated in channel sub-environments and sandy-gravelly and sandy lithofacies deposited in the conditions of flood plain. The char-

acteristic feature for both channel and flood deposits is the occurrence of freshet cycles. Most deposits from these cycles show fining-up sequence.

Accumulation in the proximal zone of glaciofluvial run-off in kames occurs most frequently in the form of three characteristic sedimentation sub-environments:

- in channels, shaped by cyclical high-energy flows of ablation water, in the form of gravel bed or gravely-sandy longitudinal bars (Zygry – Fig. 8, Leonardów I – Fig. 11)

- in flood plain dominated by cyclical, shallow sheet-floods accumulating sheet bed lithofacies with *SGh*→*Sh* fining-up sequences, which are incised during catastrophic ablation water flows with distribution channels, filled with gravel and occasional diamictic clasts (Niemgłowy – Fig. 12, Kalenica – Fig. 14)

– in shallow, wide channels dominated by gravely-sandy longitudinal bar, occurring alternatively to flood plain areas with sandy or sandy-gravely accumulation (Chabierów – Fig. 16, Mostki I – Fig. 18).

Proximally accumulated gf_1 complexes constitute lithologically and structurally distinctive sedimentation units. However, their occurrence is spatially limited to a relatively narrow area. They are also secondary as regards quantity and do not form the fundamental deposit mass of kames.

The distal sub-environment of glaciofluvial accumulation in kames (Figs 20, 22, 24–25, 27–31) is characterised by a significantly wider spread and quantitative share. Deposits accumulated under these conditions often constitute the main sedimentary mass of kames (Jeżów Fig. 23, Zelgoszcz Fig. 26). As compared with the proximal zone, deposits of the distal environment are characterised by:

- more fine-grained, mostly sandy fraction,
- better sorting,
- less clear periodicity of accumulation.

Among sedimentation sub-environments, in the distal zone of braided routes, accumulations have been distinguished within the following:

- channels with bar style of sedimentation, dominated by sandy foreset bars, accompanied in thalweg by meandering mega-ripple marks with medium-scale St lithofacies (Ptaszkowice – Fig. 22 (*top*), Leonardów III – Fig. 30 (*bottom*))
- sandy-bottom channels of significant depth, dominated by meandering mega-ripple marks (Zelgoszcz Fig. 27, Jeżów I – Fig. 24)
- extremely distal, wide and shallow channel zones, in which flows were similar to sheet-floods (Leonardów II Fig. 29)
- sandy flood plains cut by sandy-gravely distribution channels (Czatolin I Fig. 20)
- vast, extremely distal flood plains with significant participation of sandy-silty and silty lithofacies (Mostki II – Fig. 31 (*top*), Leonardów III Fig. 30 (*top*))
- channel scours of extremely large-scale with monostructural or complex fill (Jeżów II Fig. 25).

The characteristic feature of glaciofluvial accumulation in kames is the significant directional variability of paleoflows in individual complexes. It may be either parallel or perpendicular to the morphological axis of kame ridges:

– in the former case, the characteristic feature is the domination of channel deposition sub-environments (Zelgoszcz Fig. 26, Jeżów Fig. 23) which imparts glaciofluvial accumulation in kames with character similar to that observed in outwash fans (Zieliński 1993)

– in the latter case – deposition from direction perpendicular to kame's morphological axis (Kalenica Fig. 13, Czatin Fig. 19, Niemglów Fig.

11), the dominating sedimentation occurred in the conditions of sheet-floods, whose deposits are cut by gravely erosional channels. The lithofacial characteristics of deposits from that time are similar to accumulation in morphological fans as e.g. within end moraines (Zieliński 1992).

Sediments deposited in the conditions of glaciofluvial water flows were accumulated in all of the studied morphological types of kames. However, it is particularly characteristic of kame ridges (Niemglów Fig. 11, Kalenica Fig. 13, Chabierów Fig. 15, Czatin Fig. 19, Jeżów Fig. 23, Zelgoszcz Fig. 26). Most often, glaciofluvial deposits in them constitute the only sedimentation environment (except for glacial environments with minimum participation in the sedimentary mass). Most formations dominated by glaciofluvial accumulation are located in interfluvial position. The only exception to this principle is the Domaniewicki Ridge (locations: Kalenica Fig. 13 and Czatin Fig. 19), which is inserted into a large proglacial valley-type depression. Within interfluvial levels, being the locally dominant morphological features (Zygry Fig. 7, Niemglów Fig. 11, Mostki Fig. 17, Jeżów Fig. 23).

Glaciolacustrine environments

The basis for distinguishing sedimentation sub-environments in glaciolacustrine basins (Merta 1978; Brodzikowski 1993; Gruszka 2001; Terpiłowski 2003) was the horizontal fractioning of deposition areas conditioned by the topography of the lake basin and its distance from supply sources. On the basis of the analysis of glaciolacustrine basins in kames, the following have been identified:

- proximal sedimentation zone – corresponding to the slope zone of the lake basin
- distal sedimentation zone – equated with the bottom plain zone of the lake.

In the proximal zone, accumulation on subaqueous fans and in Gilbert microdeltas were distinguished.

Subaqueous fans were dominated by accumulation of flow deposits. They are characterised by low content of fine-grained material and prevalence of gravely fraction. Such textural character of flow deposits results from the fact that most of the flow material came from redeposition of sediments deposited earlier in supraglacial position by ablation waters. Proofs of terminoglacial characteristics of the accumulation include the presence of ablation clay lithofacies reported e.g. in the Bartochów I profile (Fig. 33). Even prior to flow processes, supraglacial accumulation with high contribution of ablation waters resulted in thorough washing of moraine material and improv-

erishing the fine-grained fractions (profiles: Bartochów I Fig. 33 and Czatolin III Fig. 37). It hampered the development of cohesive flows, since the ratio of dispersion phase to dispersed phase was too low. At the same time, too low fan gradient would make intergranular collision flow transport impossible. Such type of transport would require a gradient of approximately 30° in such coarse-grained material. The effect of these conditions was the development of flows occurring only at significant slope gradients and strong hydration of deposit. Under these conditions, water acted as dispersion phase. Motion within flows was transitional between cohesive and collision types. Escape of water during flows resulted in abrupt stoppages.

Glaciolacustrine environments are indicated as favourable for the development of accumulation in the conditions of Gilbert deltas (Brodzickowski 1993). However, in the studied kames, this type of environment was reported only at the Łaszczyn site (Fig. 11). Interpretation of the lithofacial complex (Sh, Si) documented at the excavation site (Fig. 34) as a Gilbert microdelta was based on the index unit (Si), which is a record of progression of the foreset part of the delta within the range of stagnant water.

There are numerous reasons for the rare occurrence of delta sub-environments within glaciolacustrine basins in kames. Development of Gilbert deltas requires a considerable slope of the lake basin and a steady supply of large quantities of material, which, if sedimented in alluvial portions of the topset section, may then be redeposited in the form of grain flows in the foreset zone. Within the limited space of kames, development of upper sections of such deltas was highly hindered. Most lake basin slopes were extensions of subaerial fans developed on supraglacial surface. In such case, accumulation occurred as a result of initiating mass flows, which redeposited supraglacial moraine material directly into the subaqueous zone.

The most widely-spread sedimentation environment within glaciolacustrine basins in kames of the Łódź region is deposition in bed plain. This zone is dominated by sedimentation from turbidity and traction currents. This is proven by commonly reported cyclic sequences, with fining-up fractional graining and ascending structural composition within individual sequences. Combined with frequent occurrence of flow processes in proximal zones, this situation forms a logical whole. Mass flows resulted in origination of turbidity currents, which could spread over the entire basin bed (Teisseyre 1988). On low-gradient surfaces of

bed plane, hyperpicnal supply of ablation waters, loaded with considerable amounts of debris resulted in the development of traction currents.

The occurrence of settling of parapelagic material in the total mass of sediment deposited within bed planes of glaciolacustrine basins in kames is rare. This is due to several fundamental reasons. The main reason may be the significant density of waters and strong vertical currents related to mixing of water at various temperatures. Accumulation of thick units of pelitic deposits was observed only in connection with redeposition of silty material caused by exogenous tectonic processes (Leonardów IV Fig. 39).

Glaciolacustrine deposit complexes were reported in both ridge-type kames (Łaszczyn Fig. 11, Czatolin Fig. 19) and plateaus (Zarzecz Fig. 35, Leonardów Fig. 9, Bartochów Fig. 32). Glaciolacustrine sedimentation within plateaus is much more widespread, although only in the Zarzecz kame it constitutes the main sedimentation environment. The kame plateau in Zarzecz is the only analysed formation built entirely of glaciolacustrine deposits. The kame is characteristically located in a vast basin-type depression. This confirms the frequently signalled fact that subglacial depressions favour water blockage during deglaciation and foster development of glaciolacustrine sedimentation (Klajnert 1978; Klajnert, Rdzany 1989, 1992; Klajnert, Świdrowska 1992; Rdzany 1997).

Glacial environments

The profiles of glacial deposits found in kames of the Łódź region (Fig. 41, 43–44) represent exclusively the supraglacial accumulation environment (g3). Ablation deposits were accumulated as a result of flows of supraglacial moraine material. These flows were characterised by high degree of material hydration and were often transitory to stream flows.

Glacial deposits play a marginal role in the structure of kames. They have always been observed as the stratigraphically highest structural element. They were mostly deposited in slope position and in formation tops. In the latter case they constituted the filling for wide channel scours.

Accumulation of glacial sequences was related to the final deglaciation stages, when intense redeposition of thick supraglacial series occurred with decreasing amounts of released ablation waters.

KAME LITHOTYPES

On the basis of the sedimentological distinctions which were performed, it was possible to determine the lithotypes of sedimentation environments found in kames of the Łódź region. Lithotypes are synthetic sedimentation profiles including certain sedimentological elements indicative for interpretation, which characterise accumulation conditions in a given environment.

Within the environment of proximal area of glaciofluvial flow, accumulation lithotypes were distinguished in the following conditions:

- gravely-bed sheet floods (Fig. 45)
- deep channellised flows (Fig. 46)
- sandy-bed flood plains and gravely channel incisions (Fig. 47)
- wide, shallow channels with gravely longitudinal bars (Fig. 48)

Within the environment of distal area of glaciofluvial flow, lithotypes of sandy-bed accumulation were distinguished in the following conditions:

- flood plains with sandy-gravely incisions and channel zones (Fig. 49)
- deep channels with mega-ripple marks (Fig. 50)
- channels with bar sedimentation forms (Fig. 51)

- low-energy deposition in vast, shallow channels (Fig. 52)

- rhythmic accumulation in distal flood plain (Fig. 53)

- complex large-scale scour fills (Fig. 54)

Within the environment of lake basin slope, accumulation lithotypes were distinguished in the following conditions:

- extreme proximal subaqueous fans dominated by coarse-grained cohesive flows (Fig. 55)
- central parts of subaqueous fans with flows of ablation clays (Fig. 56)
- upper and middle portion of fan delta (Fig. 57)

Within the environment of glaciolacustrine bed plane, accumulation lithotypes were distinguished in the following conditions:

- fine-grained sandy accumulation of turbidity currents (Fig. 58)
- parapelagic settling in the extreme distal zone of turbidity currents (Fig. 59)

Within the supraglacial environment, accumulation lithotypes were distinguished in the following conditions:

- gravely-diamictite cohesion flows (Fig. 60)
- sandy-diamictite fluidised flows (Fig. 61)

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Diversification of sedimentation environments

Lithofacial analysis of deposits found in kames of the Łódź region indicates that the observed lithological diversification within them originates from the diversification of sedimentation environments. Three fundamental deposit accumulation environments in kames were documented:

- glaciofluvial environment (*gf*)
- glaciolacustrine environment (*gl*)
- glacial environment (*g*)

Accumulation in the conditions of the glaciofluvial environment occurred in the studied kames most frequently. Deposition in the proximal and distal flow zones were distinguished within this environment.

In the proximal zone accumulation was found in the following conditions:

- wide, shallow braided channels, where flows are reminiscent of high-energy sheet-floods
- channels dominated by the development of gravely longitudinal bars

- flood plains on the surface of the accumulation fan, shaped by sheet floods and incised by channels formed during violent, concentrated linear flows
- repeated violent, concentrated flows incising large-scale erosional structures of trough type

The proximal zone of glaciofluvial flows may be related mainly to coarse-grained lithofacies. The characteristic feature are clear marks of ablative supply rhythm expressed in the periodicity of accumulation. The dominating accumulation here was flood plain accumulation in the conditions of flat upper bed. Large-scale channel scours filled with gravels are frequently observed. Longitudinal bars were dominating in channel flows.

The distal zone is characterised by a significantly greater lithological diversification of deposits, which is a result of a greater variety of sedimentological sub-environments. In the distal zone accumulation was found within the following:

- deep braided channels dominated by sandy mega-ripple marks
- channels of moderate depth and bar style of sedimentation

- shallow-water channels with cyclical accumulation of horizontal and ripplemark-type lithofacies from descending floods with sheet-flood characteristics

- mid-channel flood plains with clear periodicity of accumulation and periodical deposition of suspension material

- sandy-bed flood plains of accumulation fans with large-scale channel incisions

Within this zone, current-formed sandy deposits prevail. In channels, bar-type of sedimentation was dominant. Winding, sandy mega-ripplemarks occurred secondarily.

Horizontal and ripplemark stratifications were found in minor channels and within flood plains. Flood periodicity is hardly visible.

Deposition of settlement materials appear sporadically, which proves continuity of glaciofluvial flow in kames.

Within glaciolacustrine environment (*gl*) accumulation was found in the zones of basin slope and bed plane.

In the *basin slope zone (gl₁)* sedimentation of mass flows dominated. Here, mostly coarse-grained gravel lithofacies were accumulated, resulting from considerably hydrated cohesive flows. Diamictone deposits occur secondarily. The architecture of the basin slope zone was dominated by accumulation on fans, which constituted the subaqueous extensions of their supraglacial portions.

Areas of the *bed plane environment (gl₂)* were characterised by larger spread. Accumulation from turbidity currents dominated here. The central and distal zones of turbidite accumulation were mainly documented. The characteristic feature is the lack of thick lithofacies from parapelagic accumulation within bed planes. This proves significant dynamics of the environment even within distal parts of glaciolacustrine basins.

Accumulation of the glacial environment (*g*) constitutes a lesser part of sedimentation balance in kames. It is limited solely to deposits of supraglacial environments (*g₃*). Deposits of this type do not form dense, laterally extensive deposit complexes. Their accumulation occurred mostly in the form of fluidised flows with high degree of mineral material concentration gradually transforming into mass flows.

Kame deposits or deposits in kames?

- the issue of kame sedimentation facies

One of the major threads in contemporary research of Quaternary geology is the legitimacy of distinguishing lithological facies identical with genetic glaciogenic formation types e.g. *end-moraine*

deposits or *kame deposits* etc. (Kozarski 1988; Zieliński 1992; Terpiłowski 2002).

Comparative analysis of lithotypes of kame deposits found in the formations of the Łódź region with corresponding distinctions for end moraines (Zieliński 1992) shows numerous analogies between sedimentation sub-environments, such as:

- accumulation in the sub-environment of glaciomarginal fans formed mostly towards the morphological axis,

- clear zonation of fan accumulation; with similar lithological characteristics of individual parts:

- the proximal zone is characterised by the most coarse-grained material, mostly gravel; lithofacies or lithofacial cosets are fairly thick, greater than in the other zones; accumulation occurred mainly in the form of coarse-grained cohesive flows, which redeposited supraglacial moraine material, or as a result of high-energy sheet-floods; large-scale channel scours filled with gravely material with diamictites also occur frequently

- the central zone contains sedimentation in sandy-bed conditions; sheet-floods and accumulation in the conditions of flat upper bed are predominant; large-scale channel scours are filled with gravely-sandy material without diamictites; sandy-bed channel accumulation was observed locally

- the distal zone contains mostly silty-sandy accumulation; horizontally or ripple cross laminated lithofacies prevail; it occurs peripherally to more proximal zones

- sheet-floods, as the most common accumulation conditions in all parts of the fan

- periodicity of sedimentation, as a frequently occurring phenomenon.

There are also differences between moraine and kame fans:

- in the proximal portions of kame fans, fewer large-scale gravely lithofacies occur

- in kames, in the central part of the fan, channel flows are rare, while in accumulation moraines they are frequent enough to have become recognised as typical for this zone (Zieliński 1992).

Comparison of lithotypes of kame deposits in the conditions of braided flow, with lithotypes of outwash deposits, considered as a result of the accumulation of proglacial braided rivers (Zieliński 1993), also reveals a number of similarities, such as:

- occurrence of both proximal and distal braided accumulation zones

- predominance of channel sub-environment in the proximal zone

- in proximal channels, domination of gravely-bed accumulation, which occurred mostly as a result of development of longitudinal bars or accretion of gravely bed covers

- presence of sandy-bed accumulation in distal channel zones and on flood plains

- in distal channel zones, domination of bar sedimentation style with indicative multi-sets of planar cross-stratified lithofacies

- formation of winding mega-ripple marks in deeper sandy channels, which proves the balance between the efficiency and load of the stream

- in shallow braided channels, domination of accumulation in the conditions of supercritical flows, or modelling the bed with ripple mark configuration

- flood plain zones were the only environment where silty deposits recorded episodes of total flow stoppage

- common periodicity of sedimentation, occurring in both proximal and distal zones of braided routes in kames

The only significant difference is the fact that flows in the proximal braided zone in kames were generally more shallow than those described for outwash fans.

Juxtaposition of the results of the comparison of deposit lithotypes in kames with an analogous comparison for end moraines and outwash shows that in both cases sedimentological analysis documents the occurrence of very similar sedimentation environments and sub-environments. The conditions are similar or almost identical as regards depositional processes, accumulation formations, energy conditions and morphology of the accumulation surface. The only significant difference lies in quantitative ratios recorded in lithotypes of the proximal zone.

The analogies lead to the conclusion that no definite, typical lithofacial criteria underlie the definitions of such glaciogenic facies as e.g. *end moraine* or *kame*. These distinctions are merely of paleogeographic value. They define the deglaciation character of the given area, the dynamic state of ice-mass and the location of the sedimentation zone in relation to ice-masses. However, they do not bear any indicative lithofacial contents.

Therefore, are there any characteristic features of kame sedimentation? In the author's opinion kames are characterised by the following:

- occurrence of formations dominated by glaciolacustrine sedimentation,

- co-occurrence of deposit complexes accumulated in glaciofluvial and glaciolacustrine environments

- in ridge formations with braided sedimentation environment, flows are aligned with the morphological axis

- sparse occurrence of glacial environment, restricted to flow redeposition of supraglacial lithofacies

- great variability of sedimentation environments, which normally does not show "systematic" variability (see subchapter 7.3),

- variable configuration of transport directions in individual lithofacial complexes (see subchapter 7.3)

None of the above features is diagnostic in itself for paleogeographical identification of a formation as kame. They may, individually or in sets, occur in other types of glaciogenic formations. Their role becomes apparent in general quantitative and qualitative analysis of sedimentation processes.

Dependence of accumulation conditions on the form and morphological location

In kames with ridge characteristics, accumulation in glaciofluvial environment prevails (Tab. 3). Most frequently, these formations are built entirely of glaciofluvial deposits. Direction of braided flows was aligned with the morphological axis of the ridge, whereas fan accumulation occurred perpendicularly.

Glaciofluvial deposits are equally common in formations with the morphological characteristics of a plateau, although greater frequency of glaciolacustrine deposits has been reported in this type of kames. They are also the only morphological forms of kames where accumulation of deposits occurred mainly in glaciolacustrine environment.

However, these dependencies do not show a clear regularity. In many cases, deposits of glaciolacustrine environments form isolated complexes surrounded by glaciofluvial units. This leads to the conclusion that accumulation character in kames was predominantly determined by local drainage conditions, little dependent on the shape of the accumulation basin in ice.

A slightly greater correlation may be observed while analysing the frequency of sedimentation environments in relation to the morphological location of kames.

Kames located in interfluvies are dominated with glaciofluvial accumulation. Glaciolacustrine environments occur sporadically. It is different in kames accumulated in zones of subglacial bedrock depressions, where glaciolacustrine environments often constitute the dominating facies or even the entire filling for formations. It may be related to blocking of flow in subglacial depressions by dead ice masses retained there. Equivalents of early deglaciation stages in interfluvie areas are kame plateaus with perforation characteristics. It is proved by considerably frequent occurrence of glaciolacustrine environments and concentric, multi-route supply system indicating significant contents of the surrounding ice masses. Kame ridges also originated in this period, however, they are not markers of early deglaciation stages, as they do not correspond to the layout of fissures formed at the stage of active ice.

To sum up, it may be stated that the sedimentation conditions in kames, related to the relief of subglacial bedrock, overlap with elements inherited from the active-ice stage. The latter features determine the character of sedimentation in early stages of deglaciation. The role of subglacial bedrock in the course of accumulation in kames increases with the progress of the ice-mass disintegration process.

Stratigraphic and related consequences of sedimentation environment

As it was mentioned earlier, the variability of sedimentation environments is one of the features which could be of diagnostic value in sedimentological identification of this genetic group of formations. This variability occurs in kames both within the major sedimentation environments (e.g. glaciofluvial or glaciolacustrine) and between them.

Analysis of data presented in Table 3, for formations in which more than one lithotype was described, does not show any regular variability. In vertical and horizontal sequences, transitions exist both from environments with higher transport energy levels to ones with lower levels and vice versa. In this context, it must be stated that the sequence of material series in kames, documented by Klajnert (1978) in the north-eastern part of the Skierniewice Interfluvium, from silts and clays in the base through the so-called ripplemark series, to thick gravels in the top portions of these formations, called the "ascending system" and associated with gradual improvement of flow organisation of glaciofluvial waters, is not a characteristic feature for the majority of kames in the Łódź region.

The analysed fractional variability is related mainly to the sequence of sedimentation environments. However, it does not provide evidence for the increase of energy of the accumulation environment in kames during deglaciation. The above conclusion can be justified with such facts as:

- the presence of formations in which the sequence of sedimentation environments reveals a decrease of transport capacity or lack of consistent, ascending variability

- analysis of gravely and gravely-sandy large-scale fills of erosional troughs with contents of silty fraction, revealed that they are a result of glacial environment accumulation; in this case, coarse-grained character of the material does not document the in-

creasing energy of the environment; its presence is an effect of the change of sedimentation processes – from glaciofluvial to flow; this results from the fact that, in cohesive flows, the dispersing pressure significantly reduces the shearing stress, which makes it possible to transport even very coarse-grained material at a relatively low level of environment energy;

- occurrence of variability of sedimentation environments in the form of ascending lateral sequence (e.g. successive fan accumulation zones); such variability does not document stratigraphical growth of environment's capacity, but records synchronous, variant energy diversification of different deposit accumulation zones (Figs. 62–63).

Influence of deformation processes on the course of accumulation

The most frequently found deformations were of disjunctive character in the form of normal faults with low thrust amplitude. Deformations of this type, oriented outwards in relation to the formation, were most often found in marginal parts of kames. Fault deformations were also observed in internal parts of kames. Their most common form was a series of low amplitude thrusts, oriented towards the centre of the formation. Their occurrence in marginal zones, basin-shaped intrakame depressions of accumulation surfaces, is of diagnostic value for the interpretation. The characteristic concentric lay-out of these deformations indicates their connection with the processes of bed subsidence, triggered by thawing of buried dead-ice masses. Lowering of the bedrock also initiated the development of glaciolacustrine sedimentation episodes (Leonardów site, Fig. 9, 39; Łaszczyn site, Fig. 11, 34). However, deflection of deposits could also condition concentration of glaciofluvial flow. This resulted in acquisition of considerable energy levels by the stream and accumulation in certain zones of much more coarse-grained deposits than in the surrounding area (Kalenica site; Fig. 13, 14). Subsidence processes may also lead to development of continuous deformations. In this configuration, they occur as a result of resedimentation of previously accumulated deposits in the form of highly hydrated cohesive flows (Łaszczyn profile – Jaks, Rdzan 2000; location Leonardów – Jaks 2003b).

Translated by Marcin Gliszczyński