

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

1

STEFAN KOZARSKI

DEGLACJACJA  
PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ  
POLSKI:  
WARUNKI ŚRODOWISKA  
I TRANSFORMACJA GEOSYSTEMU  
(~20 KA →10 KA BP)



WYKAZ ZESZYTÓW INSTYTUTU GEOGRAFII  
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA PAN

za ostatnie lata

1994

21. A. WERWICKI – Sfera usług społeczno-kulturalnych w wybranych krajach środkowoeuropejskich w ostatniej dekadzie istnienia nakazowo-rozdzielczego systemu gospodarczego (1980–1989). Potencjały naukowe w Polsce w 1990 roku i ich rozmieszczenie, 91 s., zł 3,-
22. E. NOWOSIELSKA – Sfera usług w badaniach geograficznych. Główne tendencje rozwojowe ostatniego dwudziestolecia i aktualne problemy badawcze, 68 s., zł 3,-
23. T. LIJEWSKI – Infrastruktura komunikacyjna Polski wobec zmian politycznych i gospodarczych w Europie Środkowej i Wschodniej, 46 s., zł 3,-
24. A. BOKWA, A. MROCZKA, R. PRZYBYŁA, J. ŚMIAŁKOWSKI, R. TWARDOSZ – Wybrane zagadnienia z klimatologii i bioklimatologii, 97 s., zł 3,-
25. A. MATUSZKIEWICZ, W. MATUSZKIEWICZ, R. M. DEGÓRSKI – Badania porównawcze systemów leśnych Finlandii, 77 s., zł 3,-
26. J. PASZYŃSKI, J. SKOCZEK, B. KRAWCZYK, T. KONSTANTINOVA, I. BOLOBAN – Badania topoklimatyczne w Mołdawii, 79 s., zł 3,-
27. R. SZCZĘSNY – Rolnictwo Finlandii. Przestrzenne zróżnicowanie i przemiany, 89 s., 3 zł,-
28. K. BŁAŻEJCZYK, B. KRAWCZYK – Bioclimatic research of the human heat balance, 66 s., zł 3,-

1995

29. P. EBERHARDT – Zagadnienia ludnościowe obszaru byłych Prus Wschodnich, 41 s., zł 4,-
30. Z. BABIŃSKI, M. GRZEŚ – Monografia hydrologiczna zbiornika stopnia wodnego Włocławek, 79 s., zł 4,-
31. J. GRZESZCZAK – Przestrzenne zróżnicowanie społeczno-gospodarcze „północ-południe” w krajach Unii Europejskiej. Wielka Brytania, Niemcy, Francja, 60 s., zł 4,-
32. A. GAWRYSZEWSKI – Rynek pracy Warszawy i województwa warszawskiego, 131 s., zł 4,-

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA 1

STEFAN KOZARSKI

DEGLACJACJA PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ POLSKI:  
WARUNKI ŚRODOWISKA  
I TRANSFORMACJA GEOSYSTEMU  
(~20 KA →10 KA BP)

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

1

STEFAN KOZARSKI

DEGLACJACJA

PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ

POLSKI:

WARUNKI ŚRODOWISKA

I TRANSFORMACJA GEOSYSTEMU

(~20 KA →10 KA BP)



## KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak  
Członkowie: Tadeusz Gerlach, Marek Grześ,  
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola  
Sekretarz: Maria Mozolewska-Adamczyk

### Adres Komitetu:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania  
Polskiej Akademii Nauk  
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Opracowanie redakcyjne: Jan Kuźma  
Redaktor techniczny: Maciej Szałpka

© Copyright by Wydawnictwo *Continuo*, Wrocław 1995

PL ISSN 0012-5032  
ISBN 83-86682-04-3

Łamanie wykonano w Pracowni Składu Komputerowego TYPO-GRAF we Wrocławiu  
Wydrukowano we Wrocławskiej Drukarni Naukowej  
<http://rcin.org.pl>

## SPIS TREŚCI

Od Redakcji . . . . .	7
Wprowadzenie . . . . .	9
Cel i przedmiot badań . . . . .	11
Stan dynamiczny i zanik ostatniego lądolodu . . . . .	13
Zapis sedymentologiczno-geomorfologiczny maksymalnego zasięgu lądolodu . . . . .	13
Analiza litostratygraficzna stropowej serii glacialnej w strefie marginalnej fazy poznańskiej (obszar testowy Ceradz Kościelny) . . . . .	17
Nasunięcie chodzieskie . . . . .	21
Samodzielność morfostratygraficzna . . . . .	21
Podstawy litostratygraficzne . . . . .	23
Kinetostratygrafia i zmiany morfologii powierzchni ziarn kwarcu . . . . .	26
Zasięg makroregionalny . . . . .	33
Litofacjalne i geomorfologiczne zróżnicowanie strefy marginalnej fazy pomorskiej	35
Ocena stanu dynamicznego lądolodu . . . . .	39
Chronologia deglacjacji . . . . .	44
Ekspansja dziedziny peryglacialnej na obszar vistuliańskiej deglacjacji . . . . .	47
Zjawiska wskaźnikowe obecności wieloletniej zmarzliny . . . . .	49
Wieloboki szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym . . . . .	49
Wieloboki szczelin mrozowych z wypełnieniem wtórnym . . . . .	54
Ślady kopalnej warstwy czynnej i kliny gruntowe . . . . .	56
Ukierunkowane wytopiska nalodziowe na sandrach . . . . .	58
Zjawiska eoliczne . . . . .	59
Eologliptolity . . . . .	59
Osady lessowe . . . . .	62
Wydmę śródlądowe . . . . .	63
Transformacja geosystemu północno-zachodniej polski między 20 a 10 ka BP . . . . .	66
Literatura . . . . .	71
Deglaciation of northwestern Poland: environmental conditions and geosystem transformation ~20 ka → 10 ka BP. Summary . . . . .	81



## OD REDAKCJI

Pragniemy poinformować naszych Czytelników, że Dyrekcja Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN postanowiła nadać „Dokumentacji Geograficznej” status serii wydawniczej zachowując jej pierwotny tytuł. Rozprawa Prof. S. Kozarskiego ukazuje się jako pierwszy zeszyt tej serii.

Nasze wydawnictwo funkcjonowało w latach 1955–1994 na prawach czasopisma, jakim rzeczywiście było w początkowym okresie. Od dłuższego jednak czasu zmieniło charakter, drukując w poszczególnych zeszytach indywidualne bądź zbiorowe prace naukowe stanowiące całkowicie odrębne całości. Dzisiejszy stan faktyczny przesądził o zmianie formalnej kwalifikacji „Dokumentacji Geograficznej”.

Jerzy Grzeszczak  
Redaktor Naczelny





## WPROWADZENIE

W ostatnim dwudziestolecu wielkiemu przyspieszeniu podlegają badania dotyczące zmian środowiska naturalnego w skali planetarnej. Za szczególnie ważny w przebiegu tych zmian jest uznawany okres obejmujący ~20 → 10 ka BP, tzn. okres maksimum rozprzestrzenienia lądolodów vistuliańskich, a później ich zaniku (deglacja). Zainteresowanie tym okresem w nowym ujęciu znalazło początkowo wyraz w opracowaniu warunków brzegowych paleoklimatu dla ~18 ka BP (CLIMAP 1976). Obecnie zostało ono rozwinięte do postaci międzynarodowego programu GLOBAL CHANGE (1990), jeśli poprzestać tylko na tych dwóch znaczących przykładach. Ostatni z wymienionych projektów ma charakter kompleksowy i dotyczy interakcji systemów: atmosferycznego, oceanicznego i lądowego, rozgrywającej się poprzez cykle hydrologiczny i biogeochemiczny w zróżnicowanych przedziałach czasu.

Częścią składową cyklu hydrologicznego są zlodowacenia, ich rozprzestrzenianie się i zanik lodowców oraz lądolodów w średnich skalach czasu (cykl glacialno-interglacialny). Zlodowacenia, procesy glacji i deglacji oraz sprzyjające im warunki środowiska sterowane przez zmienne astronomiczne i klimatyczne na obszarach lądowych są m. in. rozpoznawane na podstawie danych sedimentologicznych i geomorfologicznych (*terrestrial record*). Nabierają one szczególnego znaczenia dla tych okresów, które są pozbawione danych paleontologicznych z powodu zbyt surowych warunków klimatycznych. Zapis lądowy zmian środowiska stanowi przedmiot intensywnych badań w skali globalnej (Koster 1993) i regionalnej (np. Berglund i in. 1994; Walker i in. 1994). Dla niniejszej pracy właściwa jest skala regionalna, Skandynawia – Europa Środkowa, w której odbywa się międzynarodowa współpraca grupy perybaltyckiej w ramach projektu badawczego wykonywanego pod auspicjami UNESCO: IGCP – Project 253. *Termination of the Pleistocene*. Jego częścią było międzynarodowe sympozjum poświęcone dynamice ostatniego lądolodu i deglacji Niżu Północnoeuropejskiego (Böse, Kozarski 1994).

Niniejsza publikacja nawiązuje do wyżej wymienionego projektu, jak również wcześniejszych badań autora oraz zespołu (np. Kasprzak, Kozarski 1984, 1989, 1991; Kozarski 1987a, b, 1988, 1991a, 1992; Kozarski, Kasprzak 1994; Kozarski, Nowaczyk 1991a, 1992), ale w głównej mierze jest oparta na syntezie wyników nowych prac badawczych dotyczących zagadnień zaniku ostatniego lądolodu i ekspansji dziedziny peryglacialnej na obszar młodoglacialny północ-

no-zachodniej Polski. Prace te prowadzono w ramach projektu badawczego nr 6 0318 91 01, finansowanego w latach 1991–1994 przez Komitet Badań Naukowych. Część wyników badań została już opublikowana (Kozarski 1993a; Bluszcz i in. 1994; Issmer 1994a), a pozostałe oddano do druku (Antczak-Górka 1994; Böse, Górka 1994; Górka 1994; Górka, Kaczmarek 1994; Issmer 1994b, Juvigné i in. 1994; Kozarski 1995b), bądź zawarto w raportach, na podstawie których zostaną przygotowane opracowania do publikacji (Antczak-Górka 1995; Issmer 1995; Kasprzak 1995; Nowaczyk 1995).

W realizacji projektu badawczego wydatnie współdziałali z Autorem prof. UAM dr hab. B. Nowaczyk, dr B. Antczak-Górka, dr L. Kasprzak, mgr M. Górka i mgr K. Issmer, wszyscy z Zakładu Geomorfologii UAM, którym składam za to podziękowanie. Wdzięczność winienem również pozostałym pracownikom Zakładu, mgr. G. Dostatniemu, B. Gruszeckiej, mgr M. Limanówce, mgr A. Stach i mgr. P. Szymurze za pomoc w pracach terenowych, laboratoryjnych i komputerowych opracowaniach niektórych wyników oraz tekstu rozprawy, a także prof. dr. B. Frenzlowi (Instytut Botaniki Uniwersytetu Hohenheim-Stuttgart) za wykonanie mikrografów kwarcowych ziarn kwarcu z profilu Ujście i mgr. W. Gogołkowi z Zakładu Geologii Czwartorzędu PIG za udostępnienie zdjęć lotniczych fragmentu obszaru objętego arkuszem Buk, *Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski* w podziałce 1:50 000.

## CEL I PRZEDMIOT BADAŃ

Problemy deglacjacji i warunków środowiska zarówno schyłkowego plejstocenu na obszarze północno-zachodniej Polski, jak i zresztą całego terytorium ostatniego zlodowacenia w naszym kraju, były jak dotąd rozpatrywane we wszystkich pracach badawczych z zakresu geomorfologii, geologii i paleogeografii jako zagadnienia odrębne. Pierwsze próby uwzględnienia warunków środowiska panujących w strefie ekstraglacialnej okresu deglacjacji pojawiły się w pracach Kasprzaka i Kozarskiego (1984, 1991) oraz Kozarskiego (1987b, 1993a). Zwrócono w nich uwagę na agradację wieloletniej zmarzliny w proksymalnych częściach sandrów oraz pod stopą czoła lądolodu, przedstawiając również interpretację relacji między procesami glacialnymi i peryglacialnymi w strefie marginalnej lądolodu (Kozarski 1993a). W konsekwencji przyjęto istnienie surowych warunków klimatycznych, a równocześnie zajął się w strefie ekstraglacialnej procesów glacialnych i peryglacialnych podczas okresu deglacjacji.

W związku z tym postanowiono w szerszym zakresie wykorzystać istniejące obserwacje oraz interpretacje jako podstawę do sformułowania rozwiniętej hipotezy wstępnej (Kozarski 1993a), a następnie usystematyzowania i wykonania badań zmierzających do sformułowania modelu zmian warunków środowiska okresu deglacjacji w szerokim tego pojęcia znaczeniu (~20 ka → 10 ka BP). Ponieważ badania wykonywano w krótkim czasie, nastąpiła w nich duża koncentracja na wybranych powierzchniach testowych polegająca na:

- analizie zapisu sedymentacyjnego stref marginalnych faz leszczyńskiej, poznańskiej, pomorskiej oraz subfazy chodzieskiej wraz z ich zapleczem,
- poszukiwaniu peryglacialnych struktur wskaźnikowych dla wieloletniej zmarzliny,
- zbadaniu obecności i gęstości występowania eogliptolitów w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu oraz na obszarze deglacjacji,
- zbadaniu pokryw osadów eolicznych, przede wszystkim pyłowych, na seriach glacialnych górnego plenivistulianu, a także piaszczystych w strefie maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu.

W celu uzyskania możliwie wysokiej jakości prac badawczych oraz pochodzących z nich danych stosowano nowoczesne metody:

- analizy litofacjalnej serii osadowych,
- wskaźników głazowych w glinach morenowych,

- mikroskopii elektronowej (SEM) w identyfikacji tekstur powierzchniowych ziarn kwarcu,
- laserowego i skaningowego oznaczania składu mechanicznego drobnych cząstek mineralnych,
- analizy mikrostrukturalnej osadów pyłowych,
- teledetekcji kolorowej w lokalizacji sieci wieloboków szczelin mrozo-  
wych,
- radiowęglowego datowania osadów organicznych oraz próby weryfikacji ozna-  
czeń wieku bezwzględnego osadów lessowych za pomocą termoluminescencji,
- statystyki matematycznej w obróbce danych terenowych i laboratoryjnych  
z zastosowaniem technik komputerowych,
- a także sprawdzone, tradycyjne procedury badania:
  - składu mechanicznego osadów mineralnych,
  - graniformometrii mechanicznej,
  - właściwości cząstek mineralnych za pomocą mikroskopu polaryzacyjnego  
oraz diagnozowania ich proveniencji (pyły wulkaniczne),
  - analizy pyłkowej osadów organicznych.

Nie wszystkie metody analityczne zastosowane w badaniach znalazły wyraz w charakterystyce danych zawartych w tej pracy. Ich większość tworzy integralną część prac szczegółowych, które cytowano we wprowadzeniu. Tutaj posłuży-  
no się danymi przede wszystkim jako rezultatem stosowania różnorodnych me-  
tod w celu uzyskania jakościowo nowego, syntetycznego obrazu zdarzeń paleo-  
geograficznych i zmian środowiska pod koniec plejstocenu na obszarze  
północno-zachodniej Polski.

## STAN DYNAMICZNY I ZANIK OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU

Po nieudanych próbach testowania modelu zaniku ostatniego łądolodu jako rozpadu strefowego o charakterze powszechnym (Bartkowski 1967, 1969) w kilku szczegółowych studiach fragmentów stref marginalnych (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1985a, b; Kasprzak, Kozarski 1985, 1991; Kozarski, Kasprzak 1987; Kasprzak 1988), opracowanych na ich podstawie modelach depozycyjnych (Kozarski 1987a, b) i wykryciu często występujących skutków glacyodynamo-metamorfizmu w osadach samych stref oraz ich zaplecza (Kozarski 1991a; Kozarski, Kasprzak 1992) dowiedziono, że:

1) strefy marginalne ujawniają wyraźnie zróżnicowaną dynamikę czoła łądolodu w obrębie jednej linii zasięgu, a także wiekowo różnych liniach pozycji jego czoła,

2) zanik łądolodu odbywał się przede wszystkim przez recesję frontálną oraz

3) zamiana lodu aktywnego na lód martwy była przestrzennie ograniczona.

Ponieważ wnioski te, wynikające z dużej, ale jeszcze zbyt skromnej liczby studiów szczegółowych, wymagają stałej weryfikacji, prowadzone są dalsze prace analityczne w obrębie dawnych i nowych powierzchni testowych oraz stanowisk badawczych. Część uzyskanych wyników jest wykorzystana w niniejszej pracy. Pozostałe są w druku (Böse, Górská 1994; Górská 1994; Górská, Kaczmarek 1994; Kozarski 1995) lub będą przedmiotem odrębnych publikacji (Kasprzak 1995).

### ZAPIS SEDYMENTOLOGICZNO-GEOMORFOLOGICZNY MAKSYMALNEGO ZASIĘGU ŁĄDOŁODU

Przestrzenie, zapis sedymentologiczno-geomorfologiczny maksymalnego zasięgu ostatniego łądolodu jest – ogólnie biorąc – dwojaki. Obejmuje on: 1) poziom bazalnej gliny morenowej z nałożenia, który jest w litostratygrafii poziomem przewodnim (Kozarski 1991a) i tworzy strop obszarów wysoczyznowych, 2) silnie zróżnicowane genetycznie serie osadów, glacyotektonity oraz zespoły form. Blisko strefy maksymalnego zasięgu lub bezpośrednio w jej obrębie nie znaleziono dotąd osadów interglacjału eemskiego. Zmusza to, w ocenie pozycji startygraficznej stropowego poziomu bazalnej gliny morenowej z nałożenia, do sięgnięcia na zaplecze tej strefy, gdzie w Rusinowie koło Świebodzina istnieje stanowisko gliny leszczyńskiej na osadach eemskich (por. Kozarski 1991a i cy-

towana starsza literatura). W kilku nowych stanowiskach tej gliny (Kaczmarek 1992; Kozarski, Kasprzak 1992; Górska, Kaczmarek 1994; Kasprzak 1995), po szczegółowych badaniach orientacji klastów, struktur glacydynamicznych i w pewnym zakresie wskaźników gwałowych, zebrano dalsze fakty świadczące o jej depozycji ze stopy aktywnego lądolodu. Kierunek ruchu lądolodu podczas depozycji mieści się w sektorze N–S, co potwierdzają orientacje dłuższych osi gwałików i megaklastów, struktury glacydynamiczne oraz wskaźniki gwałowe. Wyjątkowo pojawia się odmienny kierunek (ENE–WSW), który zapewne wynika z lokalnych warunków ruchu mas lodowych (Górska, Kaczmarek 1994). Na powierzchni gliny leszczyńskiej w licznych miejscach występują cienkie, średnio około 0,5 m, pokrywy piasków, które są ablacyjnego pochodzenia i podlegały przewianiu w środowisku peryglacjalnym po ustąpieniu lądolodu (por. rozdz. *Wieloboki szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym*, s. 49, stanowiska Grabianowo N i S).

W strefie marginalnej bogactwo zapisu sedymentologiczno-geomorfologicznego jest znaczne. Dzieli się ono na trzy główne grupy, które obejmują: 1) bazalną glinę morenową z nałożeniami, glacyotektonity i spiętrzone moreny czołowe, 2) miększe pokrywy sandrowe, cieńsze allochtonicznych glin spływowych (lub niewielkich pokryw tłoków gwałowych z piaszczystym matriks) oraz 3) osady i formy ablacyjne, reprezentowane głównie przez gliny spływowe paraautochtoniczne, mułki i drobne piaski, czasem o cechach rytmitów, oraz drobne pagórki. Do tych zespołów sedymentologiczno-geomorfologicznych, które znane są ze strefy marginalnej maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu w południowo-zachodniej Wielkopolsce, odzwierciedlających zróżnicowany stan dynamiczny jego czoła między okolicami Wschowy, Włoszakowic oraz Osiecznej koło Leszna (Kasprzak 1985a, b; Kasprzak, Kozarski 1991; Kozarski, Kasprzak 1992) należy włączyć wyniki nowych i uzupełniających badań zachodniej części lobu sławskiego (Kasprzak 1995). Wzbogacają one w sposób istotny znajomość właściwości osadów oraz ich litofacjalne zróżnicowanie drugiej i trzeciej grupy.

Pod względem geomorfologicznym strefa maksimum zasięgu, wyznaczająca zachodnią część lobu sławskiego, jest mniej wyrazista od części wschodniej, gdzie dominuje ostro zaznaczona krawędź sedymentacyjna (Kasprzak, Kozarski 1989, 1991). Zachowuje ona taki charakter jeszcze około 2 km na zachód od rynny pszczołkowskiej. Dalej staje się mniej wyraźnym elementem rzeźby, a zastępują ją zespoły form marginalnych, morenowych i pagórkowatych (Bartkowski 1964). W całej strefie marginalnej, podobnie jak to opisano wcześniej w przypadku części wschodniej (Kasprzak, Kozarski 1989, 1991), zachodnia część lobu jest w rzeźbie również trójdzielna (Kasprzak 1995) i składa się z: 1) krawędzi sedymentacyjnej oraz zespołu drobnych form wałowo-pagórkowatych o malejącej ku zachodowi wysokości od około 95 do 80 m n.p.m., 2) rozległego sandru na przedpolu krawędzi z kulminacją w pobliżu nasady nieco ponad 120 m n.p.m. oraz 3) ciągów wałów i pagórków oraz zagłębień bezodpływowych równoległych do krawędzi o orientacji NW–SE, występujących w strefie zaplecza.

Wymienione części składowe strefy marginalnej cechują się odrębnością litofacjalną (Kasprzak 1995). Sandr i jego krawędź jest zdominowana przez grubą serię (co najmniej 17 m) osadów fluwioglacjalnych, nadbudowanych bezpośrednio przy krawędzi pokrywą allochtonicznych glin spływowych. Natomiast strefę wałów i pagórków charakteryzują bardzo urozmaicone litofacje obejmujące zespoły osadów wody płynącej, stożków glaciomarginalnych i spływów grawitacyjnych (Jodłów), albo wyłącznie osadów wody płynącej (Tarnówek), lub też spagowej (do 4 m miąższości) serii osadów wody płynącej oraz spoczywającej na niej serii glaciolimnicznej (do 5,5 m miąższości), zbudowanej z naprzemianlegle warstwowanych piasków i laminowanych mułków, zwieńczonej cieńką (1 m) pokrywą mułkowo-piaszczystych osadów spływów kohezyjnych (Lgiń).

Ten zróżnicowany zapis litofacjalny i sedimentologiczny odzwierciedla stan dynamiczny czoła lądolodu, które uzyskało równowagę wzdłuż linii maksymalnego zasięgu podczas akumulacji sandru, a podlegało powolnej recesji w fazie powstawania wałów, pagórków i zagłębień bezodpływowych (tab. 1). Zachodnia część lobu Sławy Śląskiej dostarcza więc dalszych argumentów (Kasprzak 1995) potwierdzających zasadność poglądu (Kasprzak, Kozarski 1989, 1991) o sedimentacyjnym charakterze krawędzi na północ od Wschowy oraz o odstępowaniu od niej aktywnego czoła lądolodu, które jedynie lokalnie podlegało zmianie na trzony lodowe, po utracie związku z żywym lodem lub w fazie stagnacji sprzyjało akumulacji glaciolimnicznej.

Obszar lobu leszczyńskiego, położony na wschód od obszaru lobu sławskiego, znamionują formy, osady i struktury, które świadczą o większej aktywności czoła lądolodu (Kasprzak, Kozarski 1991). Deformacje glacijotektoniczne i spiętrzone moreny czołowe w pozycji międzylobowej we Włoszakowicach oraz formy i struktury deformacyjne po lodowcu wypustowym koło Osiecznej (Kasprzak 1985a, b) wskazują na jedynie lokalne, dynamiczne oddziaływanie lądolodu na podłoże. Po minięciu tego odcinka, w kierunku północno-wschodnim, czoło lądolodu znajdowało się w stanie równowagi. Obserwacje i badania wykonane w odslonięciach w Dolsku, Ostrowiecznie, Pince oraz Pyszającej koło Śremu przynoszą fakty, które świadczą o stacjonowaniu lądolodu z aktywną stopą. W Dolsku są to strefy glacijomylonizacji wykryte na kontakcie bazalnej gliny morenowej z nałożenia z niżej zalegającym fluwioglacjałem oraz allochtoniczne gliny spływowe, w Ostrowiecznie – fleksurowate deformacje fluwioglacjału w krawędzi sandrowej, natomiast w Pince (Górska, Kaczmarek 1994) i w Pyszającej – dobrze wykształcone glacijomylonity na kontakcie leszczyńskiej gliny bazalnej z nałożenia z fluwioglacjałem stanowiącym jej podłoże.

Suma danych pochodzących z tego odcinka maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu wraz z wcześniej opisanymi formami rozcięcia marginalnego koło Dolska (Bartkowski 1963) nie pozostawia wątpliwości co do tego, że był to odcinek stacjonowania lądolodu w stanie równowagi dynamicznej. Odbywał się wtedy obfity odpływ wód roztopowych, a ze stopy lądolodu, podczas kotwiczenia na podłożu klastów ze strefy trakcji, była deponowana bazalna glina moreno-



Genetyczne zróżnicowanie form i osadów głównych stref marginalnych ostatniego lądolodu w północno-zachodniej Polsce w zależności od stanu dynamicznego jego czoła (wg Kozarskiego i Kasprzaka 1993 z uzupełnieniami i niewielkimi zmianami)

Formy	Osady i struktury	Proces
A. Formy powstałe w wyniku awansu czoła		
Spiętrzone wały podłużne	struktury glajotektoniczne rozwinięte w osadach trzeciorzędowych (iły, piaski, węgiel brunatny)	głęboko i/lub płytko zakorzenione ścinanie podłoża przez strome czoło lądolodu lub szarżujący lodowiec wypustowy
Spiętrzone wały łukowe	i plejstoceńskich (głównie piaski, żwiry i gliny morenowe)	
B. Formy powstałe podczas stanu dynamicznej równowagi czoła		
Wały i pagórki ablacyjnych moren czołowych	gliny spływowe z tłokami glazowymi w gliniastym i/lub żwirowo-piaszczystym matriks	spływy grawitacyjne po nachylonej powierzchni czoła lądolodu
Wały i pagórki glajofluwalne	piaski i żwiry z zaburzeniami grawitacyjnymi (głównie uskokami)	glajofluwalna akumulacja na łagodnej, najniższej części czoła lądolodu
Płaskodenne doliny marginalne	pokrywy piaszczysto-żwirowe na dnach dolin	rozcinięcie przez wody roztopowe wysoczyzny przed czołem lądolodu
C. Formy powstałe podczas stanu dynamicznej równowagi i powolnej recesji czoła		
Krawędzie sedimentacyjne	piaski i żwiry glajofluwalne z zaburzeniami grawitacyjnymi, syngenetycznymi strukturami po kontrakcji termicznej i allochtoniczne gliny spływowe	glajofluwalna akumulacja
Wały i pagórki glajolimniczne	warstwowane piaski, mułki laminowane, mułki spływów kohezyjnych	akumulacja płynących wód roztopowych oraz akumulacja glajolimniczna
Zagłębienia elipsoidalne i owalne bezodpływowe	niepresortowane piaski, żwiry, diamiktyty kamienisto-mułkowe, czasem uporządkowane w wały okolne	wytapianie pogrzebanych trzonów lodowych

wa z nałożenia. W procesie depozycji uczestniczył proces inkorporacji osadów fluwioglacjalnych z podłoża, zapisany każdorazowo w strefie glajomylonityzacji (Kozarski, Kasprzak 1992). O równowadze czoła lądolodu w tym czasie można wnosić na podstawie sytuacji stratygraficznej Pagórków Żerkowskich, zbadanej przez K. Rotnickiego (1975), gdzie na previstuliańskim glajotektonicznie zalega jedynie bazalna glina morenowa z nałożenia i osady kemowe po stronie

proksymalnej, a osady fluwioglacjalne w części szczytowej. Ta charakterystyczna dwudzielność budowy wewnętrznej Pagórków Żerkowskich została dostrzeżona już wcześniej przez S. Majdanowskiego (1950), jednakże w ocenie maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu zinterpretowana inaczej.

ANALIZA LITOSTRATYGRAFICZNA STROPOWEJ SERII GLACJALNEJ  
W STREFIE MARGINALNEJ FAZY POZNAŃSKIEJ  
(OBSZAR TESTOWY CERADZ KOŚCIELNY)

Jednym z kluczowych zagadnień litostratygrafii górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej, mającym równocześnie ważne znaczenie w rozpatrywaniu deglacjacji, jest faza poznańska. Jednostka ta, bardzo czytelna i trwale obecna w morfostratygrafii, ma niejasną pozycję w litostratygrafii. Jeśli pominąć starsze schematy litostratygraficzne, to w nowszych faza poznańska w środkowej Wielkopolsce jest traktowana jako:

1) jednostka nieobecna w sensie litostratygraficznym, gdyż nie dokumentuje jej żaden pokład moreny bazalnej z nałożenia, świadczący o ponownym nasunięciu lądolodu po maksimum zasięgu (Kasprzak, Kozarski 1984; Kozarski 1991a);

2) jednostka samodzielna z własną gliną bazalną z nałożenia, tzw. „gliną bytyńską”, bogatą w klasty wapienne i stanowiącą zapis transgresji lądolodu z kierunku NE (Krzyszowski 1994);

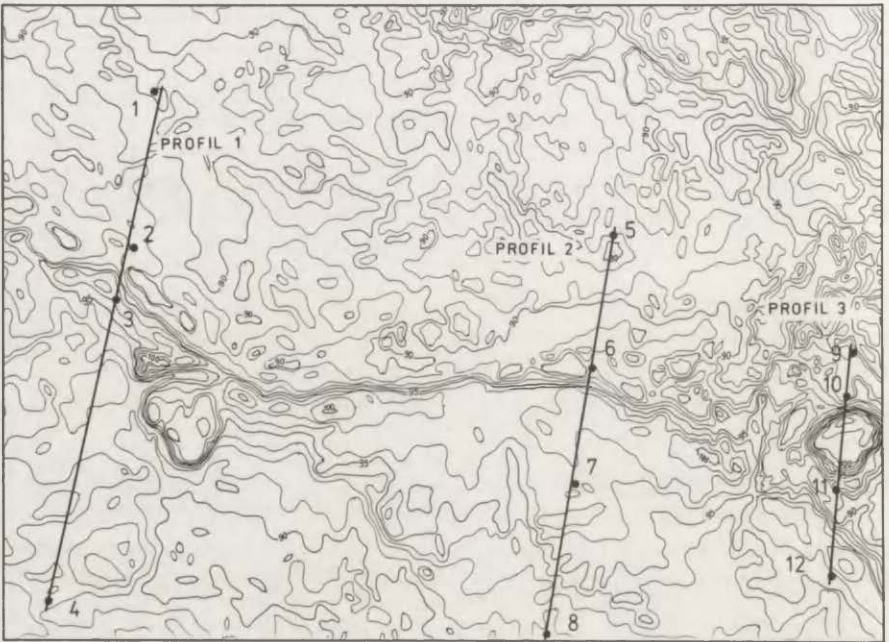
3) jednostka samodzielna o bardzo ograniczonym zasięgu przestrzennym z nieciągłą gliną bazalną z nałożenia, występującą w wąskiej strefie zaplecza strefy marginalnej fazy poznańskiej (Gogołek 1991a, 1993) i cechującą się zróżnicowanymi wskaźnikami petrograficznymi oraz odmiennością składu minerałów ciężkich;

4) jednostka samodzielna znajdująca jedynie w dolinach kopalnych i rynach, ale nieobecna w obrębie wysoczyzn; cechuje ją odrębność od gliny bazalnej z nałożenia stadiału głównego (faza leszczyńska), m.in. w zakresie wskaźników petrograficznych i zespołów minerałów ciężkich (Gogołek 1991b).

W. Gogołek (1991a, b) po początkowo stanowczych stwierdzeniach, mówiących o litostratygraficznej samodzielności fazy poznańskiej, osłabił ostatnio swoje stanowisko i stwierdza (Gogołek 1993), że faza ta nie ma dostatecznego potwierdzenia w postaci jednolitego poziomu gliny bazalnej. Oznacza to powrót do poglądu (Kozarski 1991a), według którego morfostratygraficzne jednostki, znane jako faza leszczyńska i poznańska, mają wspólną glinę bazalną z nałożenia, a więc jednostkę formalną w sensie litostratygraficznym.

Tocząca się dyskusja na temat pozycji litostratygraficznej fazy poznańskiej była powodem, że obszar testowy Ceradz Kościelny, położony 25 km na zachód od Poznania w obrębie strefy marginalnej fazy poznańskiej (Kasprzak, Kozarski 1984; Kozarski 1991a), został wybrany jako miejsce szczegółowych badań litostratygraficznych w projekcie badawczym KBN PB nr 6 0318 91 01.

W tym celu opracowano i wykonano program wiertniczy, na który składało się 8 wierceń do głębokości 30 m i cztery wiercenia do głębokości 10 m, rozmie-



Ryc. 1. Usytuowanie profili wiertniczych (1–3) i rozmieszczenie wierceń (1–12) na obszarze testowym Ceradz Kościelny  
Distribution of boreholes (1–12) along cross-profiles (1–3) in the case study area Ceradz Kościelny

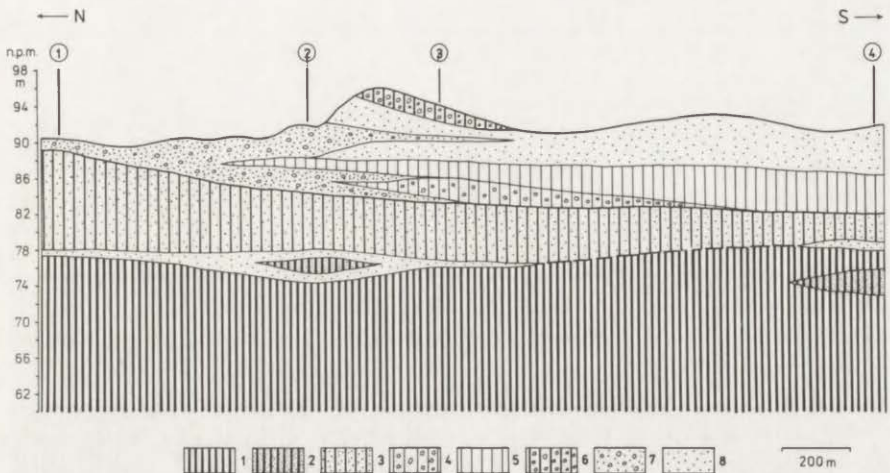
szczone w dwóch głównych liniach profilowych i jednej pomocniczej (ryc. 1). Linie profilowe poprowadzono prostopadle do krawędzi sedymentacyjnej, wyznaczającej dokładnie zasięg czoła lądolodu podczas fazy poznańskiej (Kasprzak, Kozarski 1984). Założeniem szczegółowych badań litostratygicznych było uzyskanie materiałów pozwalających na określenie ilości jednostek formalnych, tzn. bazalnych glin morenowych z nałożenia, występujących w podłożu strefy zasięgu fazy poznańskiej oraz ich stosunek do krawędzi sedymentacyjnej między Ceradzem Kościelnym a Gorgoszewem.

Profil 1 (ryc. 2) wykreślony na podstawie 4 wierceń do głębokości 30 m, ukazuje dwie wyraźne serie osadów:

- górną, o miąższości 0,5–12,0 m, ablacyjno-fluwioglacjalną,
- dolną, o łącznej miąższości 24–30 m, gliniasto-piaszczystą, wyraźnie dwudzielną, na którą składają się dwa pokłady gliny bazalnej z nałożenia przedzielone warstwą piasków o miąższości do 2,5 m.

Seria górna jest litologicznie bardzo zróżnicowana i składają się na nią warstwy osadów żwirowo-kamienistych, piaszczystych, soczewka piaszczystej gliny, glina piaszczysto-żwirowa, glina piaszczyta silnie wapnista, różnoziarniste piaski fluwioglacjalne oraz pokrywa allochtonicznej gliny spływowej.

Seria dolna jest litologicznie mało skomplikowana i tworzą ją górny pokład gliny bazalnej z nałożenia o miąższości 5–12 m, zredukowany w strefie przed-



Ryc. 2. Przekrój geologiczny (ryc. 1, profil 1) przez krawędź sedymentacyjną na obszarze testowym Ceradz Kościelny

1 – środkowopolska (stadium Warty) ilasta, bazalna glina morenowa z nałożenia; 2 – ciemnobrązowa, piaszczysta glina morenowa, zwapniona; 3 – północnopolska (stadium leszczyńskie), ilasta, bazalna glina morenowa z nałożenia; 4 – piaszczysto-żwirowa glina morenowa; 5 – glina piaszczysta; 6 – allochtoniczna glina sływowa; 7 – piaski i żwiry fluwioglacjalne; 8 – różnoziarniste piaski fluwioglacjalne

Geological cross-section (profile 1 in Fig. 1) of the ice-lobe sedimentary scarp in the case study area Ceradz Kościelny

1 – middle Polish lodgement till (Warta Stage); 2 – dark brown, sandy calcareous till; 3 – Vistulian (Leszno Stage) clayey lodgement till; 4 – sandy-gravelly till; 5 – sandy till; 6 – allochthonous flow till; 7 – fluvioglacial sand and gravels; 8 – fluvioglacial sand of different size

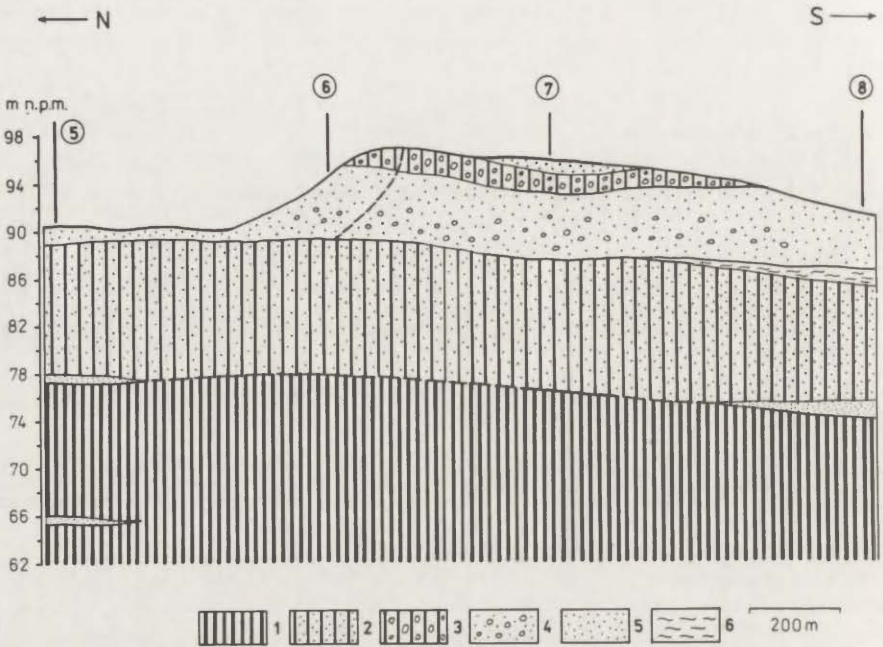
poła krawędzi sedymentacyjnej do 3 m, dolny pokład gliny bazalnej z nałożenia o miąższości przekraczającej 17 m, nie przebity, z wkładką piaszczystą (wiercenie 1), warstwa gliny piaszczystej (wiercenie 4) oraz warstwa piasków o miąższości od 1 do 2,5 m obecna we wszystkich wierceniach.

Seria górna, ablacyjno-fluwioglacjalna, jest zapisem procesów sedymentacyjnych, które rozgrywały się w wąskiej strefie stacjonowania czoła lądolodu fazy poznańskiej. Natomiast w serii dolnej bazalna glina morenowa z nałożenia stanowi formalną jednostkę litostratygraficzną (Kozarski 1991a), odpowiadającą transgresji ostatniego lądolodu do linii zasięgu maksymalnego (stadium leszczyńskie). Niżej zalegający, nie przebity pokład bazalnej gliny z nałożenia, oddzielony warstwą piasków, należy traktować jako jednostkę formalną związaną ze zlodowaceniem środkowopolskim.

Profil 2 (ryc. 3) ukazuje tę samą sekwencję serii osadowych strefy marginalnej, tzn. idąc od powierzchni:

– serię górną, o miąższości 5–8 m, ablacyjno-fluwioglacjalną z piaskami i żwirami sandrowymi przykrytymi częściowo przez allochtoniczną glinę sływową i piaski ablacyjne;

– serię dolną, nie przebitą, o łącznej miąższości przekraczającej 25 m; na podobnej do profilu 1 głębokości 12 m (wiercenie 5) i 15 m (wiercenie 8) poja-



Ryc. 3. Przekrój geologiczny (ryc. 1, profil 2) przez krawędź sedimentacyjną na obszarze testowym Ceradz Kościelny

1 – środkowopolska (stadium Warty), ilasta, bazalna glina morenowa z nałożenia; 2 – północnopolska (stadium leszczyńskie), ilasta, bazalna glina morenowa z nałożenia; 3 – allochtoniczna glina spływową; 4 – piaski i żwiry fluwioglacialne; 5 – piaski różnoziarniste; 6 – mułki

Geological cross-section (profile 2 in Fig. 1) of the ice-lobe sedimentary scarp in the case study area Ceradz Kościelny

1 – middle Polish (Warta Stage) clayey lodgement till; 2 – Vistulian (Leszno Stage) clayey lodgement till; 3 – allochthonous flow till; 4 – fluvioglacial sand and gravels; 5 – sand of different size; 6 – silt

wiąją się wkładki piasków, które dzielą serię na pokład bazalnej gliny z nałożenia pod serią ablacyjną oraz niższy pokład bazalnej gliny, nie przebity; w wierceniach 6 i 8 nie udało się stwierdzić powierzchni nieciągłości między pokładami na głębokości odpowiadającej występowaniu warstwy piasków.

Profil 2 (ryc. 3) jest litologicznie prostszy, a litostratygraficznie odzwierciedla sytuację wykrytą w profilu 1. Seria ablacyjna jest przestrzennie ograniczona do strefy marginalnej fazy poznańskiej i stanowi zapis stacjonowania czoła lądolodu wzdłuż krawędzi sedimentacyjnej. Może ona być traktowana jedynie jako jednostka nieformalna (Kozarski 1991a). Natomiast obydwa pokłady gliny bazalnej z nałożenia są jednostkami w sensie litostratygraficznym formalnymi i przewodnimi (Kozarski 1991a): wyższy dla fazy transgresji lądolodu tzw. stadiału głównego (stadium leszczyńskie), a niższy dla prawdopodobnie młodszego stadium zlodowacenia środkowopolskiego, tj. stadium Warty.

Obydwa profile zawierają więc zapis jedynie fazy transgresji ostatniego lądolodu do linii maksimum zasięgu (stadium leszczyńskie) i nie dają podstaw do

traktowania fazy poznańskiej jako fazy ponownego nasunięcia lądolodu. Jednakże należy pamiętać, że aktywna stopa lądolodu fazy poznańskiej powodowała kontynuację akumulacji gliny bazalnej z nałożenia prowadzącą do wzrostu jej miąższości. Opracowane profile nie potwierdzają postulatu D. Krzyszkowskiego (1994), według którego faza poznańska w Wielkopolsce środkowej miała być samodzielną, formalną jednostką litostratygraficzną w postaci tzw. „gliny bytyńskiej” z ponownego awansu czoła lądolodu z kierunku północno-wschodniego. Ta ostatnia część postulatu, oparta na wynikach pomiaru orientacji klastów na zapleczu krawędzi sedymentacyjnej koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984), ma być odwzorowaniem ogólnej tendencji do przemieszczania się centrum zlodowacenia w kierunku wschodnim, proponowanej przez J. Ehlersa (1990).

Postulat D. Krzyszkowskiego (1994), oparty na skromnym materiale, nie może stanowić dobrego odniesienia do hipotezy J. Ehlersa (1990). Materiał ze zbyt małych powierzchni zawiera zaledwie informacje o lokalnych kierunkach ruchu lądolodu, co dobitnie wykazano w odniesieniu do Wysoczyzny Gnieźnieńskiej (Kozarski 1991a) i częściowo Równiny Kościańskiej (Górska, Kaczmarek 1994).

### NASUNIĘCIE CHODZIESKIE

Po fazie poznańskiej ważnym wydarzeniem w ogólnym procesie recesji ostatniego lądolodu było nasunięcie chodzieskie, ponowny awans jego czoła do linii wyznaczonej przez miejscowości Ujście, Chodzież, Jaktorowo, Smogulec, Kcyń, Szubin (Kozarski 1962; Kasprzak, Kozarski 1985), a dalej Łabiszyn i, jak pokazują nowe badania (Wysota 1992), na Ziemi Dobrzyńskiej – Górzno i Zalesie. Nasunięciu chodzieskiemu przyznawano różną rangę i zasięg w zależności od przyjmowanych kryteriów (tab. 2).

#### SAMODZIELNOŚĆ MORFOSTRATYGRAFICZNA

W pierwszym okresie badań szczegółowych, opartych na kartowaniu geomorfologicznym (Kozarski 1961, 1962), samodzielność nasunięcia chodzieskiego, nazywanego wtedy fazą chodzieską, określały: ciąg spiętrzonych moren czołowych z głębokimi deformacjami glacieotektonicznymi, łuskowymi i łuskowo-porwakowymi, sandry oraz dobrze wykształcona pradolina Wełny, tworząca na zachód od Obornik Wlkp. pradolinę Wełny–Warty. Do tego ciągu zostały również zaliczone moreny czołowe okolic Łabiszyna na Kujawach (Galon 1961; Galon, Roszko 1967), stąd w literaturze pojawiła się nazwa substadium kujawskie lub subfaza kujawska (Różycki 1972).

W nowym okresie badań szczegółowych uściślono zasięg nasunięcia chodzieskiego na zachodzie w okolicy Ujścia (Kasprzak, Kozarski 1985, Kozarski, Kasprzak 1987) oraz na Ziemi Dobrzyńskiej (Wysota 1992), dostarczając równocześnie nowych kryteriów geomorfologicznych w postaci form strumieniowych (drumlinoidalnych) i w pełni rozwiniętych drumlinów, świadczących obok struktur glacieotektonicznych o nasunięciu lądolodu.

## Ranga nasunięcia chodzieskiego według głównych koncepcji opartych na podstawach morfo- i litostratygraficznych

Autor	Ranga jednostki	Kryterium wydzielenia	Zasięg i układ czoła łądolodu
<b>A. Koncepcje oparte na podstawach morfostratygraficznych</b>			
Woldstedt (1932, 1955)	stadium „ <i>Kolmarer Stadium</i> ”	moreny czołowe	Dobiegów–Zawada– –Chodzież–Wągrowiec NW–SE
Galon (1956) Kozarski (1961, 1962)	stadium chodzieskie faza chodzieska	moreny czołowe spiętrzone moreny czołowe, sandry, terasa i samodzielna pradolina (Wełny–Warty)	j. w. Chodzież–Kcynia– –Szubin E–W
Galon, Roszko (1967)	substadium kujawskie	moreny czołowe	j. w. oraz Ziemia Dobrzyńska E–W/SW–N
Roszko (1968)	faza chodzieska faza kujawska	moreny czołowe	j. w.
Różycki (1972) Kozarski (1981)	subfaza kujawska subfaza chodzieska	moreny czołowe spiętrzone moreny czołowe, sandry, terasa i samodzielna pradolina (Wełny–Warty)	j. w. Chodzież–Kcynia– –Szubin E–W
<b>B. Koncepcje oparte na podstawach litostratygraficznych</b>			
Kozarski, Nowaczyk (1985)	subfaza chodzieska	samodzielny poziom bazalnej gliny morenowej	
Dąbrowski i in. (1987)	faza chodzieska	z nałożenia samodzielny poziom gliny morenowej	
Kozarski (1991)	subfaza chodzieska	samodzielny poziom bazalnej gliny morenowej i glaciekttonity (jednostka przewodnia)	
<b>C. Koncepcje oparte na podstawach morfo-, lito- i kinetostratygraficznych</b>			
Kasprzak, Kozarski (1985); Kozarski, Kasprzak (1987)	subfaza chodzieska (=kujawska)	spiętrzone moreny czołowe sandry, formy drumlinoidalne, samodzielna pradolina, poziom bazalnej gliny morenowej, glaciekttonity,	kierunek transgresji łądolodu ENE→WSW
Wysota (1992)	subfaza kujawska (=chodzieska)	elementy kierunkowe – strukturalne i teksturalne formy marginalne, drumlina, samodzielny poziom bazalnej gliny morenowej i glaciekttonity	NW→SE (Ziemia Dobrzyńska)

Nowe badania poprzez wykrycie dalszych stanowisk glaciektoktonitów koło Smogulca i na południe od Kcyni także potwierdziły prawidłowość wyznaczania przebiegu linii zasięgu nasunięcia chodzieskiego na południe od środkowej części wyrzyskiego odcinka pradoliny Noteci. Koło Smogulca są to liczne struktury fałdowe z fałdami wleczeniowymi na kontakcie z powierzchniami ścięcia (ryc. 4) oraz uskoki relaksacyjne (Chwaliszewo) i struktury łuskowe (Słupowa). Natomiast na południe od Kcyni występują wyłącznie struktury łuskowe (Stalówka, Żurawia), które nawiązują do ogólnego stylu łuskowo-porwakowego glaciektoktonitu kcyńskiego (Kozarski 1962).

Fakty morfostratygraficzne są tak liczne i ważne, że nasunięcie chodzieskie uzyskało mocne podstawy i pozycję w morfostratygrafii górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej (Kozarski 1981a) i Kujaw (np. Roszko 1968; Różycki 1972). Jednakże w systemie morfostratygraficznym nie ustaliła się dostatecznie dokładnie ranga jednostki, która jest omawiana jako nasunięcie chodzieskie. Najpierw traktowano ją jako fazę, a później jako subfazę (tab. 2). Z punktu widzenia oceny hierarchii zdarzeń plenivistulianu, ustalonej za pomocą kryteriów paleobotanicznych i przestrzenno-geomorfologicznych, nasunięcie chodzieskie mające mniejszy zasięg od fazy poznańskiej, stanowiącej część górnego plenivistulianu (Kozarski 1981a, 1991a), musi pozostać subfazą (tab. 3).

#### PODSTAWY LITOSTRATYGRAFICZNE

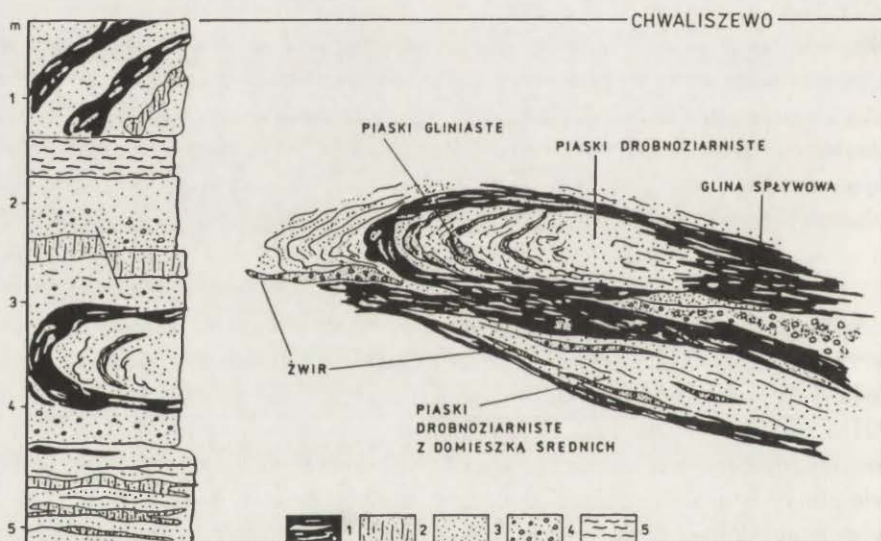
W podziale litostratygraficznym nasunięciu chodzieskiemu można przyznać wyższą rangę. Decydują o tym zarówno wcześniej zgromadzone (Kasprzak, Kozarski 1985; Kozarski, Nowaczyk 1985; Kozarski, Kasprzak 1987; Kozarski 1991a), jak i nowe fakty. Kluczowe znaczenie w rozpatrywaniu pozycji i rangi litostratygraficznej nasunięcia chodzieskiego ma profil w Ujściu. Występują tutaj dwie gliny vistuliańskie, jako jednostki formalne i przewodnie dla górnego plenivistulianu: dolna bazalna glina z nałożenia oraz górna bazalna glina z nałożenia. Różnią się one właściwościami składu mechanicznego i wskaźnikami ilastości, zawartością  $\text{CaCO}_3$ , wskaźnikami petrograficznymi oraz rozciągłością przestrzenną. Trzy pierwsze cechy scharakteryzowano w innym miejscu (Kozarski, Kasprzak 1987). Warto jedynie przypomnieć, że górna glina jest bardziej ilasta. Pomędzy glinami, na długich odcinkach wschodniej części odsłonięcia, zalega fluwioglacjał przeobrażony glaciektoktonicznie w stropie (strefa glajomylonityzacji, ryc. 5), a w pobliżu spągu zawierający pakiety dolnej gliny pochodzące z jej bocznego podcinania przez rzekę lodowcową (Kozarski, Kasprzak 1987).

Natomiast z nowych badań ważnych dla ustalenia i umocnienia rangi nasunięcia chodzieskiego jako jednostki formalnej w litostratygrafii należy przytoczyć fakty dotyczące rozprzestrzenienia górnej gliny (Kozarski 1994) oraz wskaźników petrograficznych (Böse, Górka 1994). Górna bazalna glina morenowa występuje, poza odsłonięciem w Ujściu, jako ciągła pokrywa na południe i wschód od tej miejscowości. Koło Nowej Wsi Ujskiej w głębokich na 4 m wkopach o długości kilkuset metrów pokrywa ta, o miąższości od 3,2 do 3,5 m,



Pozycja nasunięcia chodzieskiego w podziałach morfostratygraficznym i litostratygraficznym górnego plenivistulianu północno-zachodniej Polski

Chronostratygrafia Szacowany wiek $^{14}\text{C}$ ka BP	Morfostratygrafia	Litostratygrafia
14,5	faza gardnieńska	faza gardnieńska
15,8	subfaza chojeńska	
16,2	faza pomorska	faza pomorska
16,8	subfaza krajeńska	
17,7	subfaza chodzieska	faza chodzieska
18,8	faza poznańska	
20,0	faza leszczyńska	stadiał leszczyński



Ryc. 4. Zaburzenia glaciotektoniczne (łuski i fałdy ciągnięte) w spiętrzonyj morenie czołowej subfazy chodzieskiej w Chwaliszewie

1 – glina morenowa; 2 – piaski gliniaste; 3 – piaski średnio- i drobnoziarniste; 4 – żwir; 5 – ił poznański

Glaciotectonic deformations (scales and drag folds) in the thrust ridge of the Chodzież subphase at Chwaliszewo

1 – till; 2 – silty sand; 3 – medium- and fine sands; 4 – gravel; 5 – Poznań clay

była widoczna w różnych intersekcjach, oddzielona od dolnej bazalnej gliny z nałożenia powierzchnią nieciągłości, podkreślona przez cienką wkładkę piasków gruboziarnistych. Jest to sytuacja, która wcześniej była obserwowana i opisana z odsłonięcia w Ujściu. Drugie, nowe stanowisko tej gliny występuje na wschodnim obrzeżu miasta, gdzie we wciosach do głębokości 4–5 m od powierzchni zalega ona jako jednostka sedymentacyjna oddzielona od dolnej gliny powierzchnią nieciągłości ze śladami ługowania węglanów w stropie gliny dolnej.



Ryc. 5. Ujście nad Notecią. Lokalna sekwencja zbiorcza (LSZ) serii vistuliańskiej w kopalni piasków huty szkła

GLP – leszczyńsko-poznańska, bazalna glina morenowa z nałożenia; GCh – chodzieska, bazalna glina morenowa z nałożenia

Ujście on Noteć. Local summary sequence (LSS) of the Vistulian series in the sand pit of the glass factory

GLP – Leszno/Poznań lodgement till bed; GCh – Chodzież readvance lodgement till bed

Dalsze stanowiska tej gliny o miąższości powyżej 3 m, zalegającej na osadach fluwioglacjalnych i zawierającej porwaki iłów poznańskich, stwierdzono koło Smogulca i Jeziorek, gdzie jako pokrywa jest stowarzyszona z glacyotektonitami, zalegając na proksymalnym stoku spiętrzonych moren czołowych lub pokrywając płaskie powierzchnie. Obecność porwaków iłów poznańskich w tej glinie jest zjawiskiem często podkreślanym (Uniejewska i in. 1979), podobnie jak dwudzielność vistuliańskich glin bazalnych z nałożenia w strefie nasunięcia chodzieskiego oraz na północ od Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej na Wysoczyźnie Krajeńskiej. Jednakże dwudzielność tę w interpretacji litostratygicznej odnosi się odpowiednio, zgodnie z zastosowanym formalnie schematem, do faz leszczyńskiej i poznańskiej (Uniejewska *op. cit.*; Włodek 1980).

Ważne są również wyniki badania orientacji dłuższych osi klastów w bazalnej glinie morenowej z nałożenia w stanowisku Smogulecka Wieś, gdzie stwierdzono silną składową wschodnią ruchu lądolodu (ENE), co upodabnia tę glinę do górnej gliny w kluczowym stanowisku z Ujścia.

Całkowicie nową procedurą badawczą zastosowaną w analizie bazalnych glin morenowych z nałożenia w Ujściu są wskaźniki petrograficzne (Böse, Górską 1954). Obliczenia wykonane dla glin vistuliańskich, górnej i dolnej, wyróżnionych w badaniach lito- i kinetostratygicznych (Kozarski, Nowaczyk 1985; Kasprzak, Kozarski 1985; Kozarski, Kasprzak 1987) dowodzą, że obydwie gliny cechują istotne różnice w składzie petrograficznym, informujące o różnych kierunkach transgresji lądolodu podczas depozycji. Głina górna we frakcji 4–12,5 mm zawiera tylko 37% skał krystalicznych i średnio 41% wapieni paleozoicznych, a we frakcji > 20 mm odpowiednio 39 i 43%, a ponadto są w niej obecne

okruchy dolmitów (do 2%). Natomiast glina dolna średnio zawiera 44,4% skał krystalicznych, 35,9% wapieni paleozoicznych, przy braku dolomitów i większym udziale (do 2%) krzemieni. We frakcji > 20 mm proporcje te zmieniają się poprzez wzrost skał krystalicznych do 50% i spadek wapieni paleozoicznych do 26%. Materiał okrucowy z górnej gliny posiada wyraźnie wschodniobałtycką proveniencję, natomiast dolnej gliny – zachodniobałtycką oraz południowo-szwedzką z dużym udziałem skał z okolic Vaxjö (Böse, Górską 1994).

Gliny vistuliańskie z Ujścia oraz w obrzeżeniu odcinka wyrzyskiego Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej zbadano również niezależnie metodą szwedzką wskaźników głazowych (Pettersson 1994). Jeśli poprzestać wyłącznie na wynikach dotyczących kluczowego stanowiska w Ujściu, to na podstawie analizy 27 próbek, obejmujących frakcje 2,8–4,0 mm, 4,0–5,6 mm i 5,6–8 mm oraz oznaczenia około 500 klastów w każdej próbce, można sformułować następujące wnioski:

1. Każda z glin vistuliańskich ma homogeniczny skład, ale gliny różnią się od siebie istotnie w zakresie składu petrograficznego. Gлина górna, pochodząca z nasunięcia chodzieskiego, wykazuje wyższy udział (33%) szarych wapieni paleozoicznych, a także górnokredowej gezy, piaskowców i mułowców glaukonitowych oraz dolomitów, niż glina dolna leszczyńsko-poznańska. Te ostatnie w glinie dolnej są albo nieobecne, albo występują śladowo. Równocześnie glina dolna zawiera większą ilość (49%) okruców skał krystalicznych niż glina górna (37%).

2. Odrębność petrograficzna obydwu glin wskazuje na różne źródła okruców skalnych wyerodowanych z podłoża przez łądolód vistuliański w różnych fazach jego rozwoju. Obecność dolomitów i bardzo duży udział szarych wapieni paleozoicznych mówią jednoznacznie o wschodniobałtyckiej proveniencji materiału okrucowego w przypadku gliny górnej, tzn. nasunięcia chodzieskiego, a przewaga krystalicznych klastów wraz z udziałem łupków paleozoicznych i mułowców w glinie dolnej, tj. leszczyńsko-poznańskiej, dowodzi zachodniobałtyckiej proveniencji materiału.

3. Konsekwencją wyników badania wskaźników petrograficznych jest przyjęcie głównego kierunku transgresji mas lodowych, odpowiednio podczas nasunięcia chodzieskiego z kierunku zbliżonego do NE, a leszczyńskiego – do N.

Badania wskaźników głazowych, wykonane niezależnie różnymi metodami przez M. Böse i M. Górską (1994) oraz G. Petterssona (1994), są w swojej wymowie jednoznaczne i potwierdzają wcześniej sformułowany wniosek, oparty na podstawach kinetostratygraficznych (Kasprzak, Kozarski 1985; Kozarski, Kasprzak 1987) o odmiennych kierunkach nasunięcia chodzieskiego i podczas depozycji gliny leszczyńsko-poznańskiej.

#### KINETOSTRATYGRAFIA I ZMIANY MORFOLOGII POWIERZCHNI ZIARN KWARCU

Podstawą analizy kinetostratygraficznej serii vistuliańskiej są tzw. elementy kierunkowe obecne w głównych jednostkach sedymentacyjnych oraz na ich po-

graniczu w profilu kluczowym w Ujściu (Kasprzak, Kozarski 1985; Kozarski, Kasprzak 1987). Należą do nich orientacja dłuższych osi klastów i deformacje glaciektoneczne w strefie glacyomylonityzacji (ryc. 5), reprezentowane przez fałdy ciągnione i kolankowe oraz budiny, które pozwalają rekonstruować kierunek przemieszczania się mas lodowych (Kozarski, Kasprzak 1992). Profil w Ujściu dał pierwszą podstawę do kinetostratygraficznego oddzielenia dolnej, tj. leszczyńsko-poznańskiej, gliny bazalnej z nałożenia, od górnej, chodzieskiej gliny o takiej samej naturze sedymentacyjnej.

W efekcie na podstawie pomiarów orientacji bogatej populacji klastów oraz naprężenia głównego podczas deformowania osadów nieskonsolidowanych uzyskano dla gliny dolnej kierunek ruchu mas NNE, natomiast dla górnej gliny kierunek ENE (Kozarski, Kasprzak 1987). Ten ostatni kierunek potwierdzają dalsze badania orientacji klastów wykonane w pokrywie bazalnej gliny morenowej z nałożenia w okolicy Smogulca. Na powierzchniach testowych ściany odstonięcia pomierzono po 30 gładzików, których dłuższe osi układają się w sektorze NE z bardzo silną składową wschodnią, przybliżającą kierunek ruchu lądolodu do ENE. Oznacza to, że kierunek ten wykryty wcześniej w Ujściu, potwierdzony przez orientację ruchu lodowca wypustowego w Chodzieży (Kozarski i in. 1989) powtarza się dalej na wschód i wraz z wcześniej przytoczonymi wynikami badań wskaźników petrograficznych daje podstawy do uznania go za kierunek regionalny podczas nasunięcia chodzieskiego.

W rozpatrywaniu cech jednostek kinetostratygraficznych oraz warstw pośrednich ważną rolę należy przyznać analizie morfologii powierzchni kwarcowych ziarn piasku pod skaningowym mikroskopem elektronowym. Dostarczają one informacji na temat warunków, jakie panowały w podłożu podczas procesu glacyomylonityzacji (Kozarski, Kasprzak 1992) osadów nieskonsolidowanych oraz dają podstawę do paleogeograficznej interpretacji następstwa zdarzeń zarejestrowanych przez jednostki sedymentacyjne. Próbę szczegółowej analizy kwarcowych ziarn piasku pod skaningowym mikroskopem, pochodzących ze strefy glacyomylonityzacji, podjęto dla profilu w Ujściu (ryc. 5).

W tym celu pobrano łącznie 18 próbek z obydwu glin, górnej i dolnej, w strefie ich kontaktu oraz warstwy fluwiogalejału przeobrażonego w glajokataklazyt lub z wyraźnym glajopseudostromatyzmem.

Do mikrografii wzięto ziarno kwarcowe trzech frakcji: 0,71–1,0 mm, 1,0–1,2 mm i 1,2–1,5 mm. Wykonano łącznie 108 mikrografów 50 ziarn oraz ich fragmentów.

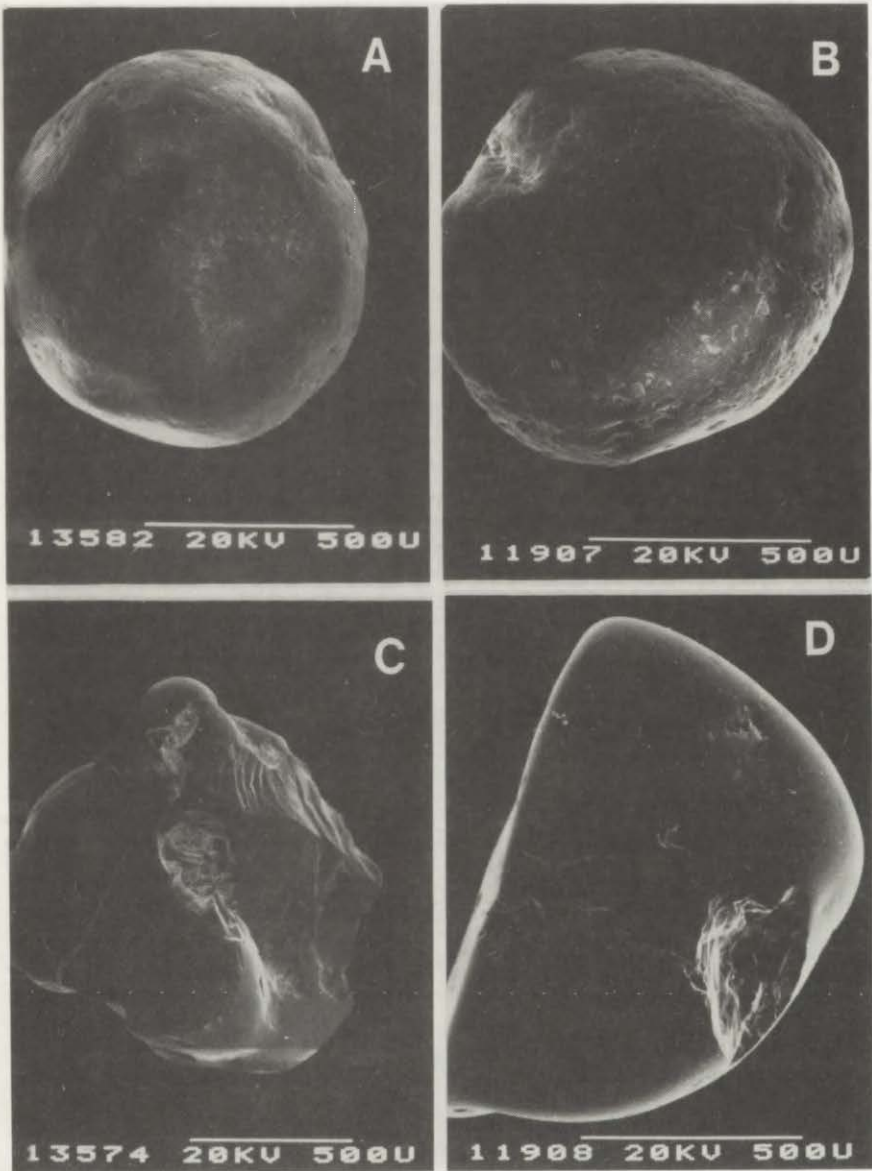
Analiza mikrografów dowiodła, że wszystkie ziarna kwarcowe mają czytelne tekstury powierzchni z cechami diagnostycznymi, pozwalającymi przypisać je określonym środowiskom (Kransley, Doornkamp 1973), z wyłączeniem tych elementów tekstur, które jako pochodne właściwości strukturalnych kryształów kwarcu i źródła ziarna bezpośrednio oddziałują na morfologię powierzchni, np. płaszczyzny i uskoki (Gomez i in. 1988; Mazullo, Magenheimer 1987; Mazullo, Ritter 1991). Wśród cech diagnostycznych dla powierzchni silnie atakowanych

Typy tekstur i sekwencje zmian środowisk kształtowania powierzchni kwarcowych ziarn piasku ze strefy glacyomylonityzacji serii vistuliańskiej w Ujściu nad Narwią

Symbole środowisk i tekstur	Typy tekstur i sekwencje zmian środowiska
W – wietrzenie (chemiczne)	A. Ziarno homogeniczne
E – eoliczne	E
E (W) – eoliczne (ślady wietrzenia chemicznego)	E (W)
G – glacialne	B. Ziarno poligeniczne
F – fluwialne	B <sub>1</sub> . Krótki łańcuch zmian
P – peryglacialne	E→G
→ kierunek zmian	G→E
	W→E
	W→G
	B <sub>2</sub> . Średni łańcuch zmian
	E→G→E
	W→E→G
	W→E→P
	W→E→F
	E(W)→F→G
	B <sub>3</sub> . Długi łańcuch zmian
	W→E→G→E
	E→W→E→G
	G→E→P→F
	W→F→G→W
	W→G→E→G→E
	W→E→G→E→F→E

przez procesy chemiczne pozostają np. szorstkość powierzchni, zjawiska kliważu, dziurki i szczeliny po rozpuszczaniu, dla powierzchni kształtowanych w środowisku glacialnym – przełamy muszlowe i rysy, silne zaokrąglenia naroży i/lub kulistość z zachowaniem pierwotnych wklęsłości przypisana środowisku eolicznemu, pęknięcia mrozowe właściwe ziarnom środowiska peryglacialnego, czy V-kształtne ubytki mechaniczne i bruzdy wzdłużne charakterystyczne dla środowiska fluwialnego, co podnoszą i potwierdzają różni autorzy licznych prac, do nowszych włącznie (np. Kozarski 1972; Krinsley, Doornkamp 1973; Klatkowa 1976; Goździk, Mycielska-Dowgiąło 1982; Gomez i in. 1988; Sharp, Gomez 1986).

Wszystkie wymienione cechy diagnostyczne tekstur obserwowano na analizowanych mikrografach ziarn piasków kwarcowych z Ujścia. Pozwoliły one wyróżnić dwie podstawowe grupy: A – ziarna homogenicznego oraz B – ziarna poligenicznego z trzema podgrupami: B<sub>1</sub> – o krótkim łańcuchu zmian, B<sub>2</sub> – średnim łańcuchu zmian i B<sub>3</sub> – długim łańcuchu zmian (tab. 4). Ziarna homogenicznego jest mało i stanowi ono 20% całej populacji. Ziarno to jest eolicznego pochodzenia (E) lub eolicznego ze śladami wietrzenia chemicznego E (W). Najlicniejszą podgrupę (36%) tworzy ziarno poligeniczne o krótkim łańcuchu zmian (B<sub>1</sub>) W→E, G→E i E→G, a rzadko pojawiają się sekwencje E→P lub F→E. Podgrupa o średnim łańcuchu zmian (B<sub>2</sub>) stanowi 26% całej badanej po-

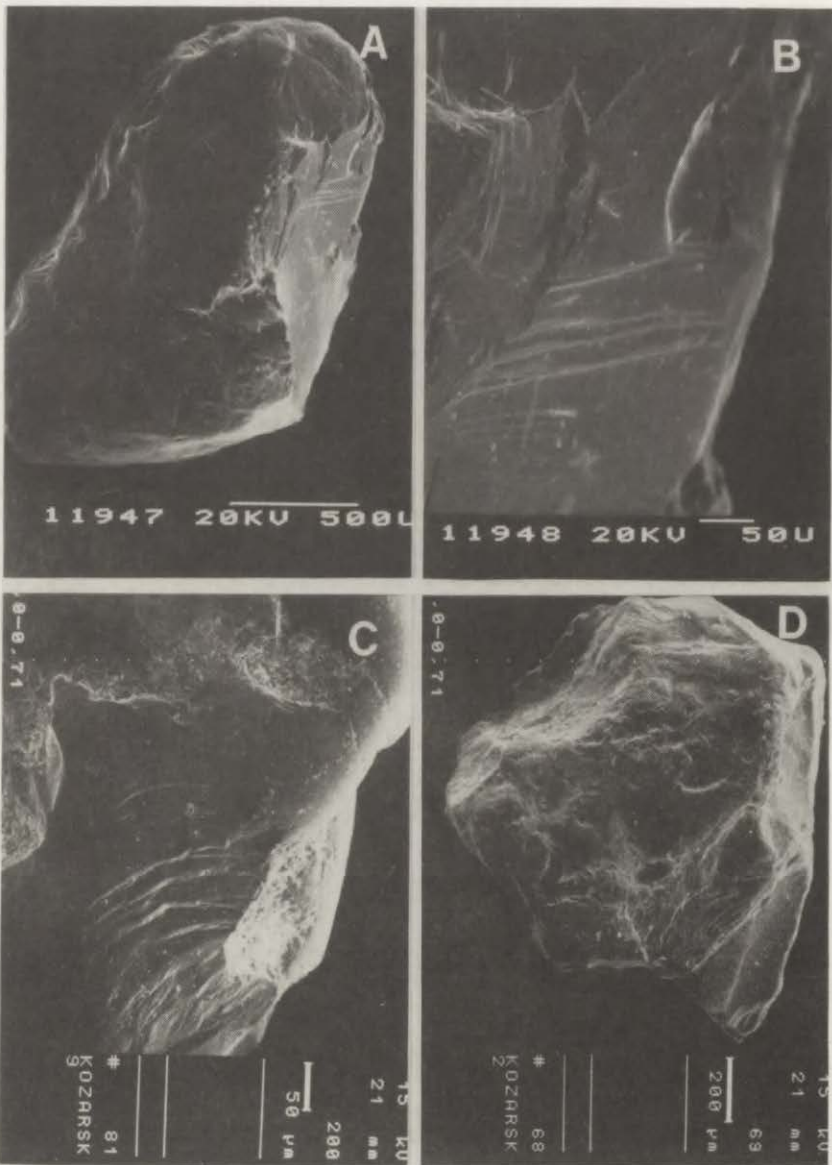


Tablica I. Mikrografy ziaren kwarcu ze strefy glaciomylonityzacji wykonane pod skaningowym mikroskopem elektronowym (SEM)

A – ziarno eoliczne (E) z śladami wietrzenia chemicznego; B – ziarno eoliczne z bardzo dobrze zachowanymi śladami wietrzenia chemicznego E(W); C – ziarno o sekwencji E(W)→G z świeżymi przylamami muszlowymi; D – ziarno o sekwencji E→G z świeżymi ubytkami powstałymi w środowisku glacialnym

Micrographs (SEM) of quartz grains from the glaciomylonitisation zone (Fig. 5)

A – aeolian grain (E) with traces of chemical weathering; B – aeolian grain with very well preserved traces of surface solution and a dish-shaped concavity, E(W); C – grain with a sequence of surface texture changes from E(W)→G (glacial) and-with conchoidal breakage forms; D – grain with a sequence of surface texture changes E→G with fresh conchoidal breakage form

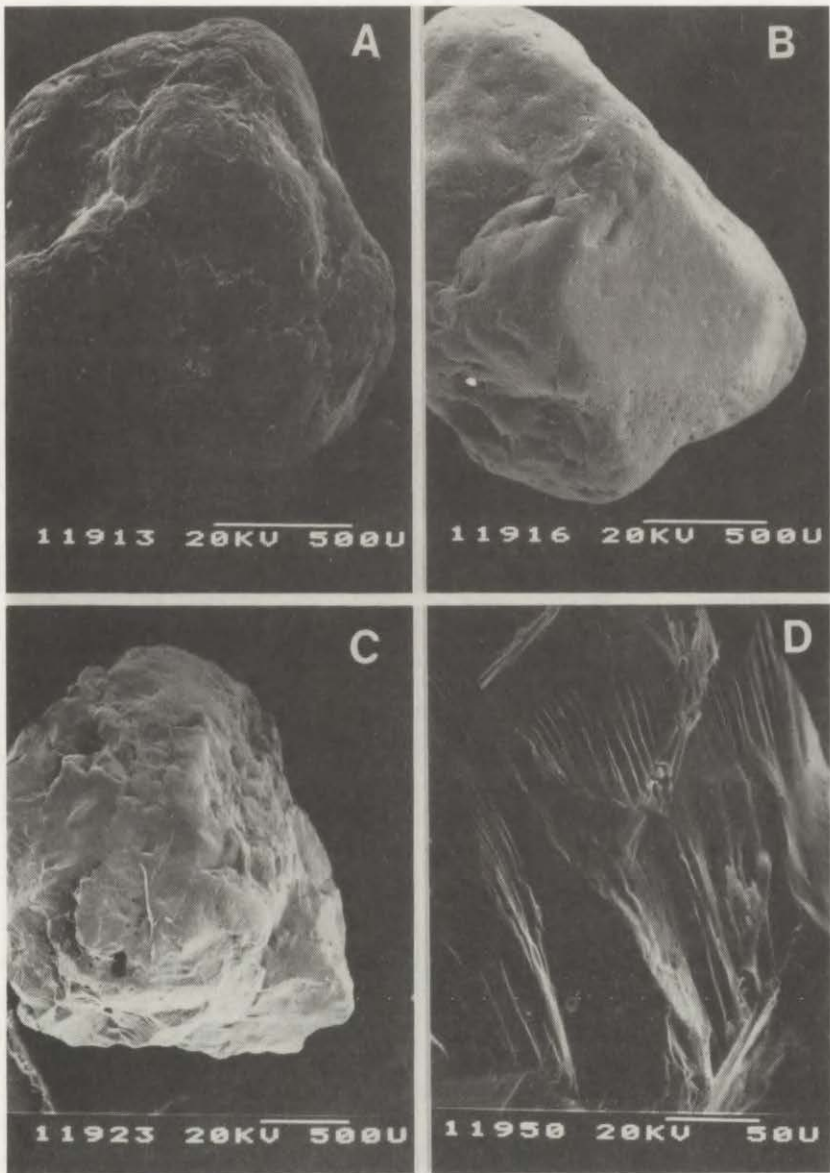


Tablica II. Mikrografy ziaren kwarcu ze strefy glaciomylonityzacji wykonane pod skaningowym mikroskopem elektronowym (SEM)

- A – ziarno o sekwencji E(W)→F→G z dobrze widocznymi świeżymi przetłami muszlowymi na krawędziach bocznych i rysami; B – fragment powierzchni ziarna A ukazujący powiększenie rys; C – świeży przetłam muszlowy w powierzchni ziarna o sekwencji E(W)→G; D – stare przetłamy muszlowe w powierzchni ziarna o sekwencji W→F→G→W

Micrographs (SEM) of quartz grains from the glaciomylonitisation zone (Fig. 5)

- A – glacial grain with a sequence E(W)→F→G with well preserved conchoidal and scratched surface; B – scratched surface from A; C – fresh conchoidal breakage pattern on the surface of a grain with the sequence E(W)→G; D – old conchoidal fracture on the grain surface with the sequence of textures W→F→G→W



Tablica III. Mikrografy ziaren kwarcu ze strefy glaciomylonityzacji wykonane pod skaningowym mikroskopem elektronowym (SEM)

A – ziarno o sekwencji E(W)→F→G z bardzo dobrze zachowanymi śladami wietrzenia chemicznego; B – ziarno o sekwencji W→E→F z licznymi dziurkami po rozpuszczaniu chemicznym; C – ziarno o sekwencji W→G z licznymi strukturami uskokowymi; D – ziarno G ze zróżnicowanymi przełamami muszlowymi

Micrographs (SEM) of quartz grains from the glaciomylonitisation zone (Fig. 5)

A – surface textures of the sequence E(W)→F→G with very well preserved traces of chemical weathering; B – surface textures with the sequence W→E→F and solution depressions; C – surface textures of the sequence W→G with many breakage features; D – glacial grain with varying conchoidal breakage patterns



pulacji i cechuje się dużą liczbą ziarn o sekwencjach  $E \rightarrow G \rightarrow E$ ,  $W \rightarrow E \rightarrow G$ ,  $E(W) \rightarrow E \rightarrow P$ . Najskromniej jest reprezentowana podgrupa o długim łańcuchu zmian ( $B_3$ ) obejmująca 16% analizowanej populacji, a częste w niej sekwencje to  $W \rightarrow E \rightarrow G \rightarrow E$ .

Uderzającą cechą całej populacji jest bardzo duży udział w obydwu grupach (tab. 4) ziarna eolicznego lub noszącego czytelne tekstury eoliczne na dużych fragmentach powierzchni (tabl. I) oraz ziarna z teksturami glacialnymi (tabl. II), które jednakże nie występują samodzielnie, lecz są jedynie ogniwem wykrytych sekwencji zmian (tab. 4). To samo można powiedzieć o teksturach po wietrzeniu chemicznym (tabl. III).

Z przeprowadzonych badań tekstur powierzchni kwarcowych ziarn frakcji grubopiaszczystej, strefy glacijomylonityzacji serii vistuliańskiej w Ujściu, dla rozpatrywanej problematyki nasunięcia chodzieskiego płyną następujące wnioski:

1. Obecność znacznej ilości ziarna eolicznego lub zawierającego częściowo cechy tego środowiska, jako ostatniego ogniwa łańcucha zmian w warstwie glacijomylonityzacji, świadczy o dwuczęściowej przerwie sedymentacyjnej między depozycją dolnej i górnej gliny bazalnej z nałożenia. Część pierwsza charakteryzowała się rozcinaniem dolnej gliny i jej bocznym podcinaniem przez wody roztopowe, o czym świadczą wcześniej wspomniane jej pakiety pogrzebane we fluwioglacjale (Kozarski, Kasprzak 1987). Natomiast część druga, po ustaniu sedymentacji fluwioglacjalnej, była czasem działania procesów eolicznych. Skutki tych procesów są zanotowane, oprócz występowania młodego ziarna eolicznego, również poprzez znajdowane graniaki w stropowej partii warstwy osadów fluwioglacjalnych (Pettersson, informacja ustna).

2. W procesie glacijomylonityzacji podczas nasunięcia chodzieskiego ziarno o sekwencjach zmian tekstury  $W \rightarrow E \rightarrow G$ ,  $E \rightarrow G$  i  $W \rightarrow E \rightarrow G$  nabyło cech ziarna glacialnego ze świeżymi przełamami muszlowymi i rysami. W połączeniu z faktem, że ziarno to stanowi jedynie 14% całej analizowanej populacji wolno sądzić z jednej strony o ograniczonych ciśnieniach, jakie panowały w strefie glacijomylonityzacji, a z drugiej – o dużej zdolności ziarna do przechowywania dawnych cech teksturalnych powierzchni. Tę ostatnią właściwość wcześniej podkreślali już H. Klatkova (1976) oraz J. Goździk i E. Mycielska-Dowgiałło (1982).

3. Występowanie ziarna eolicznego, jak również eolicznego ze świeżymi teksturami glacialnymi w strefie glacijomylonityzacji, obejmującej spąg górnej gliny chodzieskiej, świadczy wraz z wcześniej wykrytymi deformacjami glajotektonicznymi (Kasprzak, Kozarski 1985; Kozarski, Kasprzak 1987) i tzw. starym ziarnie zawartym we fluwioglacjale, o procesie inkorporacji osadów podłoża w stopę nasuwającego się lądolodu i wytwarzaniu glacijomylonitu jako mieszaniny klastów o różnej proveniencji.

Mimo ograniczenia badań do jednego stanowiska oraz analizy tekstury powierzchni tylko 50 ziarn kwarcowych warto zwrócić uwagę, że mikroskopia elektronowa (SEM) przynosić może nadal istotne rezultaty, wspomagające dane lito- i kinetostratygraficzne. Jako komplementarna technika w analizie osadów

nie powinna być stosowana na zasadzie wyłączności i stanowić podstawy przesadnie rozległego wniosku paleogeograficznego (np. Murray D'Orsay, van de Poll 1985) i/lub sedimentologicznego (np. Whalley 1978; Whalley, Krinsley 1974).

#### ZASIĘG MAKROREGIONALNY

W rozpatrywaniu zasięgu nasunięcia chodzieskiego koncentrowano się zgodnie ze stanem danych na jego regionalnym rozprzestrzenianiu, ograniczonym do północno-wschodniej części Niziny Wielkopolskiej z nawiązaniem do Kujaw (Kozarski 1961, 1962; Kasprzak, Kozarski 1985; Kozarski, Kasprzak 1987; Gallon, Roszko 1967; Roszko 1968). Dopiero ostatnio pojawiły się możliwości wyjścia poza region i poszukiwania w interpretacji nasunięcia chodzieskiego uzgodnień z istniejącymi wcześniej lub nowo publikowanymi faktami (Kozarski i in. 1989; Kozarski 1993b).

Najbardziej wartościowe są dane stratygraficzne, pochodzące ze stanowisk, w których nad osadami eemskimi występują dwie (Rühle 1954; Środoń 1954) lub trzy bazalne gliny morenowe z nałożenia (Makowska 1980), albo też z przekrojów wiertniczych pozwalających na rekonstrukcję sekwencji zdarzeń sedimentacyjnych z udziałem warstw takich glin odniesionych do organicznych osadów eemskich (Dąbrowski i in. 1987).

W pierwszej grupie mieszczą się stanowiska w Śmielinie koło Nakła oraz Bągaracie. W Śmielinie górną glinę można interpretować jako zapis nasunięcia chodzieskiego na podstawie faktu, że istniejąca w morfostratygrafii faza poznańska nie posiada zapisu litostratygraficznego w postaci jednostki formalnej (Kozarski 1991a), co wykazano już wcześniej (por. tab. 3), a dolną – jako ślad nasunięcia lądolodu do linii maksimum zasięgu. Natomiast w Bągaracie, jeśli glinę BII (Makowska 1980; fig. 5) traktować jako poziom leszczyński, BIII jako poznański z jego transgresyjnym pochodzeniem na wschód i północ-wschód od Konina, to poziom BIV byłby zapisem nasunięcia chodzieskiego.

W drugiej grupie mieści się przekrój wykreślony na podstawie 6 wierceń na zachód od Piły (Dąbrowski i in. 1987; fig. 4). Ukazuje on dwie bazalne gliny morenowe z nałożenia, zalegające topograficznie wyżej od osadów eemskich. Gliny te w obrębie doliny Gwdy, gdzie w podłożu zalega poziom eemski, zostały usunięte przez erozję, której zapisem jest warstwa piasków gruboziarnistych oraz żwirów z głazami. Dolną glinę należy odnieść do maksymalnego nasunięcia lądolodu, a górną do nasunięcia chodzieskiego, zgodnie z opartym także na innych danych tokiem dowodzenia oraz interpretacją faktów lito- i kinetostratygraficznych.

Z przytoczonych stanowisk i profilu oraz opartych na nich wnioskach wynika, że nasunięcie chodzieskie ma stratygraficznie udokumentowaną pozycję poza Wielkopolską, na północ od Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, i wolno je uznać w schemacie litostratygraficznym za jednostkę o randze fazy (tab. 3) w skali makroregionalnej. Wspomagają ten pogląd wcześniej cytowane (Uniejewska i in.

1979) dane litostratygraficzne z Wysoczyzny Krajeńskiej i najnowsze z Ziemi Dobrzyńskiej (Wysota 1992, 1993, 1994), gdzie korelowana z fazą (subfazą) chodzieską subfaza kujawska jest traktowana jako awans czoła łądolodu dowiedziony litostratygraficznie przez samodzielny poziom bazalnej gliny z nałożenia i glacijotektonity, a morfostratygraficznie przez formy marginalne i drumliny.

Potwierdzony odmienny kierunek nasunięcia łądolodu podczas fazy chodzieskiej może być użyty jako ważny argument wspierający hipotezę rozwoju kopuł marginalnych w obrębie ostatniego łądolodu, sformułowaną przez E. Lagerlurda (1987), ewentualnie koncepcją przemieszczania się centrum zlodowacenia z zachodu na wschód podaną przez J. Ehlersa (1990).

Zasięg czoła łądolodu podczas fazy chodzieskiej, wyznaczające go spiętrzone moreny czołowe oraz glacijotektonity, stwarzają jeszcze jeden istotny problem, który powinien być rozstrzygany przez szczegółowe badania indywidualnych obiektów. Jest nim obecność geomorfologicznych i geologicznych dowodów, na krótkich odcinkach, powstawania lodowców wypustowych, które wysuwały się z linii szerszego frontu czoła na przedpole. Sytuację taką odwzorowuje spiętrzone morena czołowa oraz glacijotektonit koło Chodzieży (Kozarski 1959; Kozarski i in. 1989), a na Ziemi Dobrzyńskiej drumliny i glacijotektonity w rynnach oraz zamykające je wały i pagórki marginalne (Wysota 1992, 1993, 1994). Ślady występowania lodowców wypustowych nasuwają interpretację, że tworzące je partie lodu poruszały się szybciej od pozostałych części łądolodu i tworzyły zindywidualizowane strumienie lodu (Kozarski 1967). Jest rzeczą prawdopodobną, na co po raz pierwszy w odniesieniu do obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce zwrócił uwagę M. Pasierbski (1984), że opisywane sytuacje przypominają szarże lodowcowe (Jania 1993). Układ zespołu form, wałów spiętrzonych moren czołowych oraz zagłębień końcowych, a także krótkich rynien i przełomu centralnego (Kozarski i in. 1989; ryc. 2) zdaje się wskazywać, że powodem szarży mogły być tutaj warunki hydrologiczne i stan podłoża, tzn. jego nieprzepuszczalność wywołana wieloletnią zmarzliną, na którą nasunął się język lodowcowy. Te dwa warunki są uwzględniane wśród koncepcji przyczyn szarży, rozpatrywanych szeroko przez J. Janię (1993). W przypadku Ziemi Dobrzyńskiej istniejąca rzeźba rynien może być brana pod uwagę jako potencjalna przyczyna szarży, albo przyspieszonego ruchu lodu lodowcowego (miniszarży, Jania 1993) podczas nasunięcia chodzieskiego.

Biorąc pod uwagę istniejące dane morfostratygraficzne, litostratygraficzne, petrograficzne oraz pozycję gliny chodzieskiej w stosunku do osadów eemskich, a także rozległość terytorialną nasunięcia chodzieskiego, należy zwrócić uwagę, że nasunięcie to musi być traktowane odmiennie w systemach morfostratygraficznym i litostratygraficznym, tzn. odpowiednio jako subfaza i faza (tab. 3). Ustalając rangę nasunięcia chodzieskiego w systemie litostratygraficznym, przy okazji nasuwa się potrzeba zaproponowania ładu terminologicznego dla określania jednostek litostratygraficznych górnego plenivistulianu północno-zachodniej Polski.

W bogatej, nowszej literaturze przedmiotu daje się zauważyć, że:

1) na określenie jednostki dokumentującej maksymalny zasięg ostatniego, tj. północnopolskiego lądolodu, stosuje się najczęściej takie określenia, jak: stadiał główny, stadiał bez przymiotnika, stadiał leszczyński lub leszczyńsko-poznański, faza leszczyńska;

2) nie oddziela się wyraźnie jednostek, należących do dwóch różnych systemów, poprzez używanie terminów nie odzwierciedlających ich właściwej rangi.

Dlatego w opracowanym schemacie (tab. 3) przedstawiono obok siebie obydwa systemy, morfo- i litostratygraficzny z propozycją hierarchizacji jednostek. Ponieważ w przypadku morfostratygrafii chodzi o stany przestrzenne i zarazem czasowe glacji, zanotowane w ciągach form marginalnych odwzorowujących położenie czoła lądolodu podczas jego maksymalnego zasięgu, a później zaniku, to rzeczą słuszną wydaje się używanie terminu faza(y) na określenie tych jednostek, które występują w skali całego obszaru zlodowaczonego, a terminu subfaza(y) – na oznaczenie jednostek o zasięgu regionalnym. Natomiast w litostratygrafii kryterium oceny rangi jednostki wywodzi się z jednej strony z reprezentującej ją tzw. jednostki formalnej, a więc samodzielnej bazalnej gliny morenowej z nałożenia (Kozarowski 1991a), a z drugiej – jej odniesienia do schematu stratygraficznego z udziałem kryteriów paleobotanicznych. Dla naszego przypadku transgresja lądolodu do linii maksymalnego zasięgu była zdarzeniem, które nastąpiło między paleobotanicznie udokumentowanym (Tobolski 1984) poziomem organicznym Konin–Maliniec II, który jako interwał (Kozarowski 1981a) stanowił zapewne zakończenie interstadiału denekamp, a ociepleniem kamion, któremu B. Manikowska (1991) jest skłonna nadać rangę interstadiału. W tej sytuacji bazalna glina morenowa z nałożenia, stanowiąca sedimentologiczny zapis tego zdarzenia, jest jednostką odpowiadającą stadiałowi. Stąd używać się powinno nazwy stadiał (stadium) leszczyński(e), a jednostki niższe w hierarchii określać jako fazy, gdy posiadają własną jednostkę formalną w postaci gliny bazalnej z nałożenia o mniejszym rozprzestrzenieniu. W ten sposób stadium leszczyńskie ma swój odpowiednik w *Brandenburger Stadium*, a faza poznańska we *Frankfurter Staffel* niemieckiego systemu stratygraficznego górnego plenivistulianu (Cepek 1972).

#### LITOFACJALNE I GEOMORFOLOGICZNE ZRÓŻNICOWANIE STREFY MARGINALNEJ FAZY POMORSKIEJ

Strefa marginalna fazy pomorskiej w północno-zachodniej Polsce, jako jedna z głównych linii zasięgu ostatniego lądolodu, budzi stałe zainteresowanie geologów i geomorfologów. W najnowszym okresie badań szczególną uwagę poświęcono: 1) litofacjalnemu zróżnicowaniu osadów, 2) geomorfologicznemu wykształceniu zespołów form, 3) stanowi dynamicznemu czoła lądolodu oraz 4) pozycji litostratygraficznej fazy pomorskiej (np. Karczewski 1989, 1994; Kłysz 1990, 1991; Kozarowski 1978, 1981b, 1995a; Maksiak, Mróz 1978). Zróżnicowanie

litofacjalne i geomorfologiczne ma regionalny charakter. Inne osady i formy dominują w strefie zasięgu lobu Odry, a inne na obszarze środkowego Pomorza w strefie tzw. Garbu Pomorskiego.

W strefie marginalnej lobu Odry, na odcinku między granicą państwa a Barlinkiem, zwraca uwagę przede wszystkim litologiczne wykształcenie moren czołowych. Wcześniejsze badania (Kozarski 1965 i dawna literatura) oraz najnowsze obserwacje (Kozarski 1995a) dowodzą, że tłoki głazowe, z których są zbudowane moreny czołowe, mają znaczenie diagnostyczne dla południowej części lobu Odry zarówno w Polsce, jak i w Niemczech, oraz dostarczają istotnych faktów dotyczących oceny stanu dynamicznego czoła lądolodu oraz rekonstrukcji procesu powstawania ablacyjnych moren czołowych.

Na odcinku Stara Rudnica–Moryń moreny czołowe wyznaczające południowy zasięg lobu Odry są wykształcone jako niskie wały o wysokości względnej 5–12 m, długości od 200 do 500 m, a szerokości od 50 do 350 m. W miejscu spotkania się krótkich łuków tych form (Golice) wysokości względne rosną do 17 m. Charakterystyczne wśród moren czołowych jest występowanie owalnych i elipsoidalnych zagłębień bezodpływowych, równoległe do wałów, jak również obecność podwójnych grzbietów w większych wałach (Kozarski 1978). Znaczna część zagłębień, które mają głębokość od 5 do 10 m, jest wypełniona wodą. Płytsze są albo częściowo, albo też całkowicie wypełnione osadami organicznymi – gytią i torfem. Jest też niewielka grupa suchych zagłębień, zawierających jedynie cienką pokrywę osadów ze spłukiwania na stokach i dnie (Kozarski, Nowaczyk 1992).

W przekrojach poprzecznych wały często wykazują asymetrię, z łagodnym stokiem dystalnym (południowym) nachylonym pod kątem 5–12° i stromym proksymalnym (północnym) o nachyleniu 9–21°. Duże nachylenia stoku proksymalnego występują w miejscach pojawiania się wytopisk.

Ciąg moren czołowych między Starą Rudnicą a Moryniem wyróżnia się przede wszystkim swoją budową wewnętrzną. Tworzące go tłoki głazowe o miąższości średnio od kilku do kilkunastu metrów, maksymalnie osiągają 28 m (Golice). Tłoki mają zróżnicowane matriks, rozmiary, koncentrację i orientację klastów. Biorąc pod uwagę te kryteria można tłoki głazowe, uznane za allochtoniczne gliny spływowe, podzielić na trzy litofacje (Kozarski 1995a):

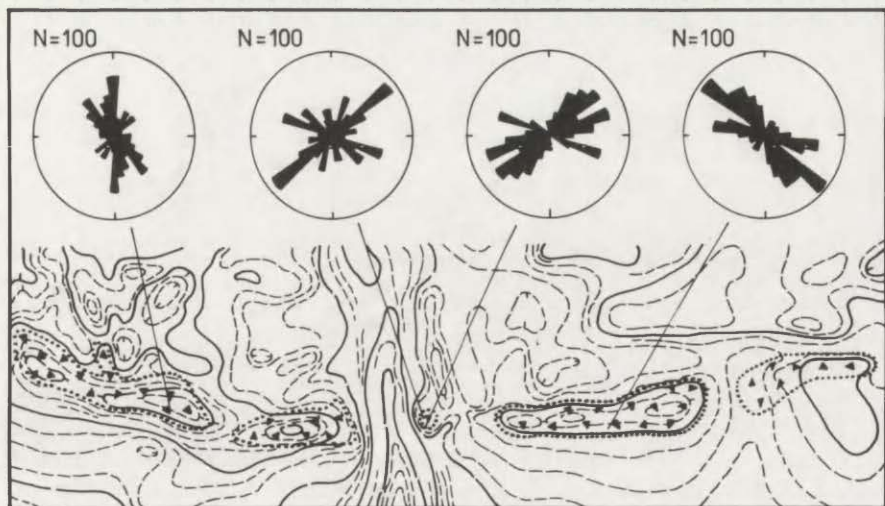
- 1) tłoki głazowe z gliniastym matriks i dużą koncentracją klastów  $\geq \varnothing 0,5$  m;
- 2) tłoki głazowe złożone z dużych i średniej wielkości klastów o umiarkowanej koncentracji, z mułkowym do gliniastego matriks;
- 3) tłoki głazowe złożone z klastów średniej wielkości z matriks piaszczystym i mułkowym.

Wszystkie megaklasty są półgraniaste. Na powierzchni części z nich są widoczne przełamany muszlowe i/lub pęknięcia, czasem jedna lub dwie ostre krawędzie, ogładzone i porysowane lica. Większość tłoków głazowych znaleziono w szczytowych i dystalnych częściach wałów ablacyjnych moren czołowych (Kozarski 1978, 1981b). Megaklasty nie mają wyraźnej orientacji w ułożeniu. Jednakże

posiadają ją klasty frakcji zwirowej, które wykazują wyraźną orientację dłuższych osi (ryc. 6), gdy matriks jest gliniaste lub mułkowe. Orientacja jest niezależna od przebiegu osi morfologicznej wałów. Natomiast w przypadku stoków zagłębień bezodpływowych do głębokości 3 m, obserwuje się wyraźną preferencję orientacji dłuższych osi klastów (ryc. 7), zgodną z kierunkiem nachylenia stoku (Kozarski 1978, 1981b, 1995a). Inną właściwością jest zmienność orientacji dłuższych osi zależnie od jednostki sedimentacyjnej gliny spływowowej w badanych sekwencjach (ryc. 8).

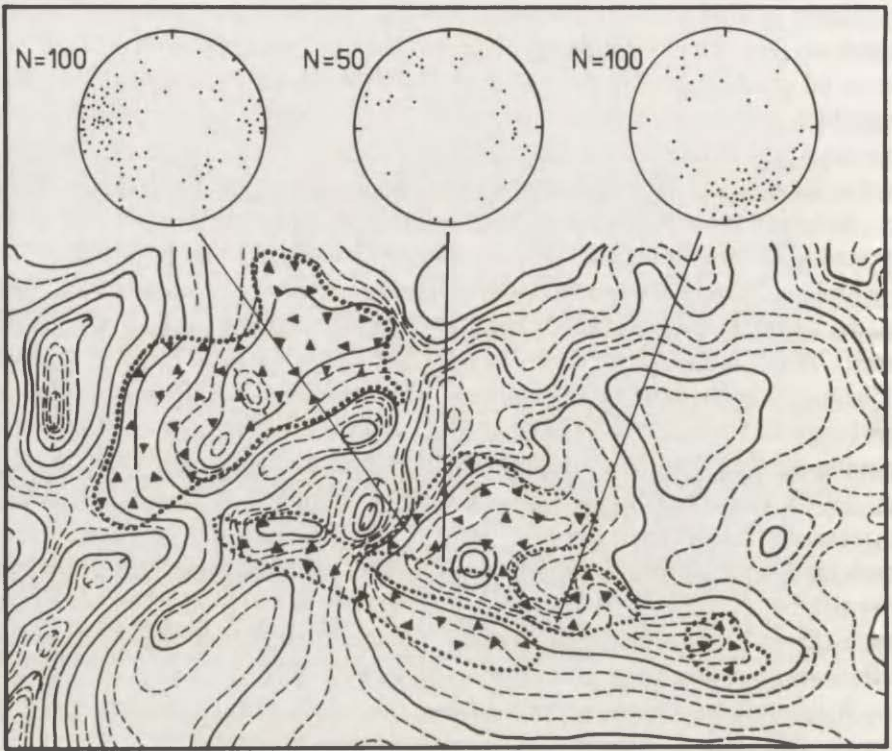
Zmienna w zależności od miejsca występowania orientacja dłuższych osi głązików wskazuje na zróżnicowanie spływu tłoków podczas depozycji i redepozycji. Ten ostatni proces wywołany topnieniem trzonów lodowych podczas powolnej recesji czoła lądolodu, nie stwarzał warunków do utrzymania wspólnego kierunku przemieszczania się pokryw ablacyjnych, a tym samym nie ma nic wspólnego z lokalnym ruchem mas lodowych w obrębie lobu Odry (Kozarski 1978). Dlatego wątpliwe są rekonstrukcje kierunku ruchu lądolodu wykonywane na podstawie pomiarów dłuższych osi głązików w ablacyjnych morenach czołowych (Price 1961; Raukas i in. 1971). Ten sceptycyzm uzasadniają również badania orientacji klastów w różnych lądowych osadach glaciogenicznych (Dowdeswell, Sharp 1986) i doświadczenia uzyskane z badania wałów lodowo-morenowych na Spitsbergenie (Kozarski 1975).

W kilku stanowiskach litofacja tłoków głązowych, budujących ablacyjne moreny czołowe, zawiera lub jest stowarzyszona z ciałami piaszczystymi o zróżnicowanej wielkości. Występują one w dwóch postaciach: 1) jako przewrócone,



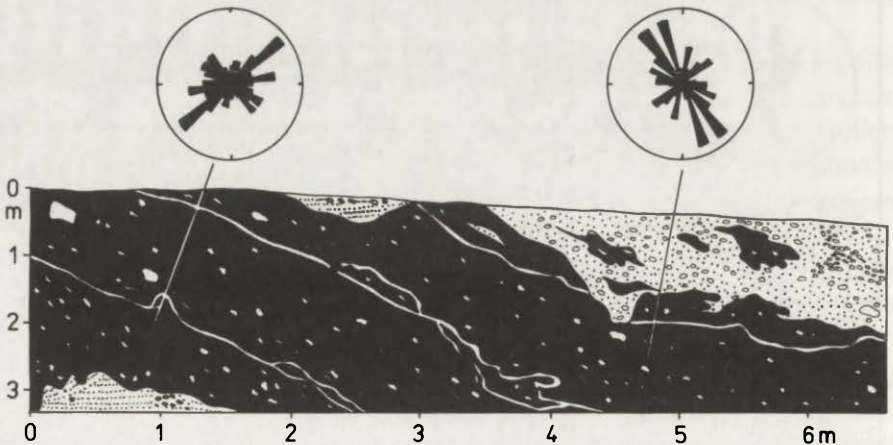
Ryc. 6. Żelichów. Orientacja dłuższych osi klastów w ablacyjnej morenie czołowej fazy pomorskiej (wg Kozarskiego 1978)

Żelichów. Preferred orientation of clasts in the ablation end moraine of the Pomeranian phase (after Kozarski 1978)



Ryc. 7. Golice. Orientacja dłuższych osi i upady klastów w ablacyjnej morenie czołowej fazy pomorskiej (wg Kozarskiego 1978)

Golice. Preferred orientation and dip of clasts in the ablation end moraine of the Pomeranian phase (after Kozarski 1978)



Ryc. 8. Żelichów. Zróżnicowanie orientacji dłuższych osi klastów w jednostkach sedimentacyjnych glin spływowych ablacyjnych moren czołowych fazy pomorskiej (wg Kozarskiego 1978)

Żelichów. Till fabric differentiation in flow-till units of ablation end moraines of the Pomeranian phase (after Kozarski 1978)

pionowo warstwowane pakiety o miąższości do 1 m, zaburzone grawitacyjnie (uskoki), rozrywające ciągłość glin sphywowych oraz 2) jako małej grubości, do 20 cm, warstwowane soczewki, wypełniające bruzdy w obrębie gliny sphywowej z łokiem gławowym. Pierwsza grupa ciał piaszczystych powstała w warunkach zaniku trzonów lodowych przy równoczesnym sphywaniu glin i akumulacji osadów piaszczystych przez nisko energetyczny sphyw wód roztopowych. Druga grupa ciał piaszczystych świadczy o przerwach w sphywie glin z łokami gławowymi, które były wykorzystane przez sphyw bruzdowy wód roztopowych pochodzących z ablacji trzonów lodowych (Kozarski 1978, 1995a).

Szczegółowe badania dowodzą, że ablacyjne moreny czołowe powstawały w kilku fazach (Kozarski 1978, 1995a), tzn. 1) dostawy materiału morenowego w płaszczynach ślizgu na powierzchnię czoła lodowca, 2) jego grawitacyjnego sphywu i koncentracji w najniższej części czoła, 3) wyodrębnienia z czoła trzonu lodowego i powstania wału lodowo-morenowego oraz 4) zaniku trzonu lodowego i redepozycji pokrywy ablacyjnej gliny sphywowej, z równoczesnym powstawaniem ciał piaszczystych w obrębie łoków gławowych. Proces depozycji glin sphywowych wykształconych w postaci allochtonicznych łoków gławowych był bardzo efektywny, skoro ich maksymalna miąższość sięga 28 m. Tak duża efektywność była uzależniona od dwóch zmiennych, czasu i dostawy materiału, oraz znamionowała okres równowagi dynamicznej, jaką uzyskało czoło ładolodu (Kozarski 1987a, b). Stan ten sprzyjał również obfitej akumulacji fluwiogłacialnej na przedpolu, co wyraziło się powstaniem rozległego sandru.

Równowaga czoła ładolodu podczas fazy pomorskiej jest odnotowana również na obszarze środkowego Pomorza, gdzie w północno-wschodnim zakończeniu lobu Odry A. Karczewski (1994) wykrył krawędź sedimentacyjną o wysokości 8–26 m między jeziorem Piesna a Waliszewem oraz formy po wałach lodowo-morenowych, wyznaczające zasięg czoła ładolodu. Ten stan jest również zarejestrowany przez łoki gławowe budujące wewnętrzną, pomorską morenę czołową na linii Kluczewo–Chlebowo–Ostrowice (Kłysz 1990, 1991). Podczas fazy pomorskiej ze stopy aktywnego ładolodu była również odkładana bazalna glina morenowa z nałożenia (Maksiak, Mróz 1978; Kłysz 1990), która w litostratygrafii stanowi poziom przewodni i decyduje o samodzielności fazy pomorskiej jako jednostki formalnej.

#### OCENA STANU DYNAMICZNEGO ŁADOLODU

Proces zaniku ostatniego ładolodu w północno-zachodniej Polsce jest dyskutowany przede wszystkim z punktu widzenia dwóch modeli: 1) deglacjacji frontalnej i 2) deglacjacji arealnej.

Model pierwszy, oparty na szczegółowym kartowaniu geomorfologicznym w podziale 1:25 000 (Kozarski 1962, 1965) oraz badaniach litofacjalnych osadów i form stref marginalnych na wybranych odcinkach (Kasprzak, Kozarski 1984, 1985, 1989, 1991; Kozarski 1987a, b, 1991a; Kozarski, Kasprzak 1987; Ka-



sprzak 1988, 1995; Kłysz 1990), ujmuje proces deglacjacji jako recesję aktywnego lądolodu ze stanami dynamicznej równowagi między alimentacją a ablacją oraz stanami transgresji wywołanymi przewagą alimentacji nad ablacją. Fazy rozpadu lądolodu na lód martwy są w tym modelu ograniczone do wąskich stref marginalnych oraz ich bezpośredniego zaplecza, a także lokalnych obniżen powierzchni. Są one wyrazem ujemnego bilansu masy lodowej i powolnego odstępowania czoła lądolodu.

Model drugi, oparty na kartowaniu przeglądowym w różnych skalach (np. Bartkowski 1963, 1964, 1967) lub na badaniu osadów i form fragmentów strefy marginalnej środkowego Pomorza (Karczewski 1989, 1994), zakłada szeroko-strefowy rozpad lądolodu na pola martwego lodu. Faza aktywnego lodu jest w tym modelu minimalizowana, do negowania obecności synchronicznych glajcotektonitów w strefach marginalnych ostatniego lądolodu włącznie (Bartkowski 1969).

Zebrane doświadczenia badawcze ostatniej dekady, opublikowane w wyżej cytowanych pracach, oraz nowe wyniki badań dowodzą, że pozytywnie weryfikuje się model pierwszy. Lądolód w ogólnym procesie recesji, przyjmując nowe linie zasięgu czoła, pozostawał aktywną masą lodu o zróżnicowanej dynamice w obrębie linii postojowych tego samego wieku oraz między tymi liniami. Świadczą o tym poniższe fakty.

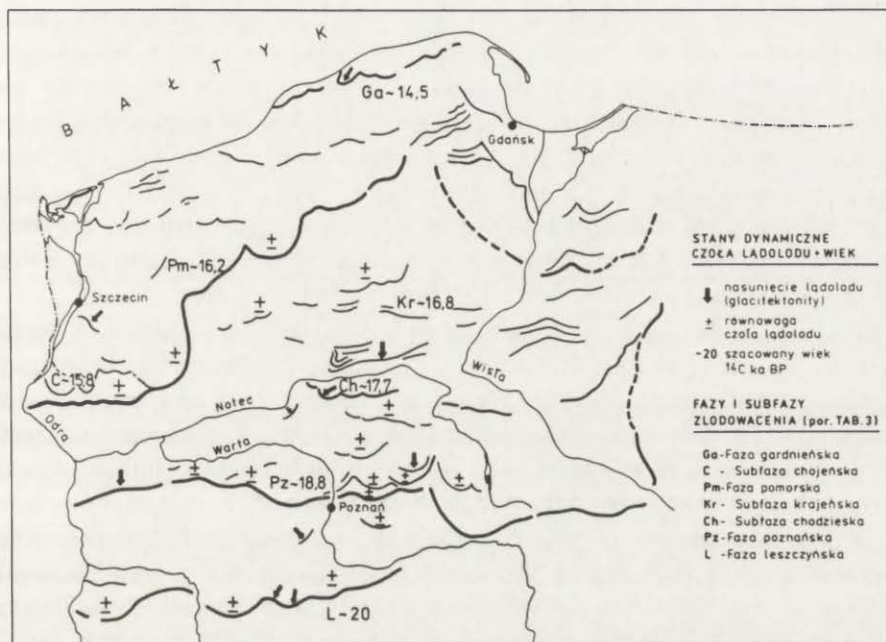
1. Współwystępowanie w tych samych strefach marginalnych glajcotektonitów oraz zespołów facjalnych osadów o cechach diagnostycznych wskazujących na pochodzenie od lodu aktywnego (Kozarski 1987a).

2. Obecność mezoglacjotektonitów i stref glajcomylonizacji na kontakcie bazalnej gliny morenowej z nałożenia z osadami podłoża na zapleczu wszystkich zbadanych dotąd linii zasięgu czoła ostatniego lądolodu, a także kierunkowe uporządkowanie dłuższych osi głazików w tej glinie.

3. Występowanie stref zaburzeń glajcotektonicznych i spiętrzonych moren czołowych, form strumieniowych oraz geomorfologicznego zapisu lodowców wypustowych.

Lądolód podczas fazy maksymalnego zasięgu w południowo-zachodniej Wielkopolsce na długiej przestrzeni uzyskał stan dynamicznej równowagi (ryc. 9). Jedynie lokalnie, koło Włoszakowic (Kasprzak, Kozarski 1991) oraz Osiecznej (Kasprzak 1985a, b), dochodziło do awansu czoła, które wywołało spiętrzenie podłoża w położeniu międzylobowym lub przez lodowiec wypustowy. Po maksimum zasięgu lądolód odstępował spokojnie z nielicznymi postojami w obrębie lobu Sławy Śląskiej (Kasprzak, Kozarski 1991; Kasprzak 1995) czy Gułtowych na wschód od Poznania. O lokalnym awansie czoła w tym czasie w postaci lodowca wypustowego można mówić w przypadku spiętrzonych moren czołowych Wielkopolskiego Parku Narodowego. Zagadnienie to wymaga jednak dalszych badań szczegółowych.

Wielką strefą dynamicznej równowagi czoła lądolodu jest strefa marginalna fazy poznańskiej (ryc. 9). Wzdłuż zrównoważonego przez ablację czoła rozgry-



Ryc. 9. Stany dynamiczne czoła ostatniego łądolodu w północno-zachodniej Polsce podczas deglacjacji

Dynamic states of the last ice-sheet margins along major extension lines during deglaciation of northwestern Poland

wały się wtedy na dużą skalę procesy akumulacji fluwioglacjalnej, która jest zapisana w postaci sandrów, krawędzi sedymentacyjnych (Kasprzak, Kozarski 1984) wałów i pagórków marginalnych (Kasprzak 1988), które ciągną się dalej na zachód od Poznania do okolic Międzyrzecza, a na wschód od Poznania na Wysoczyźnie Gnieźnieńskiej. W obrębie tej strefy zaburzenia glaciotektoniczne spotyka się lokalnie koło Poznania (Karczewski 1961) i na Ziemi Lubuskiej (Żynda 1967). Nie ma dotychczas przekonujących dowodów na awans czoła łądolodu podczas fazy poznańskiej na dużej przestrzeni, tzn. od okolic Konina po granice państwa. Sugerowane przez D. Krzyszkowskiego (1994) nasunięcie łądolodu w tym czasie z kierunku NE jest oparte na wątych podstawach litostratygraficznych (tzw. glina bytyńska), które nie sprawdzają się na obokległym obszarze testowym (Ceradz Kościelny), oraz na ograniczonych lokalnie faktach kinostatygraficznych. Te ostatnie to pomiary dłuższych osi głązików wykonane w bazalnej glinie morenowej z nałożenia koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984), które głównie posłużyły D. Krzyszkowskiemu do ustalenia kierunku ruchu łądolodu. Jednakże w łobach, jak wiadomo (Kozarski 1991a; Kasprzak, Kozarski 1991), pojawiają się lokalne kierunki ruchu, które są czasem różne od kierunku regionalnego i nie mogą stanowić podstawy do ustalania głównego kierunku transgresji mas lodowych.

Po fazie poznańskiej frontalne odstępowanie czoła lądolodu jest wyraziście odwzorowane w układzie stref marginalnych północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej (Kozarski 1962; Rotnicki 1963). Występujące tutaj zespoły wałów i pagórków marginalnych wskazują na akumulację fluwioglacjalną na powierzchni najniższej części czoła, a więc krótkie stany jego równowagi, które należy traktować jako etapy zaniku aktywnego lądolodu (Kozarski 1991a), a nie oscylacje z głębszym cofnięciem (Kozarski 1962). Wyjątek stanowią oscylacje czarnkowska i ryszewska, których moreny czołowe w swoim wnętrzu kryją struktury glaciektonektoniczne (Kozarski 1962; Niewiarowski 1993).

Wydarzeniem w skali makroregionalnej było nasunięcie chodzieskie, przedstawione obszernie w niniejszej pracy. Cały istniejący zapis lito- i kinetostratigraficzny oraz geomorfologiczny nie pozostawia cienia wątpliwości, że był to awans czoła lądolodu (ryc. 9) z nowego kierunku (ENE) w porównaniu z transgresją do linii zasięgu maksymalnego, potwierdzony także przez lokalny zespół form po lodowcu wypustowym koło Chodzieży.

Uporządkowane, frontalne wycofywanie aktywnego lądolodu ujawniają również liczne ciągi form marginalnych na północ od Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej (Kozarski 1962; Roszko 1968; Pasierbski 1973) z obecnością glaciektonektonów i spiętrzonych moren czołowych (Szupryczyński 1958; Pasierbski 1973). Faza pomorska, jak to wcześniej uzasadniono, była także fazą aktywnego lądolodu, a więc nasunięcia z odłożeniem samodzielnego poziomu bazalnej gliny morenowej oraz równowagi dynamicznej czoła po uzyskaniu linii wyznaczonej przez ciąg zróżnicowanych litofacjalnie osadów i zespołów form (ryc. 9). Podobnie jak w innych strefach marginalnych, także w tej formy i osady po martwym lodzie są ograniczone przestrzennie (Kozarski 1965, 1978, 1981b, 1995a; Marsz 1973; Siemianowski 1973; Tamulewicz 1973; Kłysz 1990, 1991) przede wszystkim do obszarów występowania ablacyjnych moren czołowych, proksymalnych części sandrów oraz obniżień rynien glacialnych i zagłębień końcowych. Istnieją jednakże sugestie (Siemianowski 1973; Karczewski 1989, 1994), które wskazują, na podstawie takich lub podobnych faktów, na deglacjację arealną w obrębie fazy pomorskiej jako podstawowy model deglacjacji. Wydaje się, że bardziej trafna była wcześniejsza sugestia A. Karczewskiego (1985), według której deglacjacja po maksimum fazy pomorskiej była procesem zróżnicowanym z preferencją dla frontalnego odstępowania lądolodu.

O aktywnym czole lądolodu po fazie pomorskiej świadczą również wyraźnie wykształcone strefy marginalne subfazy chojeńskiej (Kozarski 1965) i strefy młodsze od nich (Karczewski 1968) znamionujące zanik lobu Odry. Podobny stan dynamiczny do fazy pomorskiej miało czoło lądolodu w strefie wybrzeża podczas fazy gardnieńskiej z wyraźnym awansem zanotowanym przez spiętrzone moreny czołowe i samodzielny poziom bazalnej gliny morenowej z nałożenia (Petelski, Szukalski 1983; Rotnicki, Borówka 1994).

W świetle przytoczonych faktów zanik ostatniego lądolodu poprzez jego zamieranie strefowe, ze strefami martwego lodu o szerokości mierzonej dziesiątkami

mi kilometrów (Bartkowski 1969), jest hipotezą, która się nie sprawdza, a model deglacjacji arealnej o cechach uniwersalnych dla całej północno-zachodniej Polski jest niemożliwy do przyjęcia. Dlatego wcześniejsza koncepcja deglacjacji zróżnicowanej z preferencją dla frontального zaniku aktywnego lądolodu (Kozarski 1962, 1991a; Roszko 1968; Kasprzak, Kozarski 1984, 1989; Kozarski, Kasprzak 1987, 1992) sprawdza się lepiej.

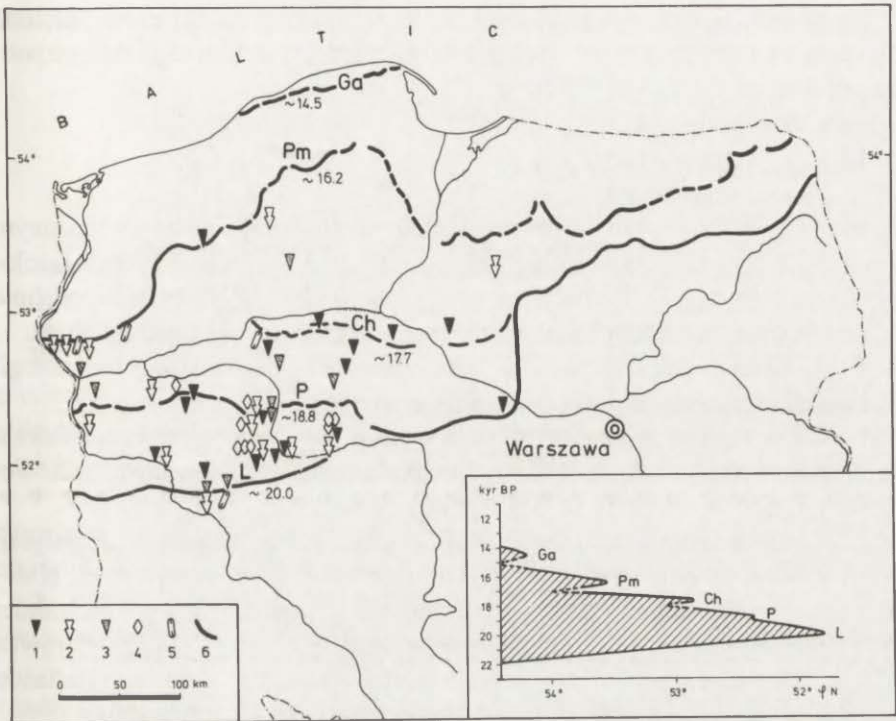
## CHRONOLOGIA DEGLACJACJI

Ustalanie chronologii deglacjacji ma dwojakie znaczenie. Pozwala ono bowiem z jednej strony umiejscowić w określonym przedziale czasu maksimum rozwoju czasy lądolodu i jej zaniku jako ważnego wydarzenia paleogeograficznego, a z drugiej – pośrednio aproksymować okresy agradacji wieloletniej zmarzliny w strefach ekstraglacialnych, szczególnie w proksymalnych częściach sandrów, zawierających syngenetyczne kliny wtórnego wypełnienia, stowarzyszone z licznymi szczelinami po kontrakcji termicznej. Oznacza to, że oszacowanie wieku stacjonowania czoła lądolodu w poszczególnych fazach czy subfazach zawiera równocześnie informację o czasie działania procesów zachodzących w podłożu pod wpływem gwałtownych spadków temperatury i dużych gradientów termicznych w niskich przedziałach temperatur ujemnych.

W ustalaniu chronologii bezwzględnej zaniku ostatniego lądolodu w północnej Polsce stosuje się niekalibrowaną skalę radiowęglową ( $^{14}\text{C}$ ). Pierwszą próbę w tym zakresie, zmierzającą do pośredniego określenia wieku zmieniających się linii zasięgu lądolodu podczas deglacjacji, podjęto (Kozarski 1986) na podstawie: a) radiowęglowo wydatowanych osadów organicznych (Pazdur, Walanus 1979), znalezionych pod vistuliańską bazalną gliną morenową z nałożenia w Koninie–Malińcu (Stankowska, Stankowski 1979); b) korelacji moren czołowych fazy gardnieńskiej w strefie wybrzeża z tzw. Low Baltic Stadial (Mörner i in. 1977); c) wyliczonej średniej rocznej wielkości recesji oraz d) korelacji szacowanego wieku radiowęglowego z podobnymi szacunkami w krajach ościennych i profilu kluczowym w Grand Pile (Mörner 1981). Dla linii maksymalnego zasięgu przyjęto wtedy wartość około 20 ka BP, dla fazy poznańskiej 18,4 ka, subfazy chodzieskiej 17,2 ka, fazy pomorskiej 15,2 ka i fazy gardnieńskiej 13,2 ka BP.

Podobna próba podjęta nieco później (Liszkowski 1987) i oparta również na danych radiowęglowych osadów organicznych, występujących pod osadami i na osadach ostatniego zlodowacenia, przyniosła nieco inne rezultaty, gdyż dla maksimum zasięgu około 18,8 ka, fazy poznańskiej 17,6 ka, fazy pomorskiej 14,8 ka i fazy gardnieńskiej 13 ka BP.

Praktycznie bez zmian można pozostawić szacunek wieku maksymalnego zasięgu lądolodu (stadał leszczyński) około 20 ka BP z pierwszej próby (Kozarski 1986). Nowe dane (Rotnicki, Borówka 1989) urealnijają ten wiek na około 20,5 ka $\pm$ 0,5 BP. Natomiast zasadnicza zmiana musi być dokonana w strefie



Ryc. 10. Rozmieszczenie w północno-zachodniej Polsce najważniejszych stanowisk struktur peryglacialnych wskaźnikowych dla wieloletniej zmarzliny oraz krzywa zaniku ostatniego lądolodu w niekalibrowanej skali radiowęglowej

1 – epigenetyczne struktury klinów z wypełnieniem wtórnym; 2 – syngenetyczne struktury klinów z wypełnieniem wtórnym; 3 – struktury klinów z wypełnieniem pierwotnym; 4 – sieci wieloboków szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym; 5 – ukierunkowane wytopiska nalodziowe; 6 – główne linie zasięgu lądolodu podczas deglacjacji z podaniem szacowanego wieku radiowęglowego

Distribution of main sites in NW Poland with the occurrence of periglacial features indicative of permafrost. Insert: Time-distance diagram of the last ice sheet in NW Poland

1 – epigenetic ice-wedge casts; 2 – syngenetic ice-wedge casts; 3 – sand wedges; 4 – network systems of sand-wedge polygons; 5 – oriented icing depressions; 6 – major last ice-sheet positions and their estimated radiocarbon age

wybrzeża dla fazy gardnieńskiej, której wiek przyjmowano (Kozarski 1986) na 13,2 ka BP, jako jedną z podstaw konstrukcji krzywej ostatniego zlodowacenia (tzw. *time-distance diagram*). Biorąc pod uwagę nową chronologię deglacjacji w rejonie Öresund-Kattegat (Lagerlund, Houmark-Nielsen 1993) oraz rozmieszczenie nowych stanowisk osadów organicznych datowanych  $^{14}\text{C}$  w strefie wybrzeża polskiego i na sąsiednim szelfie (Rotnicki, Borówka 1991, 1994; Kramarska, Uścińowicz 1992; Kramarska 1993), których wiek mieści się w przedziale 14 060±220 lat do 13 800±270 lat BP należy przyjąć za K. Rotnickim i R. K. Borówką (1994), że faza gardnieńska ma szacunkowo wiek około od 14,5 do 14,3 ka BP.

Na podstawie wyliczonej średniej wielkości rocznej recesji czoła lądolodu (51 m) można aproksymować wiek pozostałych głównych linii jego zasięgu podczas deglacjacji od  $\leq 20$  ka BP na:

- 18,8 ka – faza poznańska,
- 17,7 ka – subfaza chodzieska,
- 16,2 ka – faza pomorska

i ująć je w nowym, poprawionym diagramie (ryc. 10). Diagram ten z wyrażonym w nim wiekiem różni się w szczegółach od estymacji wieku linii zasięgu lądolodu dokonanej przez K. Rotnickiego i R. K. Borówkę (1994), prawdopodobnie z powodu innej, wyliczonej średniej rocznej wielkości recesji czoła lądolodu.

W charakterze komentarza do wyżej przytoczonej, szacunkowej chronologii deglacjacji można sformułować następujące wnioski:

1. Nadal istnieje zbieżność między wiekiem maksimum zasięgu lądolodu (faza leszczyńska) i fazą poznańską a ochłodzeniami wydatowanymi radiowęglowo przez N. A. Mörnera (1981) w profilu Grand Pile.

2. Nowe badania dowodzą, że ogólne, klimatyczne przyczyny deglacjacji znajdują odzwierciedlenie w brzeżnych strefach lądolodu, co przejawia się podobieństwem wieku radiowęglowego faz zimnych i ociepleń w jego zachodniej (Alm 1993) i południowej, tj. środkowoeuropejskiej części (Rotnicki, Borówka 1994), a także chronologii deglacjacji wschodniej Danii, południowego Hallandu i zachodniej Skanii (Lagerlund, Houmark-Nielsen 1993; Humlum 1994).

3. Mogą pojawić się nowe komplikacje w estymacji wieku maksimum nasunięcia lądolodu (faza leszczyńska), gdyż ostatnio znaleziono na środkowym Pomorzu osady organiczne o radiowęglowym wieku  $20\ 280 \pm 240$  lat BP (Nowaczyk, informacja ustna). Jeśli zostaną wykryte dalsze stanowiska osadów organicznych o zbliżonym wieku radiowęglowym w granicach obszaru pokrytego ostatnim lądolodem, to maksimum nasunięcia trzeba będzie interpretować jako wyjątkowo szybką szarżę (*surge*), albo też szukać nowych podstaw estymacji jego wieku. Szybka transgresja ostatniego lądolodu jest zresztą od dawna podnoszona (Kozarski 1981a; Liedtke 1981), ale przyjmowane dotąd  $\sim 2$  ka jako czas glacji obszaru od Skanii po linię maksymalnego zasięgu wydaje się jeszcze zbyt długi.

4. Chronologie deglacjacji w niekalibrowanej skali radiowęglowej są nadal niedokładne, gdyż w kalibrowanej skali  $^{14}\text{C}$  (Bard i in. 1990) przed 9 ka BP wszystkie daty są systematycznie młodsze od wieku U–Th. Maksymalna różnica wynosi około 3,5 ka dla dat około 20 ka BP i odpowiednio 1,9 ka dla 17 ka oraz około 1,5 ka dla około 10 ka BP (Bard i in. 1990, tab. 1, s. 407).

## EKSPANSJA DZIEDZINY PERYGLACJALNEJ NA OBSZAR VISTULIAŃSKIEJ DEGLACJACJI

W dotychczasowych opracowaniach dotyczących zjawisk peryglacjalnych w granicach ostatniego zlodowacenia i zmiany warunków środowiska związanych z deglacją Niżu Północnoeuropejskiego rozpatrywano i proponowano trzy modele tej zmiany (Kozarski 1993a).

1. Zmiana gwałtowna lub nawet skok klimatyczny od klimatu glacialnego do klimatu umiarkowanego bez warunków sprzyjających powstawaniu wieloletniej zmarzliny na obszarze deglacji (Büdel 1944, 1950; Poser 1948; Troll 1948).

2. Zmiana od warunków glacialnych do peryglacjalnych z nawrotami okresów zimnych, które zaznaczyły się w przeobrażaniu rzeźby w związku z obecnością wieloletniej zmarzliny. Zimne okresy występowały w późnym vistulianie, a szczególnie w młodszym dryasie lub nawet wcześniej podczas fazy pomorskiej (Dücker 1954; Lembke 1954; Dylík 1956; Pierzchałko 1956; Lembke i in. 1970; Liedtke 1981).

3. Zmiana od warunków glacialnych do peryglacjalnych z klimatem sprzyjającym powstawaniu wieloletniej zmarzliny podczas górnego plenivistulianu i zimnych stadiów późnego vistulianu (Kliewe 1968, Kozarski 1971, 1974, 1993a; Karte 1979, 1987; Goździk 1986, Böse 1991). Ten model z pewnymi zastrzeżeniami przyjął także H. Liedtke (1993).

Model trzeci weryfikowano w latach 1991–1994 posługując się przede wszystkim nowymi danymi, które zebrano podczas badań na obszarze północno-zachodniej Polski i uzupełniono danymi z literatury.

Inwentarz zjawisk peryglacjalnych na tym obszarze wykazuje znaczną różnorodność. Zawiera on charakterystyczne struktury deformacyjne oraz specyficzne osady i formy powstałe w środowisku peryglacjalnym (tab. 5). Zmienna jest częstotliwość występowania zjawisk peryglacjalnych oraz ich wartość wskaźnikowa. Jednakże w całości stanowią one bogaty zapis świadczący o: a) okresowo zmiennych, bardzo zimnych lub zimnych oraz bardzo suchych, suchych lub półsuchych warunkach klimatycznych, b) wykształceniu się wieloletniej zmarzliny w obszarze deglacji, c) intensywnej działalności wiatru, a także zaczątkach funkcjonowania peryglacjalnego systemu denudacyjnego. Zostaną one omówione w wyborze, biorąc pod uwagę ich znaczenie w rekonstrukcji środowiska okresu ~20 ka do 10 ka BP.

Wśród struktur peryglacjalnych najważniejsze są szczeliny i kliny zmarzli-



## Inwentarz zjawisk peryglacjalnych występujących na obszarze deglacjacji w północno-zachodniej Polsce

Typ zjawisk	WZ	Występowanie			Często- tliwość
		geomorfologiczne	układ	litologia	
Struktury					
Kliny zmarzlinowe wypełnienia wtórnego epigenetyczne i syngenetyczne Szczeliny mrozowe epigenetyczne i syngenetyczne	+	sandry, terasy, stożki napływowe sandry, terasy	wieloboczny prosty lub wieloboczny	piaski, żwiry piaski, żwiry	średnia średnia
Kliny zmarzlinowe wypełnienia pierwotnego	+	wysoczyzny morenowe	wieloboczny (duże sieci)	bazalna glina morenowa	duża
Ortogonalne mikrosieci po lodzie gruntowym	+	opuszczone koryta roztokowe, sandry	mikrosieciowy	mułki, piaski	sporadyczna
Inwolucje Kliny (żyły) gruntowe		sandry, terasy sandry, terasy	komórkowy prosty lub wieloboczny	mułki, piaski, żwiry piaski, żwiry	rzadka sporadyczna
Osady					
Pokrywy geliflukcyjne Rytmy stokowe Less masywny, laminowany (skrytolaminowany) i smugowany Eoliczne piaski pokrywowe		stoki stoki moreny czołowe, wysoczyzny, sandry, stoki wysoczyzny morenowe, sandry, stoki	płaty płaty płaty duże płaty	piaski, mułki, żwiry drobne piaski, mułki pyły, bardzo drobny piasek piaski	średnia sporadyczna lokalna powszechna
Eologliptolity		wysoczyzny morenowe, sandry, terasy	powierzchniowy	powierzchnie piaszczyste	bardzo duża
Pokrywy terasowe		terasy peryglacjalne	płaski, rozległy	piaski, żwiry	powszechna
Formy					
Ukierunkowane wytopiska nalodziowe	+	proksymalne części sandrów	na planie koryt roztokowych	piaski, żwiry	średnia
Doliny płaskodenne		krawędzie pradolin, dolin i sandrów	prosty	wcięte w różne osady	duża
Niecki denudacyjne Terasy rzeczne		krawędzie pradolin i dolin pradolin i dolin	rozległe, płaskie powierzchnie łukowy, paraboliczny,	piaski i żwiry	duża powszechna
Wydmy		terasy, sandry, wysoczyzny	pojedynczy, pola wydmowe	piaski	bardzo duża

we z wypełnieniem wtórnym, sieci wieloboczne szczelin z wypełnieniem pierwotnym oraz kopalne ślady warstwy czynnej. Wszystkie z nich wskazują na agradację wieloletniej zmarzliny, która towarzyszyła deglacjacji, obejmując sukcesywnie obszar północno-zachodniej Polski opuszczany przez ostatni lądolód.

## ZJAWISKA WSKAŹNIKOWE OBECNOŚCI WIELOLETNIEJ ZMARZLINY

### WIELOBOKI SZCELIN MROZOWYCH Z WYPEŁNIENIEM PIERWOTNYM

Kliny z piaszczystym wypełnieniem pierwotnym jako fragmenty układów wielobocznych znajdowano najczęściej w środkowozachodniej Polsce oraz sporadycznie na Pomorzu (Kozarski 1971, 1974, 1993a; Nowaczyk 1972, 1991; Goździk 1986; Bogdański, Kijowski 1990; Górska i in. 1992). W pierwszej fazie badań opisano je przede wszystkim jako struktury analizowane w odślonięciach, także we fragmentarycznie odkrywanym układzie poziomym. W drugiej fazie prac badawczych wykryto sieci wieloboczne, co pozwoliło zwrócić uwagę na ich geometrię na większych powierzchniach (Bogdański, Kijowski 1990; Kozarski 1993a).

Ustalono, że kliny z pierwotnym wypełnieniem piaszczystym:

- 1) występują w bazalnych glinach morenowych, pokrywających wysoczyzny, a okazjonalnie znajdowane są także w osadach teras peryglacialnych;
- 2) ich układ jest najczęściej tetragonalny i pentagonalny, a rozmiary wieloboków wahają się od 3,95 do 6,10 m (Kozarski, 1993a oraz tab. 6);
- 3) w przekrojach pionowych posiadają zmienny kształt, rozpoczynając się strukturą kieszeniową o szerokości 0,5–0,7 m, która na głębokości 0,3–0,9 m jest już wykształcona jak regularny klin zakończony szczeliną;
- 4) są wypełnione materiałem o cechach piasków eolicznych (Kozarski 1971, 1974, 1993a; tab. 2 i 3).

Obecnie, w trzeciej fazie badań, zastosowano w większym zakresie technikę kolorowych zdjęć lotniczych do poszukiwania sieci wieloboków szczelin mrozowych na dużych powierzchniach. W tym celu, podczas bardzo suchej wiosny w czerwcu 1992 r., wykonano specjalne naloty w pasie o szerokości 25 km i długości 60 km na południe od Poznania, pomiędzy liniami maksimum zasięgu i fazy poznańskiej ostatniego lądolodu. Na fotografiach wykonanych w skali 1:1000, 1:2500 i 1:5000 wykryto 10 pól sieci wieloboków szczelin mrozowych o zróżnicowanej długości boków powierzchni bloków poligonalnych oraz ilości generacji szczelin (tab. 6). Oprócz tego na standardowych, czarno-białych zdjęciach lotniczych (zdjęcia nr 299/88/1 wyk. 30 lipca 1982 r., nr inw. 3365/2 i 3364/4, PIG Centr. Arch. Geol., Arch. Map., skala około 1:25 000) wykryte zostały także mniejsze zespoły wieloboków na zachód od Poznania, bezpośrednio na przedpolu linii zasięgu fazy poznańskiej ostatniego lądolodu pomiędzy miejscowościami Ceradz Kościelny i Brzoza oraz na zapleczu tej linii w okolicy Tarnowa Podgórnego 1 km na zachód od wsi Góra (ryc. 10).

Analiza geometrii systemów wielobocznych dowodzi, że podobnie jak we wcześniej badanych sieciach tych struktur (Bogdański, Kijowski 1990; Kozarski

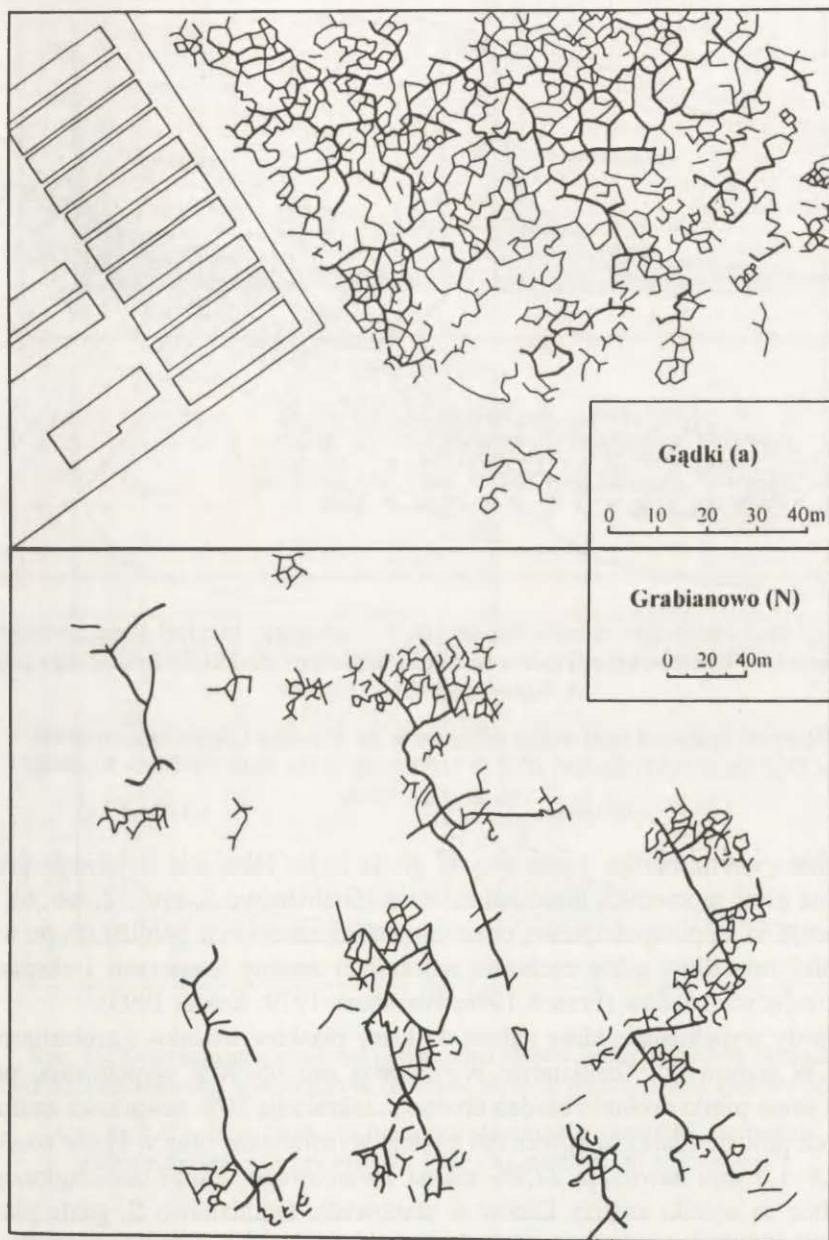
Parametry systemów sieci wieloboków szczelin mrozowych rozwiniętych w obrębie wysoczyzn na południe od Poznania

Lokalizacja	Liczba wieloboków	Generacje	Średnia wieloboku	
			długość boku (m)	powierzchnia (m <sup>2</sup> )
Dobczyn Książa	121	1	11,2	197,3
		2	7,4	53,9
Gądki (a)	307	1	5,4	23,0
		2	4,3	11,2
		3	3,3	6,2
Gądki (b)	207	1	6,3	33,5
		2	4,2	10,0
Gorzyczki	1123	1	11,2	111,1
		2	7,7	33,9
Grabianowo N	66	1	10,6	201,6
		2	6,2	37,1
Grabianowo S	505	1	17,2	297,0
		2	5,5	17,5
Pigłowice (a)	108	1	13,6	252,4
		2	8,7	66,4
Pigłowice (b)	192	1	12,7	202,5
		2	8,5	67,1
Srocko	311	1	13,9	113,8
		2	6,5	18,4
Winnagóra	137	1	14,1	309,5
		2	6,3	63,6

1993a) ich cechami znanymi są: 1) układy tetragonalne lub co najmniej paraortogonalne (Lachenbruch 1962) i pentagonalne (ryc. 11, 12) oraz 2) zróżnicowanie ilości generacji szczelin w poszczególnych sieciach; bywa, że jest to jedna generacja, ale większość sieci wykazuje obecność dwóch lub trzech generacji szczelin (ryc. 11, 12; tab. 6).

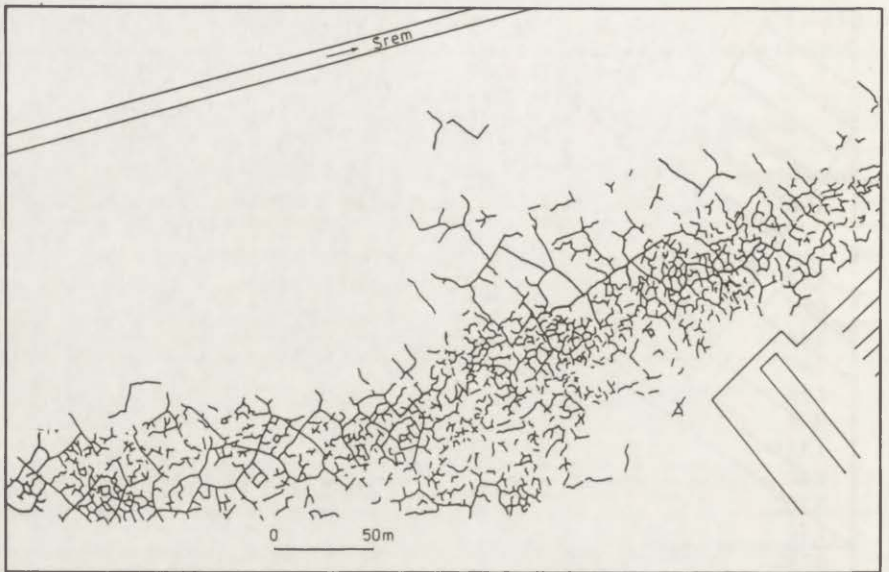
Rozmiary wieloboków (ryc. 13; tab. 6) oraz ich zapis geologiczny nie pozostawiają wątpliwości co do tego, że wykryte sieci wieloboków szczelin powstały w wyniku kontrakcji termicznej.

Dwa pola systemów wielobocznych, Grabianowo N i Grabianowo S (ryc. 11, 12; tab. 6), były badane w różnych intersekcjach w specjalnie wykonanych szybkach. W przekrojach pionowych systemowi poligonalnemu widocznemu na zdjęciach lotniczych odpowiadają kliny z wypełnieniem piaszczystym, występujące w bazalnej glinie morenowej z cienką pokrywą piaszczystą 0,3-0,5 m, która ma właściwości pokrywy ablacyjnej. Kliny mają długość do 1,9 m, szerokość do 0,8 m w części najwyższej, a bezpośrednio pod nią 0,2 do 0,3 m. Ich kształt jest zróżnicowany. Znaczna część klinów rozpoczyna się na głębokości około 0,5 m formą kieszeniową (Grabianowo N; tab. 6). Niżej pojawia się klin właściwy zwężający się ku dołowi. Jednakże część klinów posiada przewężenia oraz bar-



Ryc. 11. Sieci wieloboków szczelin mrozowych w vistuliańskiej bazalnej glinie morenowej z nałożenia (stadium leszczyńskie) na południe od Poznania (odrysy ze zdjęć lotniczych 1:1000 Gądkki (a) i 1:5000 Grabianowo (N) wykonanych w dniu 9 czerwca 1992 r.)

Network systems of sand-wedge polygons in the Leszno lodgement till to the south of Poznań (drawings after air photographs in the scale of 1:1000 Gądkki (a) and 1:5000 Grabianowo (N) taken on June 9, 1992)



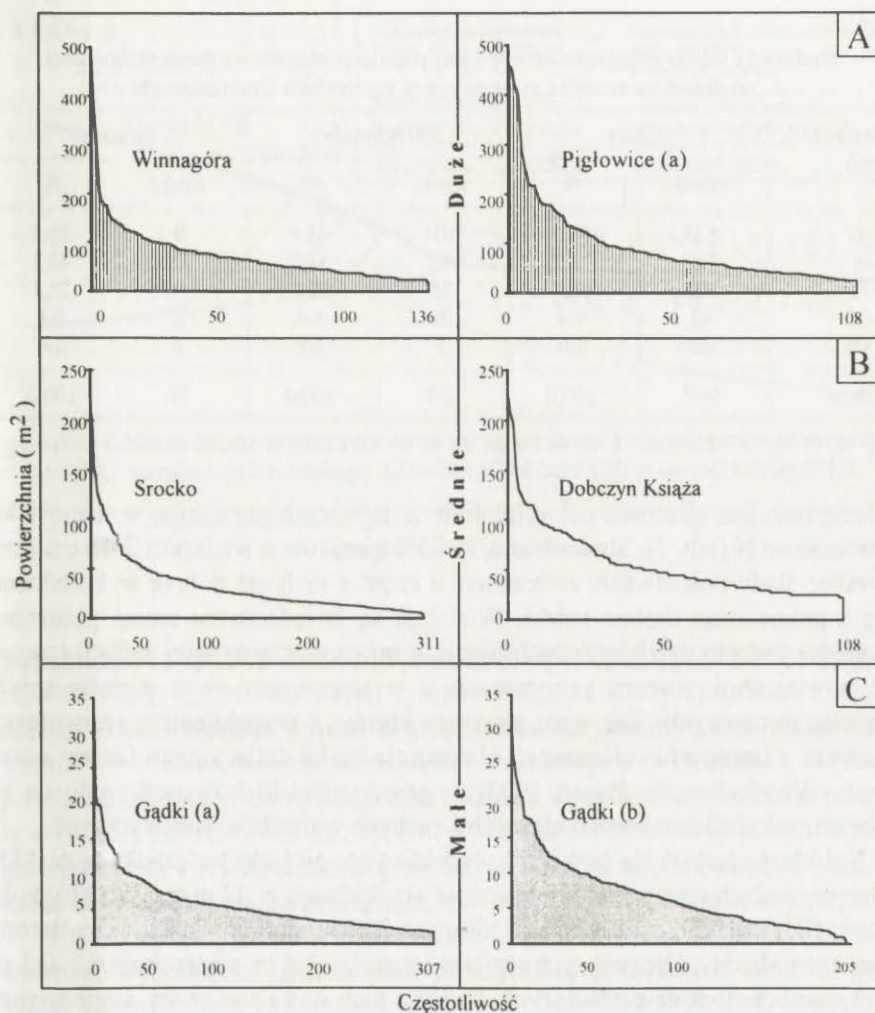
Ryc. 12. Sieć wieloboków szczelin mrozowych w vistuliańskiej bazalnej glinie morenowej z nałożenia w Grabianowie (S) (odrys ze zdjęcia lotniczego ok. 1:1000 wykonanego przez A. Kijowskiego 27.06.1983 r.).

Network system of sand-wedge polygons in the Vistulian Leszno lodgement till at Grabianowo (S) (drawing after air photograph in the scale 1:1000 by Kijowski on June 27, 1983)

dzo nieregularne brzegi. Bywa też, że górna część klina jest zamknięta przez bazalną glinę morenową, nieco spiaszczoną (Grabianowo S, ryc. 12; tab. 6), co wskazuje na jej postgenetyczne, poziome przemieszczenie w pobliżu stropu wieloletniej zmarzliny, gdzie zachodzą najczęściej zmiany temperatur i ekspansji zamarzających osadów (French 1976; Washburn 1979; Koster 1993).

Osady wypełniające kliny należą do klasy piasków średnio- i gruboziarnistych. W stanowisku Grabianowo N stanowią one 85–90% wypełnienia, przy czym same piaski drobne i bardzo drobne przekraczają 50% zawartości analizowanych próbek. Piaski są dobrze lub średnio wysortowane oraz w klasie wielkości 0,8–1,0 mm zawierają 27,9% ziarna kwarcowego dobrze zaokrąglonego. Podobne są wyniki analizy klinów w stanowisku Grabianowo S, gdzie piaski średnio- i drobnoziarniste stanowią 71%, a bardzo drobne dodatkowo 15% wypełnienia. Piaski są tutaj średnio wysortowane i zawierają także dużo (28,5%) dobrze obtoczonego ziarna kwarcowego o wielkości 0,8–1,0 mm.

Porównanie wyżej wymienionych parametrów piasków wypełniających kliny z takimi samymi parametrami piasków ablacyjnych pokrywających bazalną glinę morenową wysoczyzny, w której są wykształcone omawiane systemy wieloboczne szczelin mrozowych, wykazują mniejszą zawartość piasków średnio- i drobnoziarnistych, gorsze wysortowanie oraz mniejszą o 12% zawartość ziarna okrągłego o średnicy 0,8–1,0 mm. Równocześnie parametry piasków wypełnień



Ryc. 13. Zróżnicowanie wielkości powierzchni bloków poligonalnych w sieciach oraz ich częstotliwości wskazujące na obecność różnych generacji sieci wielobocznych

Area (m<sup>2</sup>) of polygon blocks vs frequency showing the variety of generations within polygonal network systems, large (A), medium (B) and small (C)

są zbliżone do tych, jakie charakteryzują piaski wydymowe. Nasuwa się więc wniosek, że wypełnianie elementarnych szczelin kontrakcji termicznej przez piasek transportowany eolicznie było procesem współodpowiedzialnym za rozwój i fosylizację klinów. Mechanizm ten jest dobrze znany z kopalnych i współczesnych struktur klinów z wypełnieniem pierwotnym i może prowadzić do pionowej laminacji pasków wypełniających kliny (np. Black 1976; Kolstrup 1986, 1987; Harry, Goźlik 1988; Dijkmans 1989; Nissen, Mears 1990).

Dodatkowym argumentem świadczącym o intensywnej działalności procesów eolicznych na powierzchni bloków poligonalnych i przewiewaniu piasków

Wielkość i udział eologliptolitów w całej populacji klastów na powierzchni sieci wieloboków szczelin mrozowych w stanowisku Grabianowo N

Wielkość (cm)	Klasty		Eologliptolity		Graniaki	
	sztuki	%	sztuki	%	sztuki	%
2–4	533	55,7	104	43,5	9	23,1
4–6	260	27,2	82	34,3	18	46,1
6–8	102	10,7	26	10,9	9	23,1
8–10	42	4,4	20	8,4	2	5,1
> 10	20	2,0	7	2,9	1	2,6
Razem	957	100,0	239	100,0	39	100,0

ablacyjnych jest obecność eologliptolitów i dojrzałych graniaków w stanowisku Grabianowo N (tab. 7). Stwierdzono, że 25% głazików o wielkości 2–16 cm nosi wyraźne ślady polerowania eolicznego, a część z nich ma dobrze wykształcone lica i granie oraz drobne rowki. Wielolica są świadectwem zmian położenia głazików podczas działalności szlifującej, a zarazem intensywnej deflacji i nagości powierzchni obszaru powstawania i występowania sieci wielobocznych szczelin mrozowych. Tak więc struktury klinów z wypełnieniem pierwotnym piaskami z transportu eolicznego i obecnością bruku deflacyjnego (*desert pavement* – Vandenberghe, Pissart 1993) na powierzchni bloków poligonalnych są dobrym wskaźnikiem bardzo zimnych i suchych warunków klimatycznych.

Struktury szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym rzadko są znajdowane w osadach rzecznych. Ich obecność stwierdzono w 42 m terasie Odry koło Słubicy (Kłysz 1969) oraz w terasie bifurkacyjnej Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej koło Mosiny. Długość tych struktur sięga 0,6–1,8 m, a szerokość 0,2–0,3 m w przypadku struktur najdłuższych. Część z nich wykazuje cechy syngenetycznego rozwoju z charakterystycznymi rozszerzeniami w poziomach przerw sedymentacyjnych. Natomiast struktury epigenetycznych klinów z wypełnieniem pierwotnym, we wszystkich znanych dotąd przypadkach są proste w kształcie i tworzą grupę o najmniejszych długościach.

#### WIELOBOKI SZCZELIN MROZOWYCH Z WYPEŁNIENIEM WTÓRNYM

Szczeliny kontrakcji termicznej oraz pseudomorfozy klinów lodowych należą do często występujących zjawisk w sandrach i peryglacialnych terasach (ryc. 10; tab. 5). We wszystkich badanych przypadkach (Kozarski 1993a) mają naturę epigenetyczną lub syngenetyczną. Kliny zmarzlinowe w planie tworzą systemy ortogonalne lub paraortogonalne. Odstęp między tymi strukturami mierzony w odstępach średnio wynosi 7 m. Jednakże są też wieloboki, których rozmiary mierzone na zdjęciach lotniczych osiągają 20–30 m (Kozarski 1993a). Długość pojedynczych struktur epigenetycznych, syngenetycznych klinów z wtórnym





W piaskach i żwirach fluwialnych, teras peryglacialnych i stożków aluwialnych przeważają szczeliny kontrakcji termicznej (Kozarski 1971, 1993a; Kozarski i in. 1988; Nowaczyk 1991; Vandenberghe i in. 1994). Syngenetyczne kliny w pokrywach fluwialnych spotyka się rzadziej, jednakże osiągają one znaczne długości do 3,2 m i szerokości 0,55 m (Kozarski 1971). W materiale otaczającym kliny występują liczne mikrouskoki grawitacyjne, a w osiowej części żyły osadu nieprzesortowanego, wnikającego z byłej warstwy czynnej. Zaburzenia uskokowe oraz żyły świadczą o wypełnianiu wtórnym klina z góry i z boku podczas wytapiania lodu gruntowego.

Kliny z wypełnieniem wtórnym oraz kopalne szczeliny kontrakcji termicznej występując na sandrach i terasach peryglacialnych dowodzą, że w obrębie tych form dochodziło do powstawania lodu gruntowego i agradacji wieloletniej zmarzliny. O powstawaniu lodu na powierzchni sandrów w warunkach istnienia zmarzliny świadczą również ukierunkowane wytopiska nalodziowe (ryc. 10). Znalaziono je na sandrach związanych z wszystkimi głównymi liniami zasięgu ostatniego lądolodu (Kozarski 1975, 1993a).

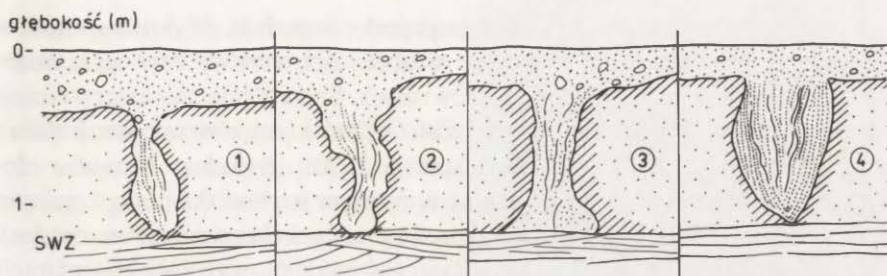
#### ŚLADY KOPALNEJ WARSTWY CZYNNEJ I KLINY GRUNTOWE

Zjawiskiem powszechnym jest na obszarze deglacjacji w Polsce północno-zachodniej silne przeobrażenie stropowych partii osadów. Objawia się ono całkowitym zanikiem warstwowania na przykład osadów fluwialnych i glaciofluwialnych, heterogenicznością składu mechanicznego i silną dekalcyfikacją na głębokość średnio od 0,5 do 1,2 m. Przyjmuje się, że przeobrażenie to jest wynikiem bioturbacji, ale w znacznie większym stopniu działalności mrozu (Kowalkowski 1990). Chodzi tu nie tylko o współczesne zimowe działanie mrozu, ale w znacznie większym stopniu o intensywne peryglacialne zamarzanie gruntu w późnym plenivistulianie i jego przemieszczanie się masywne oraz indywidualnych cząstek. Dlatego A. Kowalkowski (1990) posługuje się nazwą *perstruction zone* lub *perstruction series* na określenie tej bezstrukturalnej warstwy.

Wskazywano już wcześniej (Kozarski 1971), że w przypadku klinów z pierwotnym wypełnieniem i strukturami kieszeniowymi w górnych częściach ta strefa stropowej transformacji osadów jest śladem kopalnej warstwy czynnej, której miąższość jest wyznaczona przez te właśnie struktury. Sugestię tę wzbogacają nowe argumenty znalezione w osadach glaciofluwialnych Polski środkowo-zachodniej. Są nimi:

1. Ortogonalne mikrosieci po lodzie gruntowym (*reticulate ice-vein network casts*, Harry 1988), które w badanych stanowiskach (Żabinko, Granowo) ostro odgraniczają warstwę z krioturbacjami od niżej leżących osadów rzecznych (Kozarski i in. 1988; Kozarski 1991b) lub warstwę przeobrażoną z klinami gruntowymi, nazywanymi również żyłami gruntowymi (Jahn 1970), od piasków glaciofluwialnych.

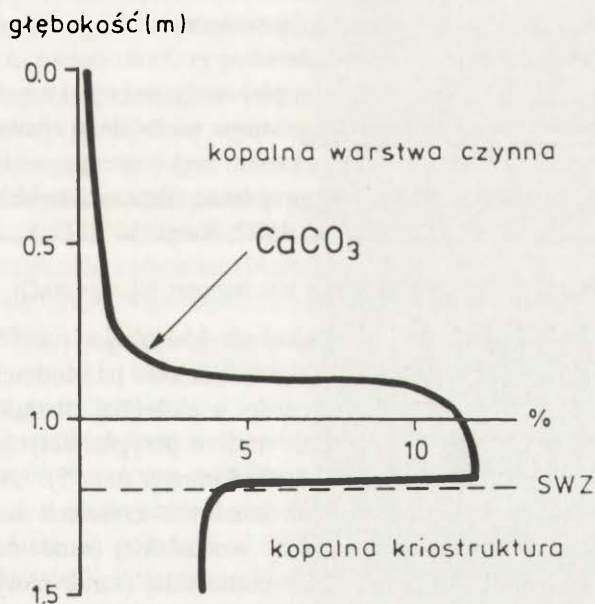
2. Kliny gruntowe o zróżnicowanych kształtach i pionowo laminowanych



Ryc. 15. Granowo. Kliny gruntowe w kopalnej warstwie czynnej o kształtach: 1 i 2 – kieszeniowatym, 3 – kowadełkowatym, 4 – liściowatym, z śladami pionowej laminacji piaszczystego wypełnienia szczelin elementarnych, SWZ – strop wieloletniej zmarzliny

Granowo. Varying form of soil wedges in the former active layer:

1 and 2 – pocket-like, 3 – anvil-like, 4 – leaf-like, with traces of vertical laminated sand infillings, SWZ – former permafrost table



Ryc. 16. Granowo. Krzywa zawartości CaCO<sub>3</sub> w przepuszczalnych osadach fluwioglacjalnych objętych kopalną warstwą czynną i stropem wieloletniej zmarzliny (SWZ)

Granowo. CaCO<sub>3</sub> curve of the former active layer in permeable fluvio-glacial deposits (SWZ – former permafrost table)

piaskach wypełniających. Kliny te kończą się ostro na poziomie występowania ortogonalnych mikrosieci po lodzie gruntowym (ryc.15).

3. Koncentracja CaCO<sub>3</sub> bezpośrednio powyżej kriostruktury ortogonalnych mikrosieci (ryc. 16).

Wszystkie te argumenty łącznie, biorąc pod uwagę fakt, że dotyczą osadów przepuszczalnych, świadczą wymownie o obecności warstwy czynnej o miąższości do około 1,2 m w badanych stanowiskach. Szczególnie charakterystyczna i ważna jest ostra granica koncentracji  $\text{CaCO}_3$ , która jest również okazjonalnie znana z prac gleboznawczych (Kowalkowski 1990) i świadczy o bardzo efektywnym przemieszczaniu się węglanów w zimnym środowisku peryglacjalnym (French 1976, 1988). Przy braku bardzo wyraźnych kriostruktur w osadach współcześnie przepuszczalnych sama obecność poziomu wysokiej koncentracji  $\text{CaCO}_3$  zawiera implikacje paleośrodowiskowe. Wskazuje ona bowiem, że ostre oddzielenie tego poziomu od niżej zalegających osadów, z całkowicie zachowaną pierwotną strukturą sedimentacyjną, ma pochodzenie peryglacjalne i wyznacza spąg warstwy czynnej.

W stanowiskach, w których występują kliny z wypełnieniem wtórnym wyznaczenie warstwy czynnej oraz jej miąższości jest łatwiejsze, gdyż z reguły granica między stropową warstwą bezstrukturalną a pseudomorfozą jest ostra. Ponadto w sąsiedztwie górnej części klinów spotyka się podniesione warstwy osadów otoczenia, jako kryterium dodatkowe.

W przypadku klinów z wypełnieniem pierwotnym o rozszerzeniach górnych części, koplana warstwę czynną od byłego stropu wieloletniej zmarzliny oddziela dolna część kieszeni, a zarazem początek ostro wykształconego klina (Kozarski 1971, 1974). To kryterium okazało się przydatne także w innych stanowiskach środkowozachodniej Polski (Górska i in. 1992; Kozarski 1993a).

#### UKIERUNKOWANE WYTOPISKA NALODZIOWE NA SANDRACH

Wśród form powstałych w środowisku peryglacjalnym (tab. 5) szczególną pozycję zajmują ukierunkowane wytopiska nalodziowe na sandrach, gdyż przyznaje im się wskaźnikową rolę dla obecności wieloletniej zmarzliny (Kozarski 1975, 1993a, 1995b). W ten sposób obok struktur peryglacjalnych są one jedynym geomorfologicznym wyznacznikiem tej formacji (tab. 5). Ukierunkowane wytopiska nalodziowe występują w proksymalnych częściach sandrów i były wykryte (Kozarski 1975) na sandrach fazy poznańskiej (sandr nowotomyski), fazy chodzieskiej (sandr Fliny) oraz fazy pomorskiej (sandr moryński). Nowe badania oraz reinterpretacje pozwoliły je wykryć również w proksymalnej części sandru fazy leszczyńskiej koło Osiecznej oraz sandru fazy pomorskiej na południe od Barlinka. Na ostatnim z wymienionych sandrów formy te były pierwotnie uznawane za wytopiska po martwym lodzie (Tamulewicz 1973).

Ukierunkowane wytopiska nalodziowe występują zatem w proksymalnych częściach sandrów wszystkich głównych linii położenia czoła lądolodu podczas deglacjacji. Są one uporządkowane wzdłuż dawnych koryt spływu wód roztopowych, które są czytelne w obrazie hipsometrycznym na szczegółowych mapach topograficznych. Mają wydłużony lub zbliżony do niego kształt, nawiązujący osią dłuższą do linii spływu. Ponadto cechuje je:

- 1) głębokość rzędu 2–5 m i długość osi „a” 100–150 m;

2) w przypadku głębokości mniejszej od miąższości osadów sandrowych suchość dna, a obecność wody, gdy dno sięga nieprzepuszczalnych osadów podłoża;

3) występowanie gytii i torfów w części wytopisk pozbawionych współcześnie wody, których spąg jest datowany palinologicznie na schyłek młodszego dryasu i początek holocenu (Przybylski 1961), oraz wyjątkowo grawitacyjnie poprzestawianych osadów piaszczysto-mułkowych o strukturze wstęgowej;

4) obecność zaburzeń grawitacyjnych (różne odmiany uskoków o niewielkich rzzutach) w otaczającym je fluwioglacjale, a na zboczach pokryw piaszczystych lub żwirowo-piaszczystych o właściwościach geliflukcji; sporadycznie w obrębie tych pokryw pojawiają się płaszcze graniaków (sandr Flinty).

Porównanie sposobu występowania tych form oraz części ich cech charakterystycznych (Kozarski 1975) z współczesnymi formami bezodpływowymi i pokrywami nalodzia na sandrach spitsbergeńskich (Cegła, Kozarski 1977) pozwoliło zinterpretować ukierunkowane wytopiska jako zagłębienia po nalodziu. Pokrywy nalodzia, o czym przekonują synsedymencyjne szczeliny kontrakcji termicznej oraz pseudomorfozy po klinach lodowych, powstawały na powierzchni proksymalnych części sandrów północno-zachodniej Polski w warunkach obecności i agradacji wieloletniej zmarzliny. Formacja ta pozwoliła również przetrwać, przynajmniej niektórym resztkom pogrzebanego wśród osadów sandrowych nalodzia do okresu polepszenia warunków klimatycznych, tzn. do allerødu, kiedy to nastąpiło ich wytopienie, a później wypełnienie osadami organicznymi pozostałych zagłębień z płytkimi zbiornikami wodnymi. Ukierunkowane wytopiska nalodziowe można więc uznać za specyficzne formy wskaźnikowe informujące o warunkach środowiska podczas deglacjacji w górnym plenivistulianie i świadczące o szybkiej ekspansji dziedziny peryglacjalnej na obszary opuszczane stopniowo przez lądolód.

Oprócz niewielkich form wytopiskowych po nalodziu za większe zagłębienia o takim pochodzeniu można prawdopodobnie uznać płytkie niecki jeziorne, np. jezioro Głębokie (maksymalna głębokość 4,97 m), występujące między Lubskiem a Brodami, na południe od linii maksymalnego zasięgu lądolodu, które T. Bartkowski (1963) interpretował jako zjawiska glacialne.

## ZJAWISKA EOLICZNE

Obszar deglacjacji cechuje obfitość występowania zjawisk eolicznych: eologliptolitów i graniaków, płatów lessu, eolicznych piasków pokrywowych i wydm. Wszystkie te zjawiska mają kontekst peryglacjalny i dostarczają ważnych informacji na temat warunków środowiska deglacjacji i zakończenia plejstocenu.

### EOLOGLIPTOLITY

Informacje o występowaniu eologliptolitów na obszarze deglacjacji w północno-zachodniej Polsce są nieliczne i na ogół mają charakter jakościowy (Bo-

rówka 1975; Nowaczyk 1967, 1976; Kozarski, Nowaczyk 1991b, 1992). Jedyne ilościowe charakterystyki dla niewielkich obszarów podali W. Stankowski (1963) i W. Kubiś (1978). Są one zawarte także w niniejszej pracy (rozdz. *Wieloboki szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym*, s. 49). W zachodniej części Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego koło Skwierzyny W. Stankowski (1963) wykrył na powierzchniach deflacyjnych i pokrywach piaszczystych do głębokości 1,5 m odpowiednio 40 i 36% eolizowanych głązików, z których na powierzchni 15% stanowiło graniaki i 25% półgraniaki, a w piaskach 11% graniaki i 25% półgraniaki.

W swojej pracy W. Kubiś (1978) przeprowadziła studium porównawczo-ilościowe występowania graniaków na południe i północ od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu koło Konina. Wykazała ona, że: 1) ilość eologliptolitów na obszarze ostatniego zlodowacenia jest mniejsza o 10,9% w porównaniu z obszarem na południe od tej linii oraz 2) na tym ostatnim obszarze występują bruki deflacyjne pod eolicznymi piaskami pokrywowymi, przy równoczesnym ich braku na obszarze ostatniego zlodowacenia.

Ostatnio badania rozmieszczenia i gęstości występowania graniaków na obszarze ostatniej deglacjacji w północno-zachodniej Polsce są przedmiotem szczegółowych i systematycznych badań (Antczak-Górka 1994, 1995), które przyniosły znaczące wyniki. Zastosowane w badaniach procedury statystyczne pozwoliły uzyskać wysoki poziom ufności rezultatów w analizie porównawczej 141 stanowisk, powierzchni testowych o wymiarach 10×10 m, rozmieszczonych na: 1) równoległych wysoczyznach morenowych, 2) różnowiekowych sandrach, 3) wysoczyznach morenowych i sandrach zbliżonego wieku, 4) różnowiekowych terasach w pradolinach i 5) litologicznie zróżnicowanych stokach. Powierzchnie testowe znajdowały się bezpośrednio na południe od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu, na zapleczu tej linii, na obszarze przed linią zasięgu fazy poznańskiej oraz na północ od niej (zachodnia część Międzyrzecza Warciańsko-Noteckiego).

Badania gęstości występowania eologliptolitów i graniaków na 12 mniejszych polach testowych o wymiarach 5×5 m wykonano również w okolicy Lubiska (Nowaczyk 1995). Populacje eologliptolitów są tutaj zmienne i kształtują się na poziomie od 3,6 do 24,4%. Ta druga wartość przybliża udział materiału eolizowanego do całej populacji analizowanych klastów, tj. do tych wartości, jakie uzyskano na przedpolu fazy poznańskiej (Antczak-Górka 1995) przedstawione jako średnie w tabeli 8. W stanowiskach badanych przez B. Nowaczyka (1995) pojawia się jednak ciekawe zjawisko znacznego zróżnicowania w pionie udziału materiału eolizowanego. W warstwie próchnicznej eologliptolity stanowią 7%, a w niżej zalegających piaskach 7,7%, przy czym graniaki stanowią odpowiednio 20 i 33%. Świadczy to o organizowaniu się graniaków pod powierzchnią w bruk deflacyjny, który tylko miejscami jest spotykany na obszarze ostatniego zlodowacenia, np. koło Stęszewa (Antczak-Górka 1994), czy Gębic pod Czarnkowem, gdzie stwierdzał je autor jako dobrze wykształcony horyzont na głębokości 0,65 m w spągu eolicznych piasków pokrywowych. Jakkolwiek

Tabela 8

Zmienność populacji (w %) eogliptolitów i graniaków w stosunku do całkowitej liczby głazików występujących na powierzchniach testowych rozmieszczonych na wysoczyznach, sandrach i terasach w pradolinach

Obszar	Liczba głazików	Eogliptolity	Graniaki
Wysoczyzny			
Przedpole fazy leszczyńskiej	2 571	49,6	41,2
Bezpośrednie zaplecze fazy leszczyńskiej	2 213	42,1	38,6
Przedpole fazy poznańskiej	2 147	36,3	29,1
Zaplecze fazy poznańskiej	1 915	32,8	21,9
Sandry			
Przedpole fazy leszczyńskiej	1 994	50,2	44,7
Bezpośrednie zaplecze fazy leszczyńskiej	1 701	42,6	38,0
Przedpole fazy poznańskiej	1 628	35,9	30,1
Zaplecze fazy poznańskiej	1 691	33,8	22,3
Pradoliny			
Głogowsko-Barucka	1 140	47,1	42,8
Warszawsko-Berlińska	2 331	35,1	30,2
Toruńsko-Eberswaldzka	2 617	37,1	21,6

Źródło: dane zawarte w opracowaniu Antczak-Górki (1995).

bruki deflacyjne występują rzadko na obszarze ostatniego zlodowacenia, to warto zauważyć, że wymienione wyżej ich stanowiska przeczą stwierdzeniu W. Kubiś (1978) o braku tych zjawisk na północ od linii maksymalnego zasięgu lądolodu.

Dotychczasowe wyniki badań rozmieszczenia i gęstości występowania eogliptolitów prowadzą do kilku ogólnych wniosków, z których część wywodzi się z danych zawartych w tabeli 8:

1. Istnieje wyraźna różnica, od 7,5 do 12,0%, w populacjach eogliptolitów w stosunku do całej liczby klastów, zalegających na powierzchni bezpośrednio na południe i północ od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu. Wyniki te potwierdzają wcześniej uzyskane dane przedstawione dla mniejszego obszaru przez W. Kubiś (1978).

2. Graniaki występujące na południe od linii maksymalnego zasięgu ostatniego lądolodu są bardziej dojrzałe.

3. Ilość eogliptolitów i graniaków maleje w kierunku północnym. Z jednej strony jest to funkcja czasu, gdyż obszary późniejszej deglacjacji później podlegały działalności procesów eolicznych; z drugiej jednak – zjawisko to wynika ze zmiany warunków klimatycznych i środowiska, które od pustyni arktycznej przeobrażały się w warunki tundry trawiasto-krzewiastej w czasie górnego plenivistulianu i tundry parkowej w początkach późnego plenivistulianu (druga połowa najstarszego dryasu, bølling i starszy dryas). Gęstniejąca roślinność stopniowo

hamowała działalność deflacyjną i korazyjną wiatru, co jest ogólniejszą prawidłowością (Greeley, Iversen 1985).

4. Podobnie jak we wschodnich Niemczech (Nitz 1965) nie znaleziono dotąd skupisk eologliptolitów na północ od linii zasięgu fazy pomorskiej. Ta obserwacja wzmacnia poprzedni wniosek o roli funkcji czasu w eolizowaniu klastów.

5. Procesy eolizacji były powszechne i obejmowały zarówno wysoczyzny morenowe z pokrywami piasków ablacyjnych redeponowanych przez wiatr (rozdz. *Wieloboki szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym*, s. 49), jak i sandry oraz terasy w pradolinach.

Paleośrodowiskowa wymowa graniaków jako zjawiska charakterystycznego dla obszarów peryglacjalnych Niżu Polsko-Niemieckiego (np. Dücker 1954; Dylik 1952; Nitz 1965) jest bardzo wyrazista, gdyż wraz z sieciami wieloboków szczelin mrozowych z wypełnieniem pierwotnym świadczą one o znacznej suchości klimatu górnego plenivistulianu, który nie sprzyjał rozwojowi szaty roślinnej i równocześnie stwarzał warunki do intensywnej działalności deflacji i korazji.

#### OSADY LESSOWE

Specyficznym osadem peryglacjalnym zalegającym na serii glacialnej fazy pomorskiej południowo-zachodniego Pomorza jest less wykształcony w kilku litofacjach (Kozarski, Nowaczyk 1991a, b; Issmer 1994b, 1995). Pierwotnie, na podstawie badań szczegółowych w odśnieżeniach rozmieszczonych w Golicach i Żelichowie (Cegła, Kozarski 1976) wyróżniono jedynie litofację lessu masywnego. Rozszerzenie badań o nowe stanowiska w Klępiczu wraz z szczegółową rewizją wcześniejszych stanowisk (Issmer i in. 1990; Kozarski, Nowaczyk 1991a, b, 1992; Issmer 1995) oraz o stanowisko w Starym Objezierzu (Issmer 1994b, 1995) pozwoliło ustalić, że less występuje w trzech litofacjach, tj. lessu masywnego, laminowanego i koluwalnego oraz jednej sublitoacji lessu skrytolaminowanego, najlepiej wykształconego w Starym Objezierzu.

Rozprzestrzenienie pokryw lessowych jest nieciągłe. Tworzą one płyty okrywające proksymalną część sandru, gdzie osiągają miąższość do 0,75 m, wały ablacyjnych moren czołowych oraz fragmenty wysoczyzny na ich zapleczu. Miąższość pokryw na morenach czołowych i wysoczyźnie nie przekracza 3 m. Do zjawisk charakterystycznych w strukturze pokryw w Klępiczu i Starym Objezierzu należą:

1) w spągu pokrywy (Klępicz) obecność geliflukcyjnych przerostów piaszczystych z plikacjami;

2) w obrębie pokrywy, na różnych głębokościach, występowanie struktur szczelinowych; w Klępiczu pojawiają się one na głębokości 0,8 m (I poziom) i 1,0 m (II poziom); ich długość nie przekracza 60 cm przy szerokości do 3 cm; w planie szczeliny tworzą heksagonalne systemy wieloboczne o przekrojach jednego bloku do 0,5 m; w Starym Objezierzu (Issmer 1994b, 1995) szczeliny są dłuższe, do 1,5 m, przy zbliżonej szerokości około 2 cm; jednakże materiał w ich

sąsiedztwie wykazuje grawitacyjne obrywanie się osadu lessowego ku wnętrzu szczelin, co pozwala sądzić, że pierwotnie były one szersze;

3) na pokrywie lessowej, która w Starym Objezierzu w sytuacji stokowej jest nieco przechylona, zalega warstwa allochtonicznej gliny spływowej (1 m miąższości) od strony wytopiska w ablacyjnej morenie czołowej.

Pierwsza kategoria szczelin występująca w Klępiczu należy do szczelin z wysychania, które tworzyły się synsedymacyjnie. Natomiast druga nosi wszelkie znamiona szczelin po kontrakcji termicznej z wypełnieniem wtórnym. Obecność szczelin tej kategorii wskazuje, że pokrywy lessu były akumulowane w warunkach zimnych i suchych po recesji lądolodu z linii zasięgu fazy pomorskiej. Surowość warunków klimatycznych tego odcinka czasu jest również potwierdzona przez całkowity brak skorup mięczaków w pokrywach lessowych w Golicach i Klępiczu (Bluszcz i in. 1994).

Pokrywy lessowe na serii glacialnej fazy pomorskiej południowej części lobu Odry, mające swoje odpowiedniki w tej samej pozycji po stronie niemieckiej (Cepek 1960), są osadem peryglacialnym na co wskazuje, poza już przytoczonymi faktami, głębokie odwapnienie do 1,2 m, wymagające sprawnego ługowania węglanów, które jest intensywne w zimnych warunkach (French 1976; Kowalkowski 1990), a także pokrycie lessu w Starym Objezierzu warstwą allochtonicznej gliny spływowej, która przemieszczała się po zboczu wału lodowo-morenowego z trzonem lodowym powyżej poziomu zalegania lessu.

Próba dokładniejszego oznaczenia wieku rozpatrywanych pokryw lessowych nie powiodła się. Wykonane metodycznie szczegółowe studium z zastosowaniem technik pomiarowych TL (Bluszcz i in. 1994) przyniosło zbyt duży rozrzut dat, aby można je traktować jako wiarygodne wartości.

#### WYDMY ŚRÓDLĄDOWE

Wydmę śródlądową na obszarze ostatniego zlodowacenia są z reguły rozpatrywane poza kontekstem peryglacialnym jako samodzielny problem (np. Stankowski 1963; Kozarski 1986; Nowaczyk 1986). Jedynie sporadycznie są opisywane struktury peryglacialne znajdujące się w wydmach (Stankowski 1963; Kozarski i in. 1982), a także wyjątkowo interpretowane są wydmę śródlądową jako część składowa środowiska peryglacialnego (Böse 1991; Kozarski 1990), z przyznaniem im wyłącznie wskaźnikowego znaczenia w ocenie stopnia suchości klimatu, przy równoczesnym negowaniu wieloletniej zmarzliny w podłożu (Böse 1991). Dlatego warto poświęcić wydmom śródlądowym krótki komentarz jako zespołowi zjawisk geomorfologicznych, które mają ważne znaczenie w rekonstrukcji warunków środowiska peryglacialnego oraz interpretacji jego zmian (tab. 9) w schyłkowym plejstocenie.

Dowiedziano w nowszych pracach (Nowaczyk 1986; Kozarski 1990; Kozarski, Nowaczyk 1991b), że wydmę powstawały w Polsce przede wszystkim w starszym i młodszym dryasie z wyraźnie większą wydajnością depozycyjną starszego dryasu (Nowaczyk 1986). Taka sama jest wymowa najnowszych badań



## Zmiany środowiska w północnej Polsce po 20 ka BP w granicach ostatniego zlodowacenia

<sup>14</sup> C ka BP	Chronologia zdarzeń glacialnych i peryglacialnych	Procesy geomorfologiczne	Roślinność	Klimat
→11	MŁODSZY DRYAS  Degradacja wieloletniej zmarzliny ALLERØD	Erozja boczna i akumulacja fluwialna Spłukiwanie i geliflukcja Akumulacja wydmowa	Tundra parkowa	temp. lipca ~ 10° C półsuchy zimny
→12	STARSZY DRYAS Pęknięcie mrozowe gruntu	Erozja wgłębna	sosnowo/brzozowy Las brzozowo/sosnowy	temp. lipca ~ 17° C
→13	BØLLING Częściowa degradacja i przetrwanie wieloletniej zmarzliny	Spłukiwanie i geliflukcja Akumulacja wydmowa, erozja boczna i akumulacja fluwialna Erozja wgłębna i meandrowanie wielkopromienne Transformacja układu koryt rzecznych	Tundra parkowa	śr. temp. roku ~ -1° C półsuchy zimny
→14	NAJSTARSZY DRYAS Agradacja wieloletniej zmarzliny Pęknięcie mrozowe gruntu	Spłukiwanie i geliflukcja Erozja boczna i akumulacja fluwialna	Pierwsze płaty lasu Tundra parkowa	temp. lipca ~ 15° C
→15	KAMION ↑ Recesja łądolodu FAZA GARDNIEŃSKA	Erozja wgłębna	Tundra krzewiasta	śr. temp. roku ~ -1° C zimny suchy
→16	↑ recesja łądolodu	Akumulacja glacialna i fluwioglacjalna		
→17	FAZA POMORSKA Agradacja wieloletniej zmarzliny Pęknięcie mrozowe gruntu Powstawanie nalodzia	Deflacja i akumulacja płatów lessu (lokalnie) Erozja wgłębna		zimny suchy
→18	↑ Recesja łądolodu NASUNIĘCIE CHODZIESKIE Agradacja wieloletniej zmarzliny	Akumulacja glacialna i fluwioglacjalna Erozja boczna i akumulacja fluwialna		śr. temp. roku ~ -1(-2)° C wysokie gradienty term. powietrze/podłoże
→19	↑ Powstawanie nalodzia Recesja łądolodu FAZA POZNAŃSKA	Deflacja i eologliptolity		zimny suchy
→20	↑ Agradacja wieloletniej zmarzliny Pęknięcie mrozowe gruntu Powstawanie nalodzia Recesja łądolodu FAZA LESZCZYŃSKA	Spłukiwanie Erozja wgłębna Akumulacja glacialna i fluwioglacjalna		zimny suchy
		Deflacja i eologliptolity		
		Akumulacja glacialna i fluwioglacjalna		śr. temp. roku ~ -12→-20° C bardzo wysokie gradienty term. powietrze/podłoże śr. temp. gruntu ~ -2° C
		Intensywna deflacja i eologliptolity		
		Akumulacja glacialna i fluwioglacjalna		Σ roczna opadów < 100 mm

DEGLACJACJA PÓŁNOCNEJ POLSKI

PUSTY尼亚 ARKTYCZNA

wydm śródlądowych w południowo-zachodniej części Niziny Wielkopolskiej (Nowaczyk 1995), gdzie w kilku radiowęglowo datowanych stanowiskach koło Guzowa i Jasienia występują serie eolicznych piasków przedzielone osadami organicznymi (Nowaczyk 1995; ryc. 6). Równocześnie wiadomo na podstawie badań wydm (Kozarski i in. 1982) oraz stożków napływowych (Nowaczyk 1991), że w starszym dryasie występowała wieloletnia zmarzlina z charakterystycznymi dla niej strukturami wielobocznymi po kontrakcji termicznej. Współwystępowanie wydm śródlądowych oraz tego rodzaju struktur, przy wielu paleobotanicznych rekonstrukcjach szaty roślinnej późnego vistulianu (np. Tobolski 1972, 1977; Krupiński 1992; Okuniewska-Nowaczyk 1992), pozwala przyjąć, że proces powstawania wydm rozgrywał się w zimnych, półsuchych warunkach klimatycznych z formacjami tundry parkowej, które sprzyjały akumulacji piasku oraz migracji wydm. Głównie na starszy dryas i w mniejszym stopniu na młodszy, przypada też powstawanie zimnych eolicznych piasków pokrywowych (Nowaczyk 1967, 1976; Borówka i in. 1982, 1986).

Wydmy i eoliczne piaski pokrywowe są zatem zapisem łagodniejszej odmiany środowiska peryglacjalnego o klimacie półsuchym w porównaniu z bardzo zimnym lub zimnym i suchym klimatem okresu deglacjacji górnego plenivistulianu, który nosił znamiona pustyni arktycznej, bez roślinności oraz z intensywną działalnością procesów deflacji i korazji (tab. 9). Należy je również traktować jako najważniejszą część składową rzeźby peryglacjalnej wraz z bogatym inwentarzem form denudacyjnych, niecek i dolin płaskodennych oraz form fluwioperyglacjalnych (tab. 5), gdyż zajmują największą powierzchnię.

## TRANSFORMACJA GEOSYSTEMU PÓŁNOCNO-ZACHODNIEJ POLSKI MIĘDZY 20 A 10 KA BP

Systematyczne badania zaniku ostatniego lądolodu na obszarze północno-zachodniej Polski, prowadzone według nowych procedur badawczych, których wyniki przedstawiono w rozdziale *Stan dynamiczny i zanik ostatniego lądolodu*, s. 13 lub zawarto w szczegółowych opracowaniach analitycznych (Böse, Górka 1994; Górka 1994; Górka, Kaczmarek 1994; Kasprzak 1995) świadczą wymownie, że nie sprawdza się model arealnego zamierania lądolodu w szerokich na kilkadziesiąt kilometrów strefach. Odstępowanie lądolodu odbywało się między 20 ka a 14,5 ka BP według modelu deglacjacji frontalnej z wyraźnym zróżnicowaniem stanów dynamicznych.

Stany równowagi między alimentacją a ablacją w skali makroregionalnej zaznaczyły się w postaci ciągów form marginalnych, oznaczających położenie czoła lądolodu wynikające z warunków klimatycznych, o czym przekonuje chronologia reakcji lądolodu na wahania klimatu z uwzględnieniem efektu retardacji. Stany takie są odwzorowane przede wszystkim w strefie zasięgu maksymalnego po głównej transgresji lądolodu oraz przez fazę poznańską (ryc. 9). Takie same uwarunkowania miały awanse czoła lądolodu w skali makroregionalnej, zanotowane przez glacijotektonity i spiętrzone moreny czołowe oraz samodzielne poziomy bazalnej gliny morenowej z nałożenia. Należą do nich transgresja lądolodu fazy pomorskiej z późniejszym stanem równowagi czoła oraz nasunięcia chodzieskie i gardnieńskie (ryc. 9). Skala nasunięcia chodzieskiego, na podstawie dotychczasowego rozpoznania jego granic, była mniejsza, lecz jeśli powiązać je z postulowanym przez Lagerlunda (1987) zjawiskiem klimatycznie uwarunkowanych, marginalnych kopuł lodowych, posłużenie się zmianą klimatu w interpretacji nasunięcia chodzieskiego wydaje się prawdopodobne. Linie równowagi czoła lądolodu, najczęściej przybierające zarys lobów w mniejszej skali przestrzennej oraz lokalne awanse w postaci szarżujących lodowców wypustowych, wynikały ze zróżnicowania aktywności strumieni w obrębie lądolodu oraz możliwości ich uruchamiania, np. przez specyficzne warunki subglacialnego odwodnienia (ryc. 9).

Zebrane dotychczas fakty pozwalają z naciskiem podkreślić, że proces deglacjacji północno-zachodniej Polski był procesem odstępowania aktywnego lądolodu. Resztki lądolodu w postaci martwych lodów nie zajmowały wielkich przestrzeni i można je traktować jako zjawisko lokalne, ograniczone swoim występo-

waniem przede wszystkim do obniżen o charakterze kotlin oraz rynien, a w obszarach śródwysoczyznowych do niewielkich zagłębien bezodpływowych, jak również zagłębien po trzonach lodowych w strefach marginalnych jako pozostałości wałów lodowo-morenowych.

Ustępowanie lądolodu było równoznaczne ze stopniowym zanikaniem dziedziny glacialnej prowadzącym do transformacji geosystemu. Według wczesnych modeli transformacja ta miała charakter skokowy, od warunków glacialnych do umiarkowanych lub od glacialnych poprzez krótkotrwałe warunki peryglacialne, ograniczone w czasie do młodszego dryasu, do warunków umiarkowanych. Dzięki istniejącym, lokalnie już wcześniej odkrywanim faktom peryglacialnym oraz rozszerzonemu programowi badań natury i rozpowszechnienia zjawisk peryglacialnych na obszarze opuszczonym przez ostatni lądolód (Kozarski 1993a, 1995b) pozytywnie weryfikuje się trzeci model, indukcyjny, ukazujący transformację geosystemu z glacialnego na peryglacialny poprzez ekspansję dziedziny peryglacialnej bezpośrednio w ślad za wycofującym się lądolodem przez okres ~5,5 ka i panowaniem jej warunków do około 10 ka BP (tab. 9). W tej sytuacji nie można mówić o skoku klimatycznym ku warunkom umiarkowanym, które pojawiają się dopiero w holocenie.

Warunki peryglacialne okresu deglacjacji nie były jednorodne. Systematyczne badania wykonane ostatnio na obszarze środkowo-zachodniej Polski, których wyniki przedstawiono w rozdziale *Ekspansja dziedziny peryglacialnej na obszar vistuliańskiej deglacjacji*, s. 47 oraz zawarto w pracach analitycznych (Antczak-Górka 1994, 1995; Issmer 1994b, 1995; Nowaczyk 1995) dostarczyły nowych danych odnoszących się do:

- 1) dowodów agradacji wieloletniej zmarzliny podczas deglacjacji w okresie 20 ka do 14,5 ka BP, a następnie do 11,8 ka BP, tj. do starszego dryasu włącznie;
- 2) dużych gradientów termicznych między temperaturami powietrza i gruntu, szczególnie podczas fazy poznańskiej;
- 3) dużej suchości klimatu okresu deglacjacji północno-zachodniej Polski, tj. górnego plenivistulianu, a następnie początkowo suchych (najstarszy dryas) i później półsuchych warunków klimatycznych podczas przeważającej części późnego vistulianu, tj. w mniejszym stopniu bøllingu, a głównie zimnych interstadiałów.

Dane te zostały zebrane dzięki intensywnym badaniom wielkoobszarowym z zastosowaniem technik teledetekcyjnych (nowe, kolorowe zdjęcia lotnicze ze specjalnych nalotów) oraz posługiwaniu się dużą ilością powierzchni testowych w analizie zjawisk na powierzchni gruntu.

W pierwszej i drugiej grupie danych mieszczą się sieci wieloboczne klinów z wypełnieniem pierwotnym, które w tak dużych ilościach, częściowo także rozmiarach, nie były wcześniej znane ani z badań polskich (Goździk 1986; Kozarski 1971, 1974, 1993a; Bogdański, Kijowski 1990), ani też niemieckich (Böse 1991, 1992; Liedtke 1993). Kliny z wypełnieniem pierwotnym mają ten walor, że równocześnie są wskaźnikami: a) intensywnej kontrakcji termicznej w stropie

wieloletniej zmarzliny, b) dużych gradientów termicznych między temperaturami powietrza i gruntu głównie w początkach zimy oraz c) dużej suchości klimatu. To ostatnie wskaźnikowe znaczenie podnoszą szczególnie H. M. French (1976), J. Karte (1979, 1983), E. Kolstrup (1986), M. Böse (1991), J. Vandenberghe i A. Pissart (1993). Dwaj ostatni autorzy są ponadto zdania, że kliny z wypełnieniem pierwotnym świadczą wyłącznie o suchości, gdyż ona powoduje ich rozwój. Trzeba jednak przypomnieć, że ich rola wskaźnikowa dla obecności zmarzliny jest również bardzo znacząca (Kolstrup 1993). H. M. French (1976) podaje, że paleoklimatyczna wymowa klinów z wypełnieniem pierwotnym jest podobna do klinów z wypełnieniem wtórnym, skoro genetycznie pochodzą od tego samego procesu (kontrakcja termiczna). Co więcej dowodzą one skrajnie niskich temperatur zimowych, gdyż otaczające je osady zawierają bardzo mało lodu i mają relatywnie mały współczynnik kontrakcji linearnej. W naszych przykładach szczególnie ważne są rozmiary wieloboków oraz ich sieci, które nie mogą powstawać wyłącznie wskutek suchości (tab. 6).

W trzeciej grupie, jako dodatkowy wskaźnik suchości klimatu podczas deglacjacji, należy wymienić eologliptolity. Świadczą one o intensywnej deflacji i efektywności transportu piasków w saltacji, które były powszechne i długotrwałe (tab. 9). Wiadomo, że jednym z czynników sprzyjających powstawaniu graniaków jest nieobecność lub niedostatek roślinności (Greeley, Iversen 1985). Oznacza to dla naszego obszaru konieczność przyjęcia warunków pustyni arktycznej, co wynika również z faktu, iż okres deglacjacji nie jest dokumentowany w północno-zachodniej Polsce żadnymi stanowiskami osadów organicznych o wieku radiowęglowym  $< 20 \text{ ka} - 14,5 \text{ ka BP}$  (Kozarski 1986). Jednakże proces powstawania graniaków zachodził jeszcze w półsuchych warunkach późnego vistulianu, gdyż najmłodsze z nich pochodzą z starszego dryasu (Kozarski, Nowaczyk 1991b).

Podczas dyskusji nad obecnością wieloletniej zmarzliny na obszarze deglacjacji vistuliańskiej podnoszony jest często problem jej rozprzestrzenienia (Kozarski 1971, 1974, 1993a; Liedtke 1993). Podstawowy dylemat, który podnosi H. Liedtke (1993) dotyczy tego, czy zmarzlina występowała w postaci ciągłej, nieciągłej lub epizodycznej, czy też może tylko w postaci periodycznej długotrwałej, albo sezonowej głęboko sięgającej. Dla H. Liedtkego (1993) nie jest też jasne czy zmarzlina zanikała całkowicie w poszczególnych ociepleniach, czy też trwała w podłożu. Dla obszaru ostatniej deglacjacji północno-zachodniej Polski preferowano (Kozarski 1971, 1993a) obecność ciągłej zmarzliny, wskazując na wiekowe zróżnicowanie jej wskaźników oraz ich rozmieszczenie w obrębie różnych form i osadów. Nowe dane przedstawione w niniejszej pracy dostarczają dalszych argumentów na rzecz tego poglądu.

Najważniejsze z nich to wykrycie dużych powierzchni wieloboków z wypełnieniem pierwotnym, które wymagają bardzo zimnych warunków klimatycznych. Warunki te musiały się wzmacniać w długich przedziałach czasu, które umożliwiły powstanie sieci szczelin kontrakcji termicznej drugiej, a nawet trzeciej generacji (tab. 6). O trwaniu zmarzliny do początku późnego vistulianu

świadczy zachowanie się na powierzchni piaszczysto-żwirowej terasy płytkiego zbiornika wodnego, który przetrwał ocieplenie bøllingu. Gdyby zanikła wtedy zmarzlina, istnienie tego zbiornika na przepuszczalnych osadach nie byłoby możliwe (Kozarski i in. 1988; Kozarski 1991a).

Analiza opublikowanych dotąd oraz nowo znalezionych i przedstawionych danych, dotyczących istnienia oraz wpływu środowiska peryglacjalnego na obszar deglacjacji północno-zachodniej Polski prowadzi do kilku podstawowych wniosków, które ilustruje tabela 9, stanowiąca zarazem model transformacji geosystemu.

1. Procesowi deglacjacji towarzyszyła ekspansja dziedziny peryglacjalnej. Opuszczone przez łądolód rozległe powierzchnie wysoczyzn były bardzo wcześnie wystawione na działanie bardzo niskich temperatur i dużych gradientów termicznych. Takie warunki panowały już podczas fazy poznańskiej około 18,8 ka BP. Do podobnego wniosku doszła M. Böse (1992) na podstawie obserwacji we wschodnich Niemczech.

2. Powstająca wtedy zmarzlina miała postać ciągłą, a surowe warunki klimatyczne i duże gradienty termiczne sprzyjały powstawaniu rozległych sieci wieloboków szczelin z wypełnieniem pierwotnym.

3. Warunki do agradacji zmarzliny istniały do starszego dryasu włącznie. Całkowity zanik wieloletniej zmarzliny nastąpił prawdopodobnie w allerødzie.

4. Pierwsza faza okresu deglacjacji cechowała się klimatem nie tylko zimnym, ale równocześnie bardzo suchym, o czym przekonują powstałe wtedy sieci wieloboków oraz duże populacje graniaków, występujące również w obrębie bloków poligonalnych. Tworzą one bruki deflacyjne, tzw. *desert pavement* (Vandenberghe, Pissart 1993). Duża suchość klimatu trwała do pierwszej połowy najstarszego dryasu, gdy w surowych warunkach peryglacjalnych, bez roślinności, powstawały jeszcze płyty lessu na osadach fazy pomorskiej. Początek ich akumulacji przypadł zapewne na okres krótko po recesji czoła łądolodu.

5. Obszar ostatniej deglacjacji cechuje się obecnością dużej ilości form peryglacjalnych pochodzenia denudacyjnego, fluwialnego i eolicznego (Kozarski 1995b), które rozwinęły się na rzeźbie glacialnej (tab. 5). Biorąc pod uwagę dowody istnienia zmarzliny, a także osady i formy peryglacjalne na rozpatrywanym obszarze trzeba przyjąć, że w okresie  $< 20$  ka – 11,8 ka BP nastąpiła zmiana geosystemu z glacialnego na peryglacjalny. W środowisku pojawiły się nowe, denudacyjne elementy w kształtowaniu i obrazie rzeźby. Łącznie z peryglacjalną rzeźbą eoliczną, reprezentowaną przez liczne i rozległe pola wydmore, mniejsze grupy wydm oraz pojedyncze formy wydmore stanowiły o pojawieniu się nowego porządku geomorfologicznego, polegającego na przekształcaniu form glacialnych i współwystępowaniu form peryglacjalnych z przetrwałymi formami glacialnymi. Sprawdza się w ten sposób hipoteza wstępna J. Dylika (1956) z tym jednak, że wpływ i przeobrażenia peryglacjalne są większe niż w niej zakładano. Bardziej rozległy był też czas oddziaływania środowiska peryglacjalnego. Transformacja geosystemu znamionowała warunki łądowe środkowoeuropejskiego za-

kończenia plejstocenu i nie miała charakteru progowego, lecz była stopniową zmianą ciągle zimnego środowiska. Świadectwem polepszania się klimatu, począwszy od schyłku najstarszego dryasu, przez bølling, a później w allerødzie, była rekolonizacja roślin i rozwój formacji krzewiastych, a następnie tundry parkowej i przede wszystkim lasu (Kozarski 1981a, 1991c). Dopiero w początkach holocenu klimat sprzyjał stopniowemu ukształtowaniu się warunków środowiska dziedziny umiarkowanej z optimum w okresie atlantyckim.

## LITERATURA

- Alm T., 1993, *Øvre Aeråsvatn – palynostratigraphy of a 22,000 to 10,000 BP lacustrine record on Andøya, northern Norway*, Boreas, 22 (3), s. 171–188.
- Antczak-Górka B., 1994, *Eologliptolity i struktury po klinach zmarzlinowych w strefie przedpola fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Wysoczyźnie Poznańskiej*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 46, Ser. A (w druku).
- 1995, *Analiza przestrzenna i gęstość występowania eologliptolitów na obszarach testowych Polski środkowozachodniej*, [w:] Kozarski S. (red.), *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20→10 ka BP)*, cz. II, Opracowania analityczne (proj. bad. KBN PB nr 603189101), Poznań.
- Bard E., Hamelin B., Fairbanks R. G., Zindler A., 1990, *Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals*, Nature, 345, s. 405–410.
- Bartkowski T., 1963, *O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (cz. I)*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 11, s. 7–50.
- 1964, *O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (cz. II)*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 13, s. 7–76.
- 1967, *O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej*, Prace Kom. Geogr.-Geol., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 7 (1).
- 1969, *Deglacjacja strefowa deglacjacją normalną na obszarach niżowych, na wybranych przykładach z Polski zachodniej*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 23, Ser. A, s. 7–34.
- Berglund B. E., Björk S., Lemdahl G., Bergsten H., Nordberg K., Kolstrup E., 1994, *Late Weichselian environmental change in southern Sweden and Denmark*, J. Q. Sci., 9 (2), s. 127–132.
- Black R. F., 1976, *Periglacial features indicative of permafrost: ice and soil wedges*, Q. Res., 6, s. 3–26.
- Bluszcz A., Kozarski S., Nowaczyk B., 1994, *Termoluminescencyjne datowanie vistuliańskich pokryw lessowych Pomorza Zachodniego*, Geochronometria, 10, s. 225–251.
- Bogdański P., Kijowski A., 1990, *Photointerpretation of geometry of Vistulian ice-wedge polygons: the Grabianowo and Sulejewo sites, south of Poznań*, Quaest. Geogr., 12 (1985/1986), s. 39–52.
- Borówka R. K., 1975, *Oz skocko-wągrowiecki*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 27, Ser. A, s. 7–38.
- Borówka R. K., Goner P., Kostrzewski A., Zwoliński Z., 1982, *Origin age and palaeogeographic significance of cover sands in the Wolin end moraine area, North-West Poland*, Quaest. Geogr., 8, s. 19–36.
- Borówka R. K., Goner P., Kostrzewski A., Nowaczyk B., 1986, *Stratigraphy of eolian deposits in Wolin and the surrounding area, North-West Poland*, Boreas, 15 (4), s. 301–309.
- Böse M., 1991, *A palaeoclimatic interpretation of frost-wedge casts and aeolian sand*



- deposits in the lowlands between Rhine and Vistula in the Upper Pleniglacial and Late Glacial*, Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 90, s. 15–28.
- 1992, *Late Pleistocene sand wedge formation in the hinterland of the Brandenburg stade*, Sver. Geol. Unders., Ser. Ca, s. 59–63.
- B o s e M., G ó r s k a M., 1994, *Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń–Eberswalde pradolina, western Poland*, Eiszeitalter Gegenw., 45 (w druku).
- B o s e M., K o z a r s k i S. (red.), 1994, *Last ice sheet dynamics and deglaciation in the North European Plain*, Z. Geomorph. N. F., Suppl., 95.
- B ü d e l J., 1944, *Die morphologische Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet*, Geol. Rdsch., 34, s. 482–519.
- 1950, *Die Klimazonen des Eiszeitalters*, Eiszeitalter Gegenw., 1, s. 16–26.
- C e g ł a J., K o z a r s k i S., 1976, *Osady lessopodobne na morenach czółowych stadium pomorskiego fazy zasięgu maksymalnego lobu Odry*, Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk za 1973 r., 91, s. 38–40.
- C e g ł a J., K o z a r s k i S., 1977, *Sedimentary and geomorphological consequences of the occurrence of naled sheets on the outwash plain of the Gås Glacier, Sörkappland, Spitsbergen*, Acta Univ. Wratisl., 387, *Results of investigations of the Polish Scientific Spitsbergen Expeditions 1970–1974*, 2, s. 63–84.
- C e p e k A. G., 1960, *Eisrandlagen, Interglaziale und „Praglazial“*, in *Brandenburg*, 7 Jstag. d. Geol. Ges. d. DDR, Excursionsführer von Brandenburg, s. 116–134.
- 1972, *Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR*, Wiss. Z. Ernst Moritz Arndt-Univ. Greifswald, 21 (1), s. 625–657.
- CLIMAP PROJECT MEMBERS, 1976, *The surface of the ice-age Earth, Quantitative geologic evidence is used to reconstruct boundary conditions for the climate 18 000 years ago*, Science, 191, s. 1131–1137.
- D a b r o w s k i S., D z i e r z e k J., K r u p i ń s k i K. M., L i n d n e r L., M a r c i n i a k B., 1987, *On the occurrence of two series of interglacial sediments in the Pila section (northern Poland)*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 35 (4), s. 379–390.
- D i j k m a n s J. W. A., 1989, *Frost wedges in an aeolian sand sheet near Søndre Strømfjord, [w:] Greenland and their palaeoenvironmental implications*, Z. Geomorph. N. F., 33 (3), s. 339–353.
- D o w d e s w e l l J. A., S h a r p M. J., 1986, *Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacial sediments*, Sedimentology, 33, s. 699–710.
- D ü c k e r A., 1954, *Die Periglazial – Erscheinungen im holsteinischen Pleistozän*, Göttinger Geogr. Abh., 16, s. 5–54.
- D y l i k J., 1952, *Glazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce*, Biul. Państw. Inst. Geolog., 67, s. 231–305.
- 1956, *Coup d’oeil sur la Pologne periglaciaire*, Biul. Perygl., 4, s. 185–238.
- E h l e r s J., 1990, *Reconstructing the dynamics of the north-west European Pleistocene ice sheets*, Q. Sci. Rev., 9, s. 71–83.
- F r e n c h H. M., 1976, *The Periglacial Environment*, Longman, London, New York.
- 1988, *Active layer processes*, [w:] Clark M. J. (red.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, J. Wiley and Sons Ltd, Chichester, s. 151–177.
- G a l o n R., 1956, *The problem of the last glaciation in Poland*, Przegl. Geogr., 28, s. 75–93.
- 1961, *General Quaternary problems of North Poland, Guide-Book of excursion from the Baltic to the Tatras. Part I: North Poland*, INQUA VIth Congress, Warszawa, s. 9–53.
- G a l o n R., R o s z k o L., 1967, *Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiów recesyjnych na obszarze Polski*, [w:] Dylik J., Galon R. (red.), *Czwartorzęd Polski*, PWN, s. 18–38.
- GLOBAL CHANGE, 1990, *The International Geosphere-Biosphere Programme: A Study of Global Change, The Initial Core Projects*, Report no. 12.
- G o g o ł e k W., 1991a, *The Quaternary of Szamotyły and Buk region (Wielkopolska Lowland)*, Kwart. Geol., 35 (1), s. 37–55.

- 1991b, *Stratygrafia czwartorzędu północno-wschodniej części Pojezierza Poznańskiego, rejon Szamotuł*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk. UAM, Geografia, 50, s. 435–456.
  - 1993, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000*, ark. Buk, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- G o m e z B., D o w d e s w e l l J. A., S h a r p M., 1988, *Microstructural control of quartz sand grain shape and texture: implications for the discrimination of debris transport pathways through glaciers*, *Sediment. Geol.*, 57, s. 119–129.
- G o ź d z i k J., 1986, *Structures de fentes à remplissage primaire sableux du Vistulien en Pologne et leur importance paléogéographique*, *Biul. Perygl.*, 31, s. 71–105.
- G o ź d z i k J., M y c i e l s k a - D o w g i a l l o E., 1982, *Badanie wpływu niektórych procesów geologicznych na przekształcenie powierzchni ziarn kwarcowych*, *Przegl. Geogr.*, 54 (3), s. 219–241.
- G ó r s k a M., 1994, *Właściwości i cechy diagnostyczne bazalnych glin morenowych vistulianu jako wyraz dynamiki środowiska depozycyjnego ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 46, ser. A (w druku).
- G ó r s k a M., K a c z m a r e k L., 1994, *Elementy kierunkowe w bazalnej glinie morenowej vistulianu środkowej Wielkopolski*, *Przegl. Geogr.*, 67 (3–4) (w druku).
- G ó r s k a M., K a s p r z a k L., K o z a r s k i S., 1992, *Vistulian maximum glaciotectionite and sand wedges. Site Włoszakowice*, [w:] Böse M., Kasprzak L., Kozarski S. (red.), *International Symposium "Last Ice Sheet Dynamics and Deglaciation in the North European Plain" (Poznań/Berlin, 4–9 May)*, *Exursion-Guide*, s. 16–21.
- G r e e l e y R., I v e r s e n J. D., 1985, *Wind as a Geological Agent on Earth, Mars, Venus and Titan*, *Camb. Univ. Press, Cambridge*.
- H a r r y D. G., 1988, *Ground ice and permafrost*, [w:] Clark M. J. (red.), *Advances in Periglacial Geomorphology*, J. Wiley and Sons, Chichester, s. 113–149.
- H a r r y D. G., G o ź d z i k J., 1988, *Ice-wedges: growth, thaw transformation and palaeoenvironmental significance*, *J. Q. Sci.*, 3 (1), s. 39–55.
- H u m l u m O., 1994, *Late Weichselian deglaciation of Denmark: some general problems*, *Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 95*, s. 19–33.
- IGCP PROJECT 253, 1990, *Termination of the Pleistocene*, *News Letter No. 1*, September 1990, IUGS-UNESCO.
- I s s m e r K., 1994a, *Określanie uziarnienia metodą dyfrakcji optycznej przy zastosowaniu laserowego analizatora Analysette 22-E*, *Przegl. Geol.*, 42 (2), s. 123–124.
- 1994b, *Analiza litofacyjna i litostratygrafia osadów lessowych w strefie kontaktu z osadami glacialnymi fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia w Starym Objezierzu, Pomorze Zachodnie*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 46, Ser. A (w druku).
  - 1995, *Osady pyłowe na seriach glacialnych środkowozachodniej Polski*, [w:] Kozarski (red.), *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20→10 ka BP)*, cz. II, *Opracowania analityczne (proj. bad. KBN PB 603189101)*, Poznań.
- I s s m e r K., K o z a r s k i S., N o w a c z y k B., 1990, *Late Vistulian loess on Pomeranian landforms and deposits*, [w:] Kozarski S., Nowaczyk B. (red.), *International Symposium Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in Central and Northern Europe (14–18 May, 1990 Poland)*, *Guide-book of excursions*, s. 7–10.
- J a h n A., 1970, *Zagadnienia strefy peryglacialnej*, PWN, Warszawa.
- J a n i a J., 1993, *Glacjologia*, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- J u v i g n é E., K o z a r s k i S., N o w a c z y k B., 1994, *The Occurrence of Laacher See Tephra in Pomerania, NW Poland, Boreas*, ref. no. 47/94 (w druku).
- K a c z m a r e k L., 1992, *Paleośrodowiskowe implikacje wybranych sublitofacji osadów glacialnych vistulianu okolic Śmigła*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 44, s. 57–92.
- K a r c z e w s k i A., 1961, *Morasko Hill. Example of a terminal push moraine of the Poznań Stage*, *INQUA International VIth Congress Warsaw, Guide-book of Excursion A – The Great Poland Lowland*, s. 21–22.

- 1968, *Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej*, Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 8 (3).
- 1971, *Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji*, Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 11 (3).
- 1985, *Spatial arrangement of morainic plateau levels of the north sloping surface in Pomerania as a result of varying deglaciation*, Quaest. Geogr., Special Issue 1, s. 99–107.
- 1989, *Development and extent of the Pomeranian Phase marginal zone within the Parsęta lobe during the Vistulian Glaciation*, Quaest. Geogr., Special Issue 2, s. 61–67.
- 1994, *Morpho- and lithogenetic diversification of the Pomeranian Phase in western and central Pomerania*, Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 95, s. 35–48.
- K a r t e J., 1979, *Räumliche Abgrenzung und regionale Differenzierung des Periglaziärs*, Bochumer Geogr. Arb., 5, F. Schöningh, Paderborn.
- 1983, *Periglacial phenomena and their significance as climatic and edaphic indicators*, Geo Journal, 7 (4), s. 329–340.
- 1987, *Pleistocene periglacial conditions and geomorphology in north central Europe*, [w:] Boardman J. (red.), *Periglacial processes and landforms in Britain and Ireland*, Camb. Univ. Press, Cambridge, s. 67–75.
- K a s p r z a k L., 1985a, *Geneza zaburzeń glacitektonicznych w spiętrzonej morenie czołowej koło Leszna*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 35, Ser. A, s. 63–82.
- 1985b, *A model of push moraine development in the marginal zone of the Leszno Phase, West Central Poland*, Q. Stud. Pol., 6, s. 23–54.
- 1988, *Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej*, Dok. Geogr., 5–6.
- 1995, *Rzeźba i osady glacialne lobu Stawy Śląskiej*, [w:] Kozarski S. (red.), *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20→10 ka BP)*, cz. II Opracowania analityczne (proj. bad. KBN PB nr 603189101), Poznań.
- K a s p r z a k L., K o z a r s k i S., 1984, *Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce*, Wyd. Nauk. UAM, Geografia, 29.
- 1985, *Litostratygraficzne podstawy subfazy chodzieskiej ostatniego zlodowacenia w północnej Wielkopolsce (wiadomość wstępna)*, Spraw. Pozn. Tow. Przyj. Nauk za r. 1983, Wyd. Mat.-Przyr., 101, s. 51–57.
- 1989, *Ice-lobe contact sedimentary scarps in marginal zones of the major Vistulian ice-sheet positions, west-central Poland*, Quaest. Geogr., Special Issue 2, s. 69–81.
- 1991, *Stosunek rzeźby strefy marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia do podłoża previstulianskiego w południowo-zachodniej Wielkopolsce*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 42, Ser. A, s. 85–101.
- K l a t k o w a H., 1976, *Ślady środowiska eolicznego w rzeźbie powierzchni ziarn kwarcowych; wyniki analizy w elektronowym mikroskopie skaningowym*, Acta Geogr. Lodz., 37, s. 93–109.
- K l i e w e H., 1968, *Periglacialphänomene im Spätglacialgebiet der Weichsel-Vereisung*, Przegl. Geogr., 40 (2), s. 351–362.
- K l y s z P., 1969, *Cechy geologiczne i morfologiczne 42 m terasy w słubickim przelomie Odry*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., ser. A, 23, s. 93–112.
- 1990, *Mechanizm kształtowania się strefy marginalnej fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego*, Wyd. Nuk. UAM, Geografia, 47.
- 1991, *Problem zasięgu fazy pomorskiej na obszarze Pojezierza Drawskiego w świetle badań w rejonie Osieka Drawskiego i Kalisza Pomorskiego*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A, 42, s. 103–132.
- K o l s t r u p E., 1986, *Reappraisal of the Upper Weichselian periglacial environment from Danish frost-wedge casts*, Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 56, s. 237–249.
- 1987, *Frost wedge casts in western Jutland and their possible implications for European periglacial research*, Z. Geomorph. N. F., 31 (4), s. 449–461.

- 1993, *Complex frost wedge casts as indicators of ice age environmental change*, Würz. Geogr. Arb., 87, s. 269–282.
- K o s t e r E. A., 1993, *Global warming and periglacial landscapes*, [w:] Roberts N. (red.), *The Changing Global Environment*, Blackwell, Cambridge USA, s. 127–149.
- K o w a l k o w s k i A., 1990, *Evolution of Holocene soils in Poland*, Quaest. Geogr., 11/12, s. 93–120.
- K o z a r s k i S., 1959, *O genezie chodzieskiej moreny czółowej*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 5, s. 45–72.
- 1961, *Problem of the recession of the last ice-sheet from the northern part of the Gniezno Plateau*, [w:] *The Great Poland Lowland*, Guide-Book of Excursion A, VI Congress INQUA, Poland 1961, s. 22–24.
- 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się pradoliny Noteci–Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geolog., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 2 (3).
- 1965, *Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci–Warty*, Prace Kom. Geogr.-Geol., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 5 (1).
- 1967, *Origin of the subglacial channels in the North Polish and North German Plain*, Bull. Soc. Amis Sci. Lett. Poznań, Ser. B, 20, s. 21–36.
- 1971, *Ślady działalności późnowürmskich procesów peryglacialnych w regionie dolnej Odry i dolnej Warty*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A, 24, s. 97–177.
- 1972, *Mikroskopia elektronowa w badaniu morfologicznych cech powierzchni kwarcowych ziarn piasku wybranych środowisk sedymentacyjnych*, Prace Kom. Geogr.-Geolog. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 13 (1), s. 179–189.
- 1974, *Evidences of Late-Würm permafrost occurrence in North-West Poland*, Quaest. Geogr., 1, s. 65–86.
- 1975, *Oriented kettle holes in outwash plains*, Quaest. Geogr., 2, s. 99–112.
- 1978, *Lithologie und Genese der Endmoränen im Gebiet der skandinavischen Vereisungen*, Schr. Reihe Geol. Wiss., 9, s. 179–200.
- 1981a, *Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej*, PAN, Oddz. Pozn., Geografia 6, PWN, Warszawa.
- 1981b, *Ablation end moraines in western Pomerania, NW Poland*, Geogr. Ann., 63A (3–4), s. 169–174.
- 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niziu Polskim*, Czas. Geogr., 57 (2), s. 247–270.
- 1987a, *Depositional models and ice-front dynamics in northwestern Poland: a methodological approach*, Geogr. Polon., 53, s. 43–51.
- 1987b, *Sedimentological and stratigraphical basis for a palaeogeographic analysis of the last glaciation in West Central Poland*, Wiss. Z. Ernst Moritz Arndt-Univ. Greifswald, Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe, 36 (2–3), s. 7–12.
- 1988, *Time and dynamics of the Late Scandinavian Ice-Sheet retreat from northwestern Poland*, Geogr. Pol., 55, s. 91–101.
- 1990, *Pleni- and Late Vistulian aeolian phenomena in Poland: New occurrences, palaeoenvironmental and stratigraphic interpretations*, Acta Geogr. Geolog. Meteorol. Debrecina, 26/27 (1987/1988), s. 31–45
- 1991a, *Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk. UAM, Geografia, 50, s. 471–196.
- 1991b, *Warta – A case study of a lowland river*, [w:] Starkel L., Gregory K. J., Thornes J. (red.), *Temperate Palaeohydrology*, J. Wiley and Sons Ltd, Chichester, s. 189–215.
- 1991c, *Paleogeografia Polski w vistulianie*, [w:] Starkel L. (red.), *Geografia Polski, środowisko przyrodnicze*, PWN, Warszawa, s. 80–105.
- 1992, *Zmiana warunków depozycji w schyłkowym plejstocenie na obszarach ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce*, Przegl. Geol., s. 597–598.

- 1993a, *Late Vistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland*, Geol. Mijnbouw, 72, s. 143–157.
  - 1993b, *Morfostratygraficzna i litostratygraficzna pozycja subfazy chodzieskiej w północno-wschodniej Wielkopolsce, II Seminarium „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych” (Poznań, 14–15 października 1993)*, Streszczenia referatów i opisy posterów, s. 35–36.
  - 1994, *Ilościowy model depozycji osadów vistulianu w Ujściu n. Notecią, Symposium „Formy, osady i procesy subglacjalne”*, Streszczenia referatów, Toruń–Górzno, 28–29 września 1994, s. 24.
  - 1995a, *Large-clast flow tills in end moraines of Southwestern Pomerania, NW Poland*, [w:] Ehlers J., Kozarski S., Gibbard P. L. (red.), *Glacial Deposits in North-East Europa*, A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, s. 301–307.
  - 1995b, *The periglacial impact on the deglaciated area of northern Poland after 20 kyr BP*, Biul. Perygl., 32 (w druku).
- K o z a r s k i S., G o n e r a P., A n t c z a k B., 1988, *Valley floor development and paleohydrological changes: The Late Vistulian and Holocene history of the Warta River (Poland)*, [w:] Lang G., Schlüchter Ch., (red.), *Lake, Mire and River Environments during the last 15 000 years*, Proceedings of the INQUA/IGCP 158 Meeting on the Palaeohydrological Changes during the last 15 000 years (Bern, June 1985), A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, s. 185–203.
- K o z a r s k i S., K a s p r z a k L., 1987, *Facies analysis and depositional models of Vistulian ice-marginal features in northwestern Poland*. [w:] Gardiner V. (red.), *International Geomorphology 1986, Part II*, J. Wiley and Sons, Chichester, s. 693–710.
- K o z a r s k i S., K a s p r z a k L., 1992, *Glaciodynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro-i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej*, Przegl. Geogr., 64, (1–2), s. 96–119.
- 1993, *Genetic variety of marginal landforms at major upper Plenivistulian ice-sheet positions in NW Poland*, 3rd International Geomorphology Conference (Hamilton 23–28 August 1993), Abstracts, s. 174.
  - 1994, *Dynamics of the last Scandinavian ice sheet and glacioidislocation metamorphism of unconsolidated deposits in west central Poland: a terminological approach*, Z. Geomorph., Suppl. Bd. 95, s. 49–58.
- K o z a r s k i S., K a s p r z a k L., S t r y j a k i e w i c z T., 1989, *Północno-zachodnia część Wysoczyzny Gnieźnieńskiej i Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka*, III Zjazd Geografów Polskich (Poznań, 27–29 czerwca 1989), Streszczenia referatów i wycieczki naukowe, s. 42–63.
- K o z a r s k i S., M o c e k A., N o w a c z y k B., T o b o l s k i K., 1982, *Etapy i warunki rozwoju wydm w Budzynie koło Chodzieży w świetle analizy radiowęglowej, paleobotanicznej i pedologicznej*, Roczniki Glebozn., 33 (3–4), s. 159–174.
- K o z a r s k i S., N o w a c z y k B., 1985, *Stratygrafia osadów pleistocenijskich w profilu Ujście nad Notecią, (wiadomość wstępna)*, Spraw. Pozn. Przyj. Nauk, 101, s. 49–51.
- 1991a, *The Late Quaternary climate and human impact on aeolian processes in Poland*, Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 83, s. 29–37.
  - 1991b, *Lithofacies variation and chronostratigraphy of Late Vistulian and Holocene aeolian phenomena in northwestern Poland*, Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 90, s. 107–122.
  - 1992, *Późnovistuliańskie i holocenijskie zjawiska eoliczne w regionie dolnej Odry i dolnej Warty*, [w:] Szczypek T. (red.), *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, Sosnowiec, s. 37–105.
- K r a m a r s k a R., 1993, *Odra Bank – New Geological Data*, [w:] *Third Marine Geological Conference – The Baltic*, Polish Geological Institute, Branch of Marine Geology, Sopot, s. 76.
- K r a m a r s k a R., U ś c i n o w i c z S., 1992, *Osady lądowe z południowego Bałtyku*

- datowane  $^{14}\text{C}$ , [w:] Florek W. (red.), *Konferencja „Geologia Środkowego Pobrzeża i Południowego Bałtyku”*, Streszczenia wystąpień i przewodnik wycieczki, Słupsk, s. 47–48.
- Krinsley D. H., Doornkamp J. C., 1973, *Atlas of quartz sand surface textures*, Camb. Univ. Press, Cambridge.
- Krupiński K. M., 1992, *Flora późnego glaciału i holocenu z Chojny, Polska NW*, [w:] Kostrzewski A. (red.), *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, Wyd. Nauk. UAM, Geografia, 50, s. 497–510.
- Krzyszowski D., 1994, *A new approach to Late Weichselian ice sheet dynamics in western Poland*, Z. Geomorph., Suppl. Bd. 95, s. 59–67.
- Kubiś W., 1978, *Próba wykorzystania graniaków jako prawdopodobnego wyznacznika północnego zasięgu strefy peryglacjalnej w pełni Würmu między Turkiem i Koninem*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A, s. 103–126.
- Lachenbruch A. H., 1962, *Mechanics of Thermal Contraction Cracks and Ice-Wedge Polygons in Permafrost*, Spec. Pap., Geol. Soc. Am., 70, New York.
- Lagerlund E., 1987, *An alternative Weichselian glaciation model, with special reference to the glacial history of Skåne, South Sweden*, Boreas, 16 (4), s. 433–459.
- Lagerlund E., Houmark-Nielsen M., 1993, *Timing and pattern of the last deglaciation in the Kattegat region, southwest Scandinavia*, Boreas, 22 (4), s. 337–347.
- Lembke H., 1954, *Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde*, Gött. Geogr. Abh., 16, s. 55–95.
- 1972, *Die Periglazial-Erscheinungen im Jungmoränengebiet der DDR*, Wiss. Z. Ernst Moritz Arndt-Univ. Greifswald, 21 (1), s. 71–76.
- Lembke H., Altermann M., Markuse G., Nitz B., 1970, *Die periglaziäre Fazies im Alt- und Jungmoränengebiet nördlich des Löbgyrtels*, Petermanns Geogr. Mitt., 274 (Ergänzungsheft), s. 213–268.
- Liedtke H., 1981, *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa*, 2 erweiterte Auflage, Forschn. dt. Landeskunde, 204.
- 1993, *Phasen periglaziärgeomorphologischer Prägung während der Weichselkaltzeit im nordischen Tiefland*, Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 93, s. 69–94.
- Liszkowski J., 1987, *Zonal arrangement of thermal regimes of Pleistocene ice sheets as indicated by field data from Poland*, *The Physical Basis of Ice Sheet Modelling*, Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987, IAHS Publ. no. 170, s. 121–130.
- Majdanowski S., 1950, *Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu Europejskim*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 2 (1), s. 35–122.
- Makowska A., 1980, *Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the Lower Vistula region*, Q. Stud. Pol., 2, s. 37–55.
- Maksiaś S., Mróz W. J., 1978, *Czwartorzęd środkowej części Pojezierza Pomorskiego*, Biul. Inst. Geol., Z badań czwartorzędu w Polsce, 19, s. 97–152.
- Manikowska B., 1991, *Dune processes, age of dune terrace and Vistulian decline in the Vistula valley near Wyszogród, Central Poland*, Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci., 39 (2), s. 137–148.
- Marsz A., 1973, *Niektóre zagadnienia geomorfologii bezpośredniego przedpola zasięgu stadiu pomorskiego na Pojezierzu Drawskim*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 26, Ser. A, s. 97–143.
- Mazullo J., Magenheimer S., 1987, *The original shapes of quartz sand grains*, J. Sedim. Petrol., 55, s. 593–595.
- Mazullo J., Ritter Ch., 1991, *Influence of sediment source on the shapes and surface textures of glacial quartz sand grains*, Geology, 19, s. 384–388.
- Mörner N. A., 1981, *Weichselian chronostratigraphy and correlations*, Boreas, 10 (4), s. 463–470.
- Mörner N. A., Floden T., Beskow B., Elhammer A., Haxner H., 1977, *Late Weichselian deglaciation of the Baltic*, Baltica, 6, s. 33–51.
- Murray D’Orsay A., van de Poll H. W., 1985, *Quartz-grain surface textures:*

- Evidence for middle Carboniferous glacial sediment input to the Parrsboro Formation of Nova Scotia*, *Geology*, 13, s. 285–287.
- N i e w i a r o w s k i W., 1965, *Kemy i formy pokrewne w Danii oraz rozmieszczenie obszarów kemowych na terenie Peribalticum w obrębie ostatniego zlodowacenia*, *Z. Nauk. UMK, Geografia IV*.
- 1993, *Geneza i ewolucja Rynny Żnińskiej w okresie pełnego i późnego vistulianu*, *Z. Nauk. UMK, Geografia XXV*.
- N i s s e n T. C., M e a r s B. J., 1990, *Late Pleistocene ice-wedge casts and sand-wedge relics in the Wyoming Basin, USA*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 1 (3–4), s. 201–219.
- N i t z B., 1965, *Windgeschliffene Geschiebe und Steinsohlen zwischen Flemming und Pommerscher Eisrandlage*, *Geologie*, 14, s. 686–698.
- N o w a c z y k B., 1967, *Wydmy i eoliczne piaski pokrywowe między Skokami a Mieściem*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 19, s. 197–219.
- 1972, *Cechy granulometryczne osadów wypełniających struktury wieloboków szczelin mrozowych z pierwotnym wypełnieniem mineralnym w Poznaniu–Grunwaldzie*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 25, Ser. A, s. 113–132.
- 1976, *Aeolian cover sands in Central-West Poland*, *Quest. Geogr.*, 3, s. 57–77.
- 1986, *Wiek wydm, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie*, *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 28.
- 1991, *Wiek i warunki sedymentacji stożków napływowych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej*, [w:] *Kostrzewski A. (red.), Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, *Wyd. Nauk. UAM, Geografia*, 50, s. 153–178.
- 1995, *Kompleksowe badania piaszczystych osadów eolicznych w strefie maksymalnego zasięgu lądolodu w południowo-zachodniej Wielkopolsce*, [w:] *Kozarski S. (red.), Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20→10 ka BP)*, cz. II. Opracowania analityczne (proj. bad. KBN PB nr 603189101), Poznań.
- O k u n i e w s k a - N o w a c z y k I., 1992, *Roślinność późnoglacialna stanowiska Żarsko koło Cedyni*, [w:] *Szczypek T. (red.), Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*, *Uniw. Śląski i Stow. Geomorf. Pol., Sosnowiec*, s. 106–113.
- P a s i e r b s k i M., 1973, *Przebieg deglacjacji i formy terenu północnej części Wysoczyzny Krajeńskiej*, *Stud. Soc. Sci. Torunensis, Sec. C*, 8 (1).
- 1984, *Struktura moren czołowych jako jeden ze wskaźników sposobów deglacjacji obszaru ostatniego zlodowacenia w Polsce*, *UMK, Toruń*.
- P a z d u r M., W a l a n u s A., 1979, *The Konin–Maliniec site: Age assesment by radiocarbon method. Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979, Guide-book of excursion*, Warszawa.
- P e t e l s k i K., S z u k a l s k i J., 1983, *Entwicklung des Gardno-Zungenbeckens im Verlaufe der Gardno-Phase und der ihr folgenden Enteisung*, [w:] *Kliewe H., Galon R., Jäger K.-D., Niewiarowski W. (red.), Das Jungquarfär und seine Nutzung im Küsten- und Binnentiefeland der DDR und der VR Polen*, *Hack H. Gotha*, s. 41–53.
- P e t t e r s s o n G., 1994, *Studier av isrörelser under senaste deglaciationen av Gniezno-platån, nordvästra Polen*, (m-pis sprawozdania z badań), Lund.
- P i e r z c h a ł k o Ł., 1956, *Periglacial phenomena in northern Poland*, *Biul. Perygl.*, 4, s. 415–427.
- P o s e r H., 1948, *Boden und Klimaverhältnisse in Mittel- und West-Europa während der Würmeiszeit*, *Erdkunde*, 2 (1–3), s. 53–68.
- P r i c e R. J., 1961, *Moraines, sandr, kames and eskers near Breidamerkurjökull, Iceland*, *Trans. Inst. Br. Geogr.*, 46 (1969), s. 17–43.
- P r z y b y l s k i T., 1961, *Późny glacial w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej*, *Bad. Fizjogr. Pol. Zach.*, 8, s. 57–90.
- R a u k a s A., R ä h n i E., M i i d e l A., 1971, *Krajowyje obrazowanija sewiernoj Estonii*, *Izd. Balgus, Tallin*.

- Roszkowski L., 1968, *Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski*, Prace Geogr., 74, s. 65–100.
- Rotnicki K., 1963, *Zagadnienie zasięgu stadiałów leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 11, s. 133–189.
- 1975, *Stratigraphic evidences of the survival of Riss glaciotectionic structures and forms in the marginal zone of the maximum extent of the last glaciation*, Quaest. Geogr., 2, s. 113–137.
- Rotnicki K., Borówka R. K., 1989, *Osady górnego plenivistulianu w dolinie dolnej Prosy pod Maczewem a wiek maksymalnego zasięgu ostatniego zlodowacenia podczas fazy leszczyńskiej*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 40, Ser. A, s. 5–20.
- 1991, *Dating of the last Scandinavian ice sheet in the Polish plain*, Abstracts, INQUA XIII International Congress, Beijing, China, s. 309.
  - 1994, *Stratigraphy, palaeogeography and dating of the North Polish Stage in the Gardno–Łeba Coastal Plain*, [w:] Rotnicki K. (red.), *Changes of the Polish Coastal Zone*, A. Mickiewicz University, Poznań, s. 84–88.
- Różycki S., 1972, *Plejstocen Polski środkowej*, PWN, Warszawa.
- Rühle E., 1954, *Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Smielinie koło Nakła na Pomorzu*, Biul. Inst. Geol., 69, Z badań czwartorzędu w Polsce, 5, s. 149–152.
- Sharp M., Gomez B., 1986, *Process of debris comminution in the glacial environment and implications for quartz sand-grain micromorphology*, Sedim. Geol., 46, s. 33–47.
- Siemianowski B., 1973, *Próba określenia wpływu martwego lodu na rzeźbę strefy kontaktowej moren czołowych i sandru stadium pomorskiego okolic Suliszewa*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 26, Ser. A, s. 145–174.
- Stankowska A., Stankowski W., 1979, *The Vistulian till covering stagnant water sediments with organic sediments. Symposium on Vistulian Stratigraphy, Poland 1979, Guide-book of excursion*, Warszawa.
- Stankowski W., 1963, *Rzeźba eoliczna Polski północno-zachodniej na podstawie wybranych obszarów*, Prace Kom. Geogr.-Geol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 4 (1).
- Szurczyński J., 1958, *Relief and geological structure of Dębowa Góra*, Biul. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. Chim., Géol., Géogr., 6 (6), s. 403–407.
- Środon A., 1954, *Interglacialny torf ze Smielina koło Nakła na Pomorzu*, Biul. Inst. Geol., 69, Z badań czwartorzędu w Polsce, 5, s. 153–158.
- Tamulewicz J., 1973, *Morfogeneza proksymalnej części sandru barlineckiego*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A, 26, s. 175–193.
- Tobolski K., 1972, *Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski północno-zachodniej*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. B, 25, s. 147–156.
- 1977, *Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski północno-zachodniej cz. II*, Bad. Fizjogr. Pol. Zach., Ser. A, 30, s. 85–91.
  - 1984, *The Vistulian fossil flora from Konin–Maliniec, Poland*, Diss. Bot., 72 (Festschrift Welten), s. 319–332.
- Troll C., 1948, *Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation*, Erdkunde, 2 (1–3), s. 1–21.
- Uniejewska M., Nosek M., Włodek M., 1979, *Objaśnienia do Mapy Geologicznej Polski 1:200 000, Ark. Nakło*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Vandenbergh J., Kasse C., Bohncke S., Kozarski S., 1994, *Climate-related river activity at the Weichselian-Holocene transition: a comparative study of the Warta and Maas rivers*, Terra Nova, 6, s. 476–485.
- Vandenbergh J., Pissart A., 1993, *Permafrost changes in Europe during the Last Glacial*, Permafrost and Periglacial Processes, 4 (2), s. 121–135.
- Walker M. J. C., Bohncke S. J. P., Coopes G. R., O'Connell M., Usinger H., Verbruggen C., 1994, *The Devensian/Weichselian Lateglacial in north-west Europe (Ireland, Britain, north Belgium, The Netherlands, northwest Germany)*, J. Q. Sci., 9 (2), s. 109–118.



- W a s h b u r n A. L., 1979, *Geocryology. A survey of periglacial processes and environments*, Edward Arnold Ltd, London.
- W h a l l e y W. B., 1978, *An SEM examination of quartz grains from sub-glacial and associated environments and some methods for their characterization*, Scanning Electron Microscopy, 1, s. 353–360.
- W h a l l e y W. B., K r i n s l e y D. H., 1974, *A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments*, Sedimentology, 21, s. 87–105.
- W ł o d e k M., 1980, *Młodszy plejstocen w rejonie Nakła nad Notecią*, Przegl. Geol., 8, s. 453–456.
- W o l d s t e d t P., 1932, *Über Randlagen der letzten Vereisung in Ostdeutschland und Polen und über die Herausbildung des Netze-Warthe-Urstromtales*, Jb. Preuss. Geol. Landesanst., 52 (1931), s. 59–67.
- 1955, *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*, 2 Aufl., K. F. Koehler Verlag, Stuttgart.
- W y s o t a W., 1992, *Morfogeneza środkowowschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego w świetle badań osadów i form zlodowacenia vistuliańskiego*, Inst. Geogr. UMK, Toruń, (m-pis).
- 1993, *Geneza drumlinów w środkowowschodniej części Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego*, Przegl. Geogr., 65 (3–4), s. 335–361.
- 1994, *Morphology, internal composition and origin of drumlins in the southwestern part of the Chełmno-Dobrzyń Lakeland, North Poland*, Sedimen. Geol., 91, s. 345–364.
- Ż y n d a S., 1967, *Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiułu poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej*, Prace Kom. Geogr.-Geol., Pozn. Tow. Przyj. Nauk, 8 (1).

# DEGLACIATION OF NORTHWESTERN POLAND: ENVIRONMENTAL CONDITIONS AND GEOSYSTEM TRANSFORMATION ~20 KA →10 KA BP

## Summary

In the past few decades two concurrent models for deglaciation of northwestern Poland have been discussed: the frontal and areal. New detailed studies based on lithostratigraphic, sedimentological and geomorphological procedures show that the frontal ice-sheet recession mechanism prevailed during deglaciation (~20 ka → ~14 ka BP) and there was no areal dead-ice formation in vast zones. The latter process was of local character limited to rather small surfaces.

Ice-sheet dynamics along main extension lines and between them varied through time. In most of the marginal zones (Leszno, Poznań, Pomeranian) the ice sheet front was in steady-state conditions. Glaciotectonic disturbances, i. e. thrust ridges, structures and other landforms produced by surging outlet glaciers are minor features in these zones, except the Chodzież readvance.

Lithostratigraphic investigations by means of borings (Figs 1–3) in the ice-lobe contact sedimentary scarp of the Poznań phase have shown that this phase exists only in morphostratigraphy because it has not its own lodgement till bed as a formal unit. Therefore, the Poznań phase is similar to the Frankfurter Staffel in Germany.

A very important event during the general deglaciation of northwestern Poland was the Chodzież readvance. The geomorphic, lithostratigraphic and kinetostatigraphic record, supported recently by erratic indices, prove its individual character. The geomorphic arguments are: 1) thrust ridges up to 50–90 m high with deeply (~50 m) rooted glaciotectonites, 2) outwash plains connected with thrust ridges, and 3) the separate Welna–Warta pradolina as the main drainage line of fluvio-glacial and fluvio-periglacial waters during this ice-sheet readvance. The litho- and kinetostatigraphic arguments are represented by the: 1) lodgement till bed as a formal unit which records the new readvance, 2) quite different till fabric of this till from the maximum (Leszno Stage) ice-sheet advance, the former showing an ENE→WSW, while the latter more or less N→S ice movement, and 3) erratic associations of East Baltic provenience in the Chodzież lodgement till vs West Baltic erratic domination in the Leszno till. Taking into account the above presented arguments the Chodzież readvance has its own position as a separate phase in the lithostratigraphic system of the Upper Plenivistulian in northwestern Poland.

During deglaciation the periglacial domain expanded to the north. The existing record in outwash plains, till plains and pradolina terraces that consist of: 1) syn- and epigenetic ice-wedges casts, 2) vast sand-wedge polygon network systems, 3) cryostructures of ice-vein network cast type, and 4) oriented icing depressions, points to permafrost development in the expanding periglacial domain. Probably it was a continuous permafrost which formed under very cold (MAATs ~ -12 → ~ -20°C) and dry conditions (MAP < 100 mm) of the Upper Plenivistulian.

The conclusion about dryness is supported by the ventifact occurrences within polygonal blocks of sand wedges as well as on vast areas of till plains, outwash plains, and pradolina and periglacial terraces. Locally on Pomeranian deposits loess patches are additional arguments for the climatic dryness of the deglaciation period. Environmental conditions in the Late Vistulian changed into cold semiarid with plant recolonization, strong dune-forming processes (Older and Younger Dryas) and the existence of permafrost until the Allerød Interstadial. There is, as yet, in northwestern Poland no evidence to prove thermal contraction features from the Younger Dryas cold spell.

A model for ice-marginal zones (Fig. 14) at steady-state conditions of the deglaciation time shows interrelationships of glacial and periglacial processes, and resulting features. The most important part of the model is the permafrost wedge below the ice snout, i.e. the existence of cold-based ice that generates compressive ice flow and allochthonous till flows on top of proximal outwash plain parts.

The collected data show that in northwestern Poland in the time span ~20 ka to 10 ka BP a geosystem transformation took place from glacial to periglacial, the latter being very cold and dry in the first phase (~20 ka→ ~14 ka BP), and mostly cold and semiarid in the second phase (~14 ka→10 ka BP) with the rather warm Allerød Interstadial.

*Translated by the Author*

Uprzejmie zawiadamiamy, iż od 1995 r. wydawcą „Prac Geograficznych” oraz „Dokumentacji Geograficznej” Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie jest Wydawnictwo *Continuo* we Wrocławiu.

W 1995 r. ukazały się następujące publikacje:

w serii „Prace Geograficzne”

- 163 – Halina SZULC, *Morfogeneza osiedli wiejskich w Polsce*  
s. 112, 40 il., 1 mapa, zł 9,-
- 164 – Ryszard GLAZIK, *Obieg wody w klimacie kontynentalnym na przykładzie północnej Mongolii*  
s. 190, 56 il., zł 12,-
- 165 – Katarzyna DĄBROWSKA-ZIELIŃSKA, *Szacowanie ewapotranspiracji, wilgotności gleb i masy zielonej łąk na podstawie zdjęć satelitarnych NOAA*  
s. 82, 25 il., wkładka, zł 5.10,-

w serii „Geographical Studies, Special Issue”

- 8 – *Evolution of the Vistula river valley during the last 15 000 years, Part V*  
s. 152, 62 il., zł 12,-

w serii „Dokumentacja Geograficzna”

- 1 – Stefan KOZARSKI, *Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacji geosystemu (~20 ka → ka BP)*  
s. 84, 16 il., 3 tabl., zł 5.20,-

w druku:

w serii „Prace Geograficzne”

- 166 – Joanna PLIT, *Antropologiczne i naturalne przeobrażenia krajobrazów roślinnych Mazowsza (od schyłku XVIII w. do chwili obecnej)*

w serii „Dokumentacja Geograficzna”

- 2 – Piotr GĘBICA, *Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowem w vistulianie i holocenie*

Zamówienia na poszczególne tytuły można składać kierując pisemne zamówienia lub fax na adres:

WYDAWNICTWO  
*Continuo*

ul. Czackiego 46/1

51-607 Wrocław

tel. 071/48-37-54

fax 071/72-80-30

<http://rcm.org.pl>



**WYDAWNICTWA IGIPIZ PAN  
VARIA**

- Bibliografia Geografii Polskiej 1985–1989, cz. I, cz. II (w druku), 1995**  
**Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce, Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576–1870, 1984, cz. 1, 109 s., cz. 2 tab. 220, zł 12, –**  
**Katalog dawnych map Rzeczypospolitej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret, 1978, 164 s., 37 map; T. 2. Mapy XVIII wieku. Oprac. T. Packo, D. Stachnal-Talanda, E. Gołąb-Jankowska, 1992, 250 s., 56 map, zł 25, –**

**WYKAZ ZESZYTÓW CONFERENCE PAPERS**

1. Restructuring of economies and regional development, Warszawa 1988, 156 s.
2. Natural environment of suburban areas as development factor of big cities, Warszawa 1988, 184 s.
3. The state, modes of production and world political map, Warszawa 1989, 186 s.
4. Problemy współczesnej topoklimatologii / Problems of contemporary topoclimatology, Warszawa 1990, 223 s.
5. Agricultural classifications. A review of methodology. Warszawa 1990, 69 s.
6. Global change regional research centres, Warszawa 1990, 181 s.
7. The impact of urbanization upon rural areas, Warszawa 1990, 272 s.
8. The processes of depopulation of rural areas in Central and Eastern Europe, Warszawa 1990, 322 s.
9. Przestrzenne problemy zdrowotności / Spatial problems of health, Warszawa 1990, 322 s.
10. Evolution of population and economic activities in urban regions, Warszawa 1990, 168 s.
11. Geograficzne badania nad płodnością / Geographical research on fertility, Warszawa 1991, 123 s., zł 0.50, –
12. Restructuring and spatial strategy, Warszawa 1991, 203 s., zł 0.50, –
13. Impact des mutations structurelles sur le développement territorial en Europe, Warszawa 1991, 215 s., zł 2, –
14. Sesja naukowa IGIPIZ PAN 1991 / Annual Conference 1991, Warszawa 1991, 156 s., zł 2, –
15. Housing and urban policy in transition, Warszawa 1992, 112 s., zł 2, –
16. Geographical issues of social and economic transformation of contemporary Japan and Poland, Warszawa 1992, 158 s., zł 2, –
17. Współczesna geografia polityczna / Contemporary political geography, Warszawa 1993, 128 s., zł 2, –
18. Geography of organic matter production and decay, SCOPE Seminar, Szymbark, September 11–18 1991, Warszawa 1993, 187 s., zł 3, –
19. Climate and atmospheric deposition studies in forests. International Conference, Nieborów, October 6–9 1992, Warszawa 1994, 276 s., zł 15,–
20. Przemiany środowiska przyrodniczego Karpat i Kotlin Podkarpackich / Environmental changes of the Carpathian and Subcarpathian Basins, Warszawa 1995, 124 s., zł 9,–

**WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**  
**za ostatnie lata**

**1992**

1. M. BANACH, R. GLAZIK – Zbiornik Włocławski – niektóre problemy z geografii fizycznej, 69 s., zł 0.90, –
  2. R. PRZYBYLAK – Stosunki termiczno-wilgotnościowe na tle warunków cyrkulacyjnych w Hornsundzie (Spitsbergen) w okresie 1978–1983, 107 s., zł 1.30, –
  3. E. NOWOSIELSKA – Teoria Christallera – prawda i mity (w sprawie nieporozumień pojęciowych), 77 s., zł 1.50, –
  4. R. SZCZĘSNY – Przemiany struktury przestrzennej rolnictwa indywidualnego Polski w latach 1938–1988. Próba syntezy, 107 s., zł 2.40, –
  - 5–6. A. S. KOSTROWICKI (red.) – Wpływ urbanizacji na układy ekologiczne strefy podmiejskiej Warszawy, 170 s., zł 4.50, –
- SUPLEMENT – J. H. SZYRMER (red.) – Informator geografii polskiej, 180 s., zł 6, –

**1993**

1. T. LJEWSKI – Koncentracja aktywności gospodarczej i społecznej w 150 większych miastach Polski, 94 s., zł 3,–
2. A. MISZCZUK – Wyludnianie się wsi a rolnictwo Wschodniej Lubelszczyzny, 86 s., zł 3,–
3. W. STOLA – Struktura przestrzenna i klasyfikacja funkcjonalna obszarów wiejskich Polski, 66 s., zł 3, –
- 4–5. A. KOTARBA (red.) – Z badań fizycznogeograficznych w Tatrach, 81 s., zł 4, –
6. B. WYŻGA – Funkcjonowanie systemu rzecznej środkowej i dolnej Raby w ostatnich 200 latach, 93 s., zł 4, –

**1994**

- 1–2. A. S. KOSTROWICKI, J. SOLON (red.) – Studium geobotaniczne okolic Pińczowa, 197 s., zł 10,–
  - 3–4. A. DZIEWULSKA – Przemiany struktury przestrzennej chowu zwierząt gospodarskich w Polsce w latach 1970–1988, 77 s., zł 10,–
  - 5–6. T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA – Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk. Czterdzieści lat działalności 1953–1993, 138 s., 8 zał., zł 10,–
- SUPLEMENT (5–6) – D. GAZICKA – Wybrane publikacje pracowników Instytutu Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania Polskiej Akademii Nauk wydane w latach 1953–1993, 69 s., zł 10,–

**1995**

1. S. KOZARSKI – Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP), 84 s., zł 5.20,–
2. P. GĘBICA – Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w wistulianie i holocenie (w druku)