

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

PL ISSN 0012-5032

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

LESZEK KASPRZAK

DYFERENCJACJA
MECHANIZMÓW
FORMOWANIA STREF
MARGINALNYCH
FAZ LESZCZYŃSKIEJ
I POZNAŃSKIEJ
OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA
NA NIZINIE WIELKOPOLSKIEJ



ROK 1988

ZESZYT 5-6

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

**WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata**

1984

- 1 Postępy geografii społecznej i ekonomicznej w krajach anglosaskich, s. 148, zł 120.-
- 2 Turystyka i rekreacja, s. 160, zł 120.-
- 3-4 Geografia a filozofia – wybrane zagadnienia metodologiczne, s. 167, zł 120.-

1985

- 1-2 O wyjaśnianiu w geografii, s. 285, zł 240.-
- 3-4 XXV Międzynarodowy Kongres Geograficzny Paryż – Alpy 1984, s. 179, zł 240.-

1986

- 1-2 Geografia kultury, s. 114, zł 240.-
- 3-4 Geografia behawioralna, s. 98, zł 240.-

1987

- 1 Społeczna geografia medyczna, s. 156, zł 240.-
- 2 Teledetekcja w rolnictwie, s. 203, zł 240.-
- 3-4 Śródziemnomorska Konferencja Międzynarodowej Unii Geograficznej, Hiszpania 1986, s. 116, zł 480.-

1988

- 1 Współczesna geografia francuska. Część I, s. 204, zł 240.-
- 2-3 Współczesna geografia francuska. Część II (w druku)
- 4 Próby ujęć globalnych (w druku)

**DYFERENCJACJA MECHANIZMÓW FORMOWANIA
STREF MARGINALNYCH FAZ LESZCZYŃSKIEJ
I POZNAŃSKIEJ OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA
NA NIZINIE WIELKOPOLSKIEJ**

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

LESZEK KASPRZAK

MECHANISM DIFFERENTIATION IN THE
FORMATION OF MARGINAL ZONES
LESZNO AND POZNAŃ PHASES
OF THE LAST GLACIATION
GREAT POLAND LOWLAND



YEAR 1988

FASC. 5-6

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

LESZEK KAŚPRZAK

DYFERENCJACJA
MECHANIZMÓW
FORMOWANIA STREF
MARGINALNYCH
FAZ LESZCZYŃSKIEJ
I POZNAŃSKIEJ
OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA
NA NIZINIE WIELKOPOLSKIEJ



ROK 1988

ZESZYT 5-6

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK · ŁÓDŹ
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

<http://rcin.org.pl>

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Jerzy Grzeszczak
Członkowie: Maria Ciechocińska, Tadeusz Gerlach,
Alina Potrykowska, Józef Skoczek, Władysława Stola,
Sekretarz: Maria Mozolewska

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

Maszynopis niniejszego numeru przekazano Wydawcy 12 kwietnia 1988

Redaktor Wydawnictwa
Hanna Jurek

Redaktor techniczny
Ryszard Ulanecki

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich – Wydawnictwo. Wrocław 1989.
Nakład: 410 egz. Objętość: ark. wyd. 12,90; ark. druk. 10+3 wkl.,
ark. A₁-13. Papier offset. kl. III, 80 g. 70 × 100. Oddano do składania
1988.08.22. Podpisano do druku 1989.03.10. Druk ukończono w maju
1989. Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 3498/88 K-7.
Cena zł 200.–

SPIS TREŚCI

Przedmowa – Stefan Kozarski	7
Wstęp	9
Cel badań i sformułowanie problemu	11
Uwagi o analizie litofacjalnej jako metodzie rekonstrukcji zdarzeń paleogeograficznych	14
Podstawy podziału osadów glacialnych	14
Metody pracy	18
Analiza litofacjalna osadów marginalnych w obszarze testowym Leszno-Osieczna (faza leszczyńska)	21
Morfologia	21
Bazalne gliny morenowe	24
Osady fluwioglacjalne i limniglacjalne	35
Osady ablacyjne	38
Struktury deformacyjne w wale marginalnym	41
Analiza litofacjalna osadów marginalnych w obszarze testowym Pniewy (faza poznańska)	47
Morfologia	47
Osady fluwioglacjalne i limniglacjalne	50
Osady ablacyjne	56
Struktury deformacyjne w wale marginalnym	63
Analiza litofacjalna osadów marginalnych w obszarze testowym Koszanowo-Podrzewie (faza poznańska)	67
Morfologia	67
Osady fluwioglacjalne i limniglacjalne	71
Osady ablacyjne	76
Analiza litofacjalna osadów marginalnych w obszarze testowym Bytyń-Ludowo (faza poznańska)	83
Morfologia	84
Rozmieszczenie litofacji osadów marginalnych	84
Zestaw facjalny osadów wału marginalnego	90
Zestaw facjalny osadów wału interlobowego	92
Analiza litofacjalna osadów marginalnych w obszarze testowym Ceradz Kościelny (faza poznańska)	99
Morfologia	99
Rozmieszczenie i charakterystyka osadów marginalnych	99
Zestaw facjalny osadów ciągu zagłębień wytopiskowych	102
Procesy kształtowania form marginalnych fazy leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej części Niziny Wielkopolskiej	107
Formy marginalne kształtowane przez transgredujące czoło lądolodu	108
Formy marginalne kształtowane przez czoło lądolodu w fazie powolnej recesji frontalnej	113
Formy marginalne kształtowane przez stacjonarne czoło lądolodu	126

Zróźnicowanie dynamiki lobów ostatniego lądolodu w środkowej części Niziny Wielkopolskiej	131
Mechanizm kształtowania strefy marginalnej fazy leszczyńskiej przez lob transgresywny (lob Leszna)	131
Mechanizm kształtowania strefy marginalnej fazy poznańskiej przez lob stacjonarny (lob Ceradza Kościelnego) i lob recesywny (lob Koszanowa-Podrzewia)	136
Dyskusja i wnioski	140
Literatura	144
Mechanism differentiation in the formation of marginal zones, Leszno and Poznań Phases of the last glaciation, Great Poland Lowland (summary)	153
Дифференциация механизмов формирования маргинальных зон лещинской и познаньской фаз последнего ледниковья на Велькопольской Низменности (резюме)	158

PRZEDMOWA

Strefy marginalne łądolodów i lodowców, szczególnie ostatniego zlodowacenia i współczesne, z właściwymi im zespołami form i osadów kryją w sobie zapis stanu dynamicznego czołowych mas lodu. Z tego powodu są one niezwykle ważnymi, intensywnie badanymi obiektami geomorfologiczno-sedymentologicznymi. Ponadto dostarczają one ważnych informacji paleogeograficznych o zmieniających się zasięgach łądolodów i lodowców oraz o stanie termicznym stropowych części podłoża podczas zlodowacenia. Doświadczenia badawcze uzyskiwane w strefach marginalnych są także wykorzystywane w weryfikowaniu teoretycznych modeli plejstocenijskich czasów lodowych oraz w rekonstrukcji zmieniających się warunków środowiska przyrodniczego podczas wistulianu.

Rozprawa dr. Leszka Kasprzaka, dotycząca stref marginalnych fazy leszczyńskiej i fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce, jest zatem osadzona w nurcie bardzo istotnych badań podstawowych z zakresu paleogeografii wistulianu i geomorfologii glacialnej. W wyniku wzorowo przeprowadzonej analizy osadów i form w pracy zrekonstruowano mechanizmy kształtowania stref marginalnych, które funkcjonowały w trzech stanach dynamicznych czoła łądolodu: 1) transgresji, 2) równowagi dynamicznej oraz 3) powolnej recesji frontalnej. W ten sposób uzyskano podstawę do zakwestionowania dawnych, ogólnych modeli deglacjacji środkowej Wielkopolski, dysponując o wiele lepszym materiałem podstawowym, zebrany z dużą precyzją przy zastosowaniu nowoczesnych procedur badawczych (kompleksowa analiza facjalna). Wzorowo prowadzona analiza jest wspomagana w rozprawie znakomicie opracowaną dokumentacją. To samo dotyczy części syntetycznej, w której za pomocą map oraz zintegrowanych grafów zostały zilustrowane interpretacja i koncepcja genezy form i serii osadowych na obszarach testowych w obrębie rozpatrywanych stref marginalnych.

Rozprawa została wykonana w znacznej części w ramach problemu MR-I/25 „Przemiany środowiska geograficznego Polski”, temat 3: „Paleogeografia zlodowacenia wistulian w Polsce”.

Stefan Kozarski

Faint, illegible text, likely bleed-through from the reverse side of the page.

WSTĘP

Strefy marginalne obejmują stosunkowo niewielkie fragmenty powierzchni lądolodów. Mimo to ich znaczenie paleogeograficzne jest duże. Wiadomo bowiem na podstawie wyników badań geomorfologicznych i glaciologicznych, że procesy sedymentacyjne rozgrywające się w strefach marginalnych kształtowane są w znacznym stopniu przez zjawiska zachodzące w obrębie całych czasz lodowych. Z tego względu analiza osadów deponowanych na czole lądolodu oraz odpowiadających im form może dostarczyć wielu cennych informacji dotyczących dynamiki i termiki zarówno krawędzi, jak i wnętrza lądolodu.

W badaniach glacialnych prowadzonych na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat można wyróżnić dwojakiego rodzaju podejścia badawcze implikujące sposób traktowania stref marginalnych lądolodów plejstocenijskich. Pierwsze z nich odzwierciedlają licznie ostatnio publikowane rekonstrukcje czasz lądolodów lub ich fragmentów. Rekonstrukcje te przyjmują najczęściej postać modeli glaciologicznych (Andrews, Mahaffy 1976; Boulton 1979; Budd, Smith 1981; Denton, Hughes 1981; Mahaffy 1976) lub geologicznych (Grosswald 1980; Vorren 1979). Modele glaciologiczne oparte są w głównej mierze na fizycznej teorii rozwoju czasz lodowych ze szczególnym uwzględnieniem metod glaciologicznych obliczania miąższości lodu (Nye 1959). W rozpatrywanych modelach, mimo ich wybitnie teoretycznego charakteru, nie są pomijane cechy i położenie stref marginalnych (Hughes 1981; Andrews 1983), a niekiedy stanowią one podstawę rekonstrukcji (np. Boulton i in. 1977). Najpełniej jednak, wnioski wynikające z analizy form i osadów glacialnych wykorzystywane są przy konstruowaniu modeli geologicznych. Modele te jako bardziej realistyczne mogą służyć weryfikacji modeli glaciologicznych (Shilts 1985). Na obecnym poziomie rozwoju badań glacialnych najważniejszym postępowaniem jest rozwijanie zarówno modeli geologicznych, jak i glaciologicznych, które muszą być traktowane jako konstrukcje komplementarne wymagające ciągłej i wzajemnej weryfikacji (Andrews 1982).

Podejście modelowe prezentuje najwyższy stopień przetworzenia informacji geologicznych i geomorfologicznych. Rozwój modeli glacialnych uwarunkowany jest w głównej mierze poziomem równolegle prowadzonych badań o charakterze podstawowym. Stanowią one drugi kierunek badawczy w geomorfologii glacialnej. Kierunek ten obejmuje badania zmierzające do pełnego

wykorzystania przez analizę facjalną informacji zawartych w osadach i formach glacialnych.

Impuls do szybkiego rozwoju teorii sedymentacji glacialnej dały niewątpliwie prace G. S. Boultona (1968; 1970b; 1971; 1972a,b; 1975), dotyczące w większości procesów sedymentacyjnych zachodzących w strefach marginalnych współczesnych lodowców Spitsbergenu. Znaczenie prac G. S. Boultona wykracza znacznie poza region, którego dotyczą i polega przede wszystkim na tym, że dostarczone w nich wiele nowych argumentów umożliwiających znaczne rozszerzenie podstaw interpretacji współczesnych i kopalnych osadów glacialnych.

Dyskusja wywołana ukazaniem się wyników badań G. S. Boultona doprowadziła do opublikowania w ostatnich latach wielu prac przynoszących nowe obserwacje terenowe połączone z niekonwencjonalnymi interpretacjami. Przykładem mogą tutaj być prace N. Eylesa (1979), M. De Jonga i M. Rappola (1983), H. Kurimo (1980, 1982), J. Menzies (1982), M. Rappola (1983), czy wreszcie seria nowoczesnych prac D. E. Lawsons (1979, 1981a, 1981b, 1982). Wzrost zainteresowania nowymi interpretacjami osadów plejstoceńskich również w Polsce zaowocował opublikowanymi już lub aktualnie drukowanymi wynikami prac badawczych (np. Morawski 1976, 1981, 1985; Kasprzak 1981; Kasprzak, Kozarski 1984; Klatkova 1982; Kozarski 1981b, w druku a, b; Kozarski, Kasprzak 1986).

Praca prezentowana przez autora nawiązuje do drugiego z przedstawionych kierunków badań glacialnych i mieści się w grupie badań podstawowych. Zawiera próbę rekonstrukcji procesów, które rozgrywały się w obrębie stref marginalnych fazy leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej części Niziny Wielkopolskiej. Podstawą proponowanych rekonstrukcji są wyniki analizy facjalnej osadów i form marginalnych na celowo wybranych obszarach testowych.

CEL BADAŃ I SFORMUŁOWANIE PROBLEMU

Strefy marginalne ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej były przedmiotem badań autorów zarówno niemieckich (Korn 1912; Behr, Tietze 1913; Assmann, Dammer 1916); jak i polskich (Krygowski 1947, 1961, 1975; Augustowski 1956, 1958, 1961; Kozarski 1962; Rotnicki 1963; Bartkowski 1962, 1967). Analiza opublikowanych map oraz prac geologicznych i geomorfologicznych dotyczących północno-zachodniej Polski prowadzi do wniosku o istnieniu trzech modeli, za pomocą których tłumaczono genezę form marginalnych (Kasprzak, Kozarski 1984).

Pierwszy z modeli znany w literaturze jako „alpejski” (Berendt i in. 1898) preferował występowanie w strefach marginalnych moren czołowych. Natomiast drugi model, będący mutacją pierwszego, rozwinięty został po znanej ekspedycji spitsbergeńskiej K. Grippa (1929) i przyznawał pierwszeństwo wśród form marginalnych morenom czołowym spiętrzonym. Obydwa modele szeroko rozpowszechnili geolodzy niemieccy. J. Behr i O. Tietze (1913) wyznaczyli przebieg leszczyńskiej moreny czołowej (Lissaer Endmoräne) w południowej Wielkopolsce. W interesującym autora fragmencie koło Leszna wyróżnili łob lodowcowy, który spowodował liczne zaburzenia glacitektoniczne. Spostrzeżenie to nie zostało jednak poparte dowodami geologicznymi. U podstaw koncepcji J. Behra i O. Tietzego (1913) leży obserwacja natury morfologicznej: łobowy zarys ciągu form marginalnych oraz obecność na ich zapleczu dużego zagłębienia końcowego.

Zastosowanie schematu alpejskiego do wyjaśniania genezy form marginalnych fazy poznańskiej na odcinku Poznań-Pniewy (drugi obszar badań autora) spowodowało uznanie wszystkich większych pagórków za moreny czołowe lub moreny czołowe spiętrzone (Korn 1912; Karczewski, Kozarski, Rotnicki 1980). Autorzy najbardziej szczegółowego opracowania kartograficznego, jakim było zdjęcie geologiczne w skali 1:25 000, P. Assmann i B. Dammer (1916), mimo dokładnego rozpoznania litologicznego, określili wszystkie wyróżnione osady jako powstałe w ciągu moren czołowych. W omawianej grupie prac preferujących czołowomorenowy charakter stref marginalnych na Nizinie Wielkopolskiej mieści się także pierwsze polskie opracowanie kartograficzne B. Krygowskiego (1947). Warto również zauważyć, że T. Bartkowski w jednej ze swoich wcześniejszych prac (1962) zaliczył niektóre wzgórza leżące w ciągu marginalnym fazy poznańskiej do moren

czołowych (np. koło Lusowa i pomiędzy Koszanowem a Podrzewiem). Jednakże w pracy z 1967 r., stanowiącej podsumowanie badań tego autora, koncepcja moren czołowych została całkowicie zarzucona.

W latach sześćdziesiątych został rozwinięty model form martwego lodu. Model ten posiadający swoje źródła w badaniach amerykańskich (Flint 1947) został wzbogacony oraz zaadaptowany dla Niziny Wielkopolskiej przez T. Bartkowskiego i zaprezentowany w postaci trójdzielnej strefy marginalnej, kształtowanej przez lód pasywny i martwy (Bartkowski 1967). W tym samym czasie również B. Krygowski (1961, 1975) i B. Augustowski (1956, 1958, 1961) przyznawali martwym lodom rolę pierwszoplanową w kształtowaniu form marginalnych na Nizinie Wielkopolskiej.

Badania T. Bartkowskiego spowodowały twórczy ferment w skali całego kraju i doprowadziły do poszukiwania nowych sposobów interpretacji form w strefach marginalnych. Jednakże trzeba od razu zwrócić uwagę, że model form martwego lodu podobnie jak model „alpejski” był nazbyt uproszczony, gdyż pominięto w nim całkowicie osady i formy kształtowane w warunkach obecności czoła żywego lądolodu (Kasprzak, Kozarski 1984; Kozarski (w druku a).

Przegląd głównych tendencji w interpretacji osadów i form marginalnych Wielkopolski wskazuje na istnienie w tej kwestii całkowicie przeciwstawnych poglądów. Sytuacja taka zrodziła potrzebę prowadzenia dalszych badań (Kasprzak, Kozarski 1984) i jest zarazem pierwszym powodem, który skłonił autora do ich podjęcia. Drugi powód wynika z zanotowanego na przestrzeni ostatnich kilkunastu lat znacznego postępu w badaniach osadów glacialnych. Pozwoliło to ujawnić liczne niedostatki tkwiące w trzech przedstawionych modelach interpretacji form marginalnych na Nizinie Wielkopolskiej. Niedostatki te wzięły się przede wszystkim ze zbyt pobieżnej analizy osadów glacialnych, co w konsekwencji doprowadziło do uzyskiwania rekonstrukcji nazbyt uproszczonych.

Obecnie stopień rozpoznania osadów glacialnych, a głównie ich odmiany ablacyjnej, jest o wiele lepszy w porównaniu z minionymi latami. Znacznie szersze są podstawy teoretyczne interpretacji, przede wszystkim struktury, ale również tekstury osadów ablacyjnych i bazalnych. Bogatsze są również interpretacje i rekonstrukcje odniesione do termiki i dynamiki czoła lądolodu (Boulton 1972a). Przykładem rozszerzonej interpretacji osadów glacialnych są prace S. Kozarskiego (w druku), w których materiał faktograficzny pochodzi z terenu Wielkopolski. W pracach tych proponowane jest nowe, bilansowe podejście do osadów glacialnych i choć mają one po części charakter teoretyczny, to jednak stanowią dobrą pozycję wyjściową do zmiany jakościowej w badaniach glacialnych, gdyż zasadzają się na podstawach empirycznych.

W związku z wykrywaniem coraz to nowych odmian geologicznego i geomorfologicznego wykształcenia stref marginalnych lodowców i lądolodów pytanie o globalny charakter deglacjacji straciło nieco na znaczeniu. Wyraźna

jest natomiast tendencja do budowania modeli uwzględniających wielość procesów zachodzących w strefach marginalnych. W celu przybliżenia możliwości takiej rekonstrukcji ostatniego lądolodu na terenie Wielkopolski niezbędne stało się przeprowadzenie badań szczegółowych. Z tego też względu, na aktualnym etapie charakteryzującym się zdecydowanie niewystarczającym rozpoznaniem osadów glacialnych autor za pierwszoplanowy uznał problem ich zbadania i określenia mechanizmów kształtowania stref marginalnych.

Przeprowadzone w poprzednich latach badania inspirowane przez S. Kozarskiego (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1981, 1985a, 1985b; Kozarski, Kasprzak 1987) pozwoliły sprawdzić wstępne założenia postępowania badawczego i wykazały, że najlepszą metodą rozwiązania postawionego problemu jest zbadanie za pomocą kompleksowej analizy facjalnej celowo wybranych wycinków stref marginalnych. Metoda taka powinna umożliwić w miarę pełną rekonstrukcję procesów, które kształtowały formy marginalne. Do rekonstrukcji takiej należy zmierzać poprzez osiągnięcie celów cząstkowych polegających na:

- 1) wydzieleniu typów litofacji osadów glacialnych w obszarach testowych,
- 2) zbadaniu relacji przestrzennych pomiędzy osadami glacialnymi w różnych odmianach facjalnych a osadami fluwio- i limniglacialnymi.
- 3) zbadaniu relacji osad—forma.

Dopiero na takich podstawach możliwe staje się bardziej obiektywne określenie udziału lodu aktywnego i lodu martwego w kształtowaniu osadów i form marginalnych, a więc formułowaniu realistycznych modeli depozycyjnych (Kozarski, Kasprzak 1987; Kozarski (w druku) a) odzwierciedlających dynamiczny stan czoła lądolodu.

W tym miejscu pragnę podziękować Panu prof. dr. hab. Stefanowi Kozarskiemu za wskazanie ważnego i ciekawego problemu badawczego, życzliwą opiekę i liczne wskazówki podczas prowadzenia badań, bardzo wnikliwą oraz krytyczną analizę tekstu pracy. Pani prof. dr. hab. Halinie Klatkowej i Panu prof. dr. hab. Wojciechowi Stankowskiemu, recenzentom pracy, za trud włożony w jej ocenę. Całemu zespołowi Zakładu Geomorfologii Ogólnej Instytutu Badań Czwartorzędu UAM dziękuję za tworzenie życzliwej atmosfery podczas badań i pisanie pracy.

UWAGI O ANALIZIE LITOFACJALNEJ JAKO METODZIE REKONSTRUKCJI ZDARZEŃ PALEOGEOGRAFICZNYCH

PODSTAWY PODZIAŁU OSADÓW GLACJALNYCH

Analiza litofacjalna jest obecnie szeroko rozpowszechnioną metodą badania osadów. Jej stosowanie w odniesieniu do środowiska glacialnego natrafia jednak duże trudności. Przyczyn istniejących trudności można upatrywać z jednej strony w dużym zróżnicowaniu osadów, które jest znacznie większe niż w nieglacialnych środowiskach sedymentacyjnych, z drugiej zaś w braku ogólnie stosowanego i jednolitego podziału osadów glacialnych. Obydwa wymienione czynniki dotyczą w głównej mierze glin ablacyjnych. Ogólny postęp w badaniach glacialnych spowodował rozwinięcie klasyfikacji tych osadów. Istniejące jednak nadal rozbieżności i różnorodność podejść zmuszają do przedstawienia jak też uzasadnienia własnego podziału osadów glacialnych stosowanego w badaniach stref marginalnych faz leszczyńskiej oraz poznańskiej ostatniego zlodowacenia.

Zróżnicowanie litologiczne i strukturalne profili gliniastych dostrzeżono już ponad 100 lat temu (por. Dreimanis 1976), a więc w początkach rozwoju badań glacialnych. Dopiero jednak R. F. Flint w 1947 r. przyczynił się swoją znaną syntezą „Glacial geology and Pleistocene Epoch” do skutecznego i trwałego wprowadzenia do literatury światowej idei dwudzielności glin akumulowanych w czasie jednego epizodu glacialnego. Dolny człon dwudzielnych profili uznał za glinę bazalną akumulowaną w czasie transgresji lądolodu, natomiast człon górny, za glinę ablacyjną powstałą głównie z moreny wewnętrznej i powierzchniowej oraz rejestrującą zanik lodu martwego.

Ważnym krokiem sprzyjającym lepszemu zrozumieniu mechanizmu depozycji glin było rozwinięcie badań nad orientacją klastów w utworach morenowych. W 1938 r. C. D. Holmes wprowadził termin *till fabric* (Holmes 1941). W latach pięćdziesiątych P. W. Harrison przeprowadził systematyczne badania orientacji klastów w glinach bazalnych i ablacyjnych okolic Chicago (Harrison 1957). Słabe uporządkowanie detrytusu w tych ostatnich objaśnił procesami spływania materiału wytapianego z lodu, co prowadziło do destrukcji w układzie klastów odziedziczonych po fazie transportu glacialnego. W 1952 r. A. Jahn (1952/53) wprowadził do literatury polskiej schemat dwudzielności

glin morenowych, sugerując równocześnie obecność glin ablacyjnych i bazalnych w odsłonięciach na terenie Sudetów oraz Dolnego Śląska. W końcu lat pięćdziesiątych ukazała się cenna praca J. H. Hartshorna (1958), której autor na podstawie badań w stanie Massachusetts (USA) wprowadził pojęcie glin spływowych (ang. *flow till*).

Badania przeprowadzone w następnych latach umożliwiły wzbogacenie stosowanego dotychczas podziału glin morenowych o nowe elementy. J. A. Elson (1961) wymienia już dwie odmiany genetyczne glin deponowanych w strefie subglacjalnej lądolodu, glinę typu *lodgement* oraz glinę typu *melt-out*. Przyjmuje się jednak, że gliny typu *melt-out* najpełniej zostały opisane przez G. S. Boultona, w 1971 r. – supraglacjalna glina typu *melt-out* (Boulton 1971), a w rok później jej odmiana subglacjalna (Boulton 1972a). W ten sposób zapoczątkowany został nowy podział osadów morenowych, w myśl którego w profilu pionowym osadów, związanych z jedno-razowym nasunięciem lądolodu, można wyróżnić nie dwa a cztery rodzaje glin, dwie subglacjalne (*lodgement* i *melt-out*) i dwie supraglacjalne (spływowa i *melt-out*). Wyróżnienia te są obecnie powszechnie akceptowane.

Poziom szczegółowości aktualnie prowadzonych badań wskazuje jednak, że czteroczłonowy podział osadów morenowych wymaga dalszej modyfikacji w celu przystosowania go do użycia w badaniach terenowych, w których stosuje się analizę litofacjalną. Nie wyczerpuje on bowiem wszystkich obserwowanych sytuacji, a przede wszystkim nie uwzględnia piaszczysto-żwirowych i kamienistych osadów ablacyjnych. Celowe w związku z tym wydaje się rozważenie obecnie funkcjonujących definicji gliny jako odpowiednika pojęcia *till*, gdyż przyjęcie określonej z nich implikuje zastosowanie odpowiedniej klasyfikacji.

W literaturze istnieje kilka definicji określających, jaki osad można nazwać gliną. Najbardziej rygorystyczna jest definicja D. E. Lawsona (1979). Stwierdza on, że glina jest osadem deponowanym bezpośrednio z lodu, który nie podlega dalszej resedymantacji lub dysagregacji. Podobną wymowę posiada definicja E. A. Francisa (1975), według której za gliny można uznać osady deponowane z lodu bez interwencji wody płynącej. Na przeciwnym krańcu znajduje się szeroka definicja glin zaproponowana przez Komisję Genety i Litologii Osadów Czwartorzędowych (Dreimanis 1982), która brzmi: „Glina jest osadem transportowanym i subsekwentnie deponowanym przez lód lub z lodu w warunkach braku lub niewielkiej tylko obecności procesów sortacji wodnej”. Warto dodać, że przytoczoną definicję zaaprobowало 85% członków Till Work Group INQUA, przy czym 10% z nich wskazywało na potrzebę niewielkiej modyfikacji (Dreimanis 1982).

Proponowana przez Komisję Genety i Litologii Osadów Czwartorzędowych INQUA definicja nakłada na osad określany gliną trzy warunki:

- glina musi składać się z materiału transportowanego przez lodowiec,
- musi istnieć wyraźny związek przestrzenny osadu z lodowcem polegający na depozycji przez lód lub z lodu,

– w osadzie nie powinny być obecne struktury wskazujące na aktywną działalność wód płynących.

Spośród wymienionych kryteriów wyróżniania glin pierwsze dwa nie budzą większych wątpliwości. W swoich definicjach uwzględnili je zarówno D. E. Lawson (1979), jak i E. A. Francis (1975). Kontrowersyjny i wywołujący żywą dyskusję jest natomiast trzeci warunek mówiący o braku większej sortacji wodnej (por. Dreimanis 1983a, 1983b; Dreimanis, Lundqvist 1984; Dreimanis, Schlüchter 1985).

D. E. Lawson (1979, 1981a, 1981b, 1982) w swoich pracach konsekwentnie wyłącza z grupy glin wszystkie osady, które zdeponowane zostały w procesie subaeralnego spływania materiału ablacyjnego, a więc prawie całkowicie eliminuje z mechanizmu depozycji glin czynnik grawitacji i sortacji wodnej. Przykłady prezentowane przez tego autora wskazują, że nie zalicza on do glin nawet takich osadów spływowych, w których udział wody w czasie depozycji był niewielki, rzędu 8–10% (Lawson 1979). Podobny pogląd, polegający na wyłączeniu glin spływowych ze środowiska glacialnego, przedstawił ostatnio także K. Gripp (1981). Dodać jeszcze należy, że stanowisko jakie zajmują D. E. Lawson i K. Gripp w odniesieniu do klasyfikacji glin jest całkowicie odmienne od poglądu G. S. Boultona (1968), który opisał cechy glin spływowych i nie podawał w wątpliwość spływania subaeralnego jako mechanizmu tworzenia glin.

W pracach dotyczących genezy glin wielokrotnie podnoszono znaczenie wody w procesie akumulacji. Wiele struktur glin bazalnych, jak np. foliacja (Flint 1971, Gilberg 1955) czy laminacja (Virkkala 1952, 1974), zawdzięczają swoje powstanie, przynajmniej po części, segregacji wodnej. J. A. Elson (1961) opisał jeden z typów glin bazalnych charakteryzujący się dużą kompaktcją i drobnoziarnistością (ang. *comminution till*) i wyliczył, że ciepło powstające w wyniku procesu ścinania i kruszenia na kontakcie lód/podłoże umożliwiła ośmioprocentową zawartość wody w deponowanym subglacialnie osadzie. Dużą rolę wody w kształtowaniu cech strukturalnych glin bazalnych uzasadnili ostatnio także E. H. Muller (1983a, 1983b) i J. Lundqvist (1985).

Problem udziału wody w depozycji glin i osadów glinopodobnych dotyczy jednak w głównej mierze środowiska supraglacialnego. Nie rozwiązuje go szeroka definicja podana przez Komisję INQUA, gdyż jest rzeczą subiektywną ocenić stopnia przeobrażenia osadu przez wody płynące.

W Polsce szeroko rozpowszechnionym pojęciem określającym kompleks osadów, których struktury kształtowane były w strefie supraglacialnej lądolodu, jest termin osady ablacyjne. Pojęcie to jest bardzo pojemne, o czym świadczy na przykład praca H. Klatkowej (1982), w której objęto tym określeniem zarówno mułki warstwowe, jak i gliny ablacyjne. Jest to niewątpliwie przejaw nowoczesnego podejścia, podkreślającego kompleksowy charakter osadów pochodzenia supraglacialnego w związku ze zróżnicowaniem środowiska depozycyjnego. Niemniej istnieje, zdaniem autora, potrzeba

wyraźnego zdefiniowania granicy pomiędzy osadami ablacyjnymi a osadami fluwio- i limniglacialnymi, pamiętając o jej nieostrości.

Z praktycznego punktu widzenia oraz biorąc pod uwagę fakt powszechności sphywania grawitacyjnego osadów supraglacialnych w różnym stopniu nasyconych wodą poszukiwana granica powinna posiadać charakter jakościowy, a nie ilościowy w zachodzących procesach. Zmiana taka następuje w momencie, gdy woda nasycająca sphywający osad gliniasty lub piaszczysty przestaje być czynnikiem ułatwiającym przemieszczanie grawitacyjne, a zaczyna być czynnikiem transportu. Granica tego rodzaju jest stosunkowo łatwa do rozpoznania, gdyż aktywny udział wody rozpoczyna się z chwilą wystąpienia segregacji wodnej prowadzącej do powstawania w deponowanym osadzie ripplemarków lub wyraźnych struktur planarnych. Można przyjąć, że pozycję graniczną między serią ablacyjną a fluwio- i limniglacialną zajmują osady określane i opisywane pod nazwą turbidity (Stauffer 1967, Selley 1976).

Interpretacja cech strukturalno-teksturalnych osadu nie jest kryterium wystarczającym w klasyfikacji genetycznej. Badania przeprowadzone na obszarze

Tabela 1
Podział osadów glacialnych użyty w kompleksowej analizie facjalnej osadów marginalnych

Pierwotny system depozycyjny	Pierwotne środowisko depozycyjne	Mechanizm depozycji	Osad
Supraglacialny	lód żywy czoła lądolodu	sphywanie materiału wytapianego z płaszczyzn ślizgu po powierzchni i poza obręb lodu lodowcowego	allochtoniczna glina sphywowa
	lód martwy	sphywanie na niewielkie odległości, depozycja boczna i pionowa	parautochtoniczna glina sphywowa, piaski i żwiry sphywowe
		kombinacja procesów sphywania i zrzucania, ruch indywidualnych większych okruchów skalnych	tłoki żwirowo-kamieniste i/lub gładzowe
		depozycja pionowa	glina supraglacialna typu <i>melt-out</i>
Subglacialny	lód zamierający i martwy	wytapianie i depozycja pionowa	glina bazalna typu <i>melt-out</i>
	stopa aktywnego lądolodu	depozycja poprzez nakładanie i kotwiczenie okruchów skalnych na powierzchni podłoża	glina bazalna typu <i>lodgement</i>

testowym Ceradz Kościelny (Kasprzak, Kozarski 1984) pozwoliły upewnić się, że w odniesieniu do strefy marginalnej równie ważne jest kryterium geomorfologiczne i stratygraficzne. Duża część osadów ablacyjnych (jak np. piaski i żwiry ablacyjne, czy tłoki żwirowo-kamieniste i/lub glazowe) trudna byłaby do zinterpretowania bez użycia tych kryteriów. Ta sama uwaga dotyczy allochtonicznych glin spływowych, które obok charakterystycznej struktury, pokazującej indywidualne loby spływowe, muszą występować w pozycji wskazującej na akumulację z żywego czoła lądolodu.

Na podstawie kryteriów strukturalno-teksturalnych, geomorfologicznych i zajmowanej pozycji stratygraficznej podzielono osady glacialne na potrzeby kompleksowej analizy facjalnej osadów marginalnych. Przyjęty w pracy podział zaprezentowano w ujęciu tabelarycznym (tab. 1).

METODY PRACY

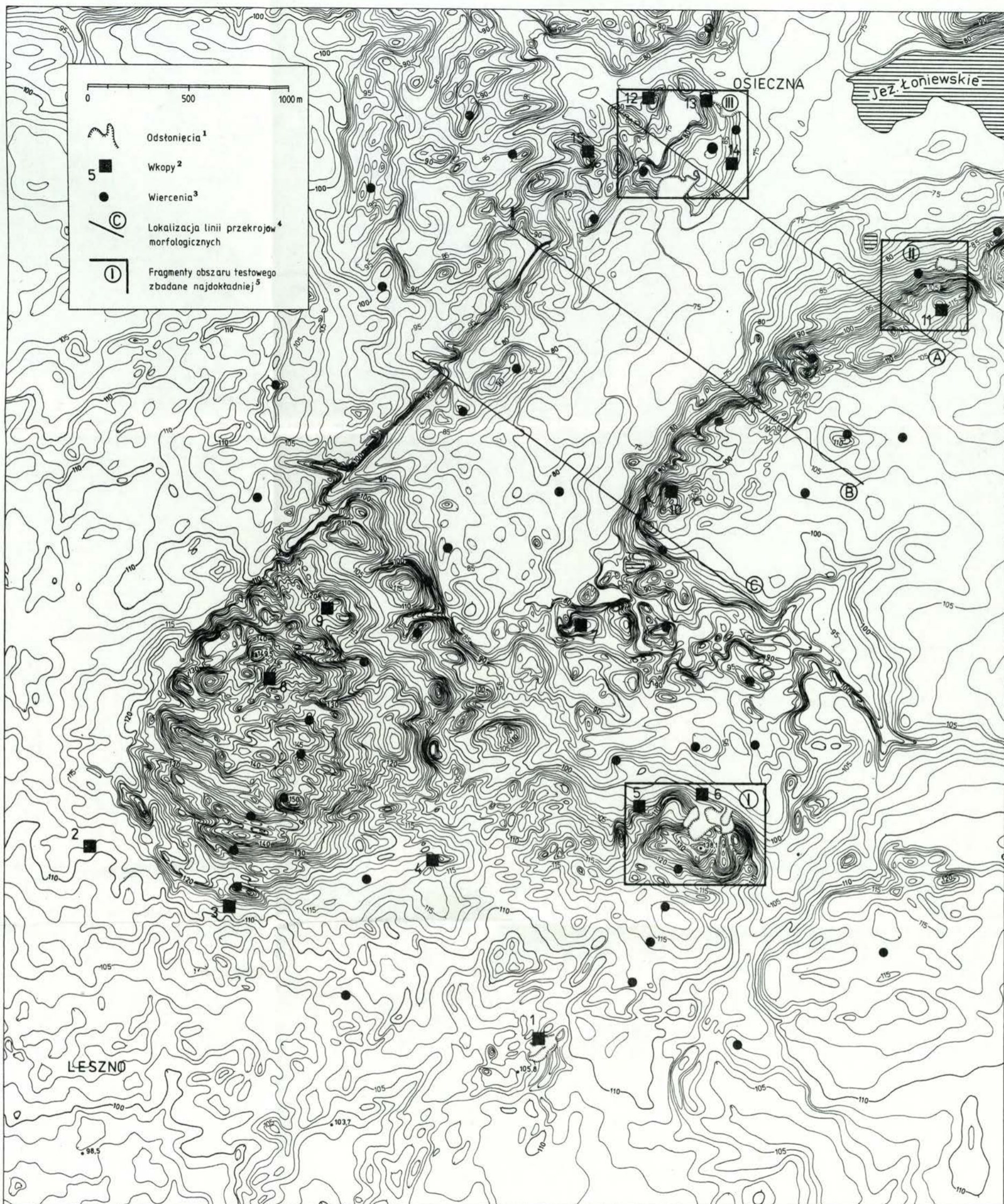
Badania geomorfologiczne w strefach marginalnych fazy leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia przeprowadzono w latach 1978–1986. Przebiegały one w dwóch etapach.

W pierwszym etapie rozpoznano za pomocą kartowania geomorfologicznego wszystkie zespoły form marginalnych na odcinku fazy poznańskiej pomiędzy Jankowicami a Kwilczem. Rozpoznanie prowadzono na podstawie map topograficznych i dostępnych map geologicznych niemieckich w skali 1 : 25 000. Efektem badań wstępnych były mapy litologiczne i geomorfologiczne w skali 1 : 25 000, arkusze Gaj Wielki i Duszniki, obejmujące większą część badanego odcinka fazy poznańskiej. W okolicach Leszna we wstępnym etapie rozpoznano cechy budowy geologicznej wału moreny pchniętej (Kasprzak 1985a, 1985b).

Przeprowadzone w latach 1978–1979 badania wstępne umożliwiły wydzielenie pięciu rejonów badań szczegółowych nazwanych obszarami testowymi. Wyznaczono pięć obszarów testowych obejmujących zróżnicowane zespoły marginalne: jeden w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej (Leszno-Osieczna) i cztery w obrębie strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia (Pniewy, Koszanowo-Podrzewie, Bytyń-Ludowo i Ceradz Kościelny – ryc. 1). Włączenie do badań szczegółowych obszaru położonego na północ od Leszna zostało podyktowane chęcią porównania choć w ograniczonym zakresie wyników analizy facjalnej pochodzących z dwóch różnych wiekowo stref marginalnych.

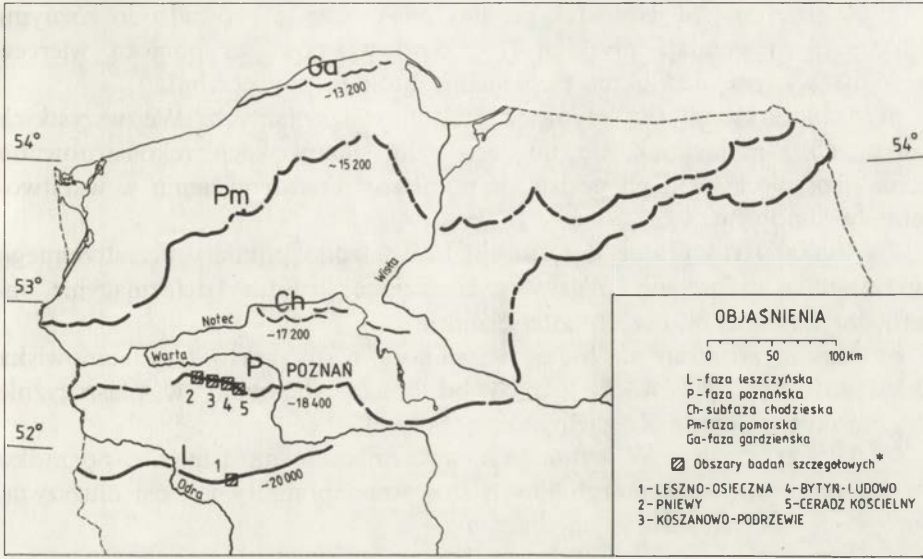
Analizę facjalną osadów i form marginalnych na wyznaczonych obszarach testowych przeprowadzono na podstawie podkładów hipsometrycznych w skali 1 : 10 000. Zastosowano następujące metody i techniki badawcze:

1) Analizę orientacji dłuższych osi klastów w glinach. Analizę tę prowadzono stosując zalecenia metodyczne podane przez J. Krügera (1970). Pomiary orientacji klastów wykonywano tak w przekrojach pionowych osadów, jak i na platformach pomiarowych o rozmiarach 1 m². Każdorazowo



Ryc. 2. Mapa historyczna fragmentu strefy marginalnej fazy leszczyńskiej ostatniego zlodowacenia między Leszno a Osieczną (obszar testowy Leszno-Osieczna)
 Morphological map of part of the marginal zone belonging to the Leszno Phase of the last glaciation between Leszno and Osieczna (Leszno-Osieczna case study area)

1 – exposures, 2 – dug holes, 3 – boreholes, 4 – location of morphological sections, 5 – areas of detailed investigations



Ryc. 1. Lokalizacja obszarów badań szczegółowych (szacunkowy wiek w latach BP głównych linii położenia czoła ostatniego lądolodu w Polsce zachodniej podano za S. Kozarskim 1986)
 Location of case study areas (age estimates in years BP of main positions of the last ice sheet front in Western Poland, after Kozarski 1986)

*case study areas

mierzone orientację osi dłuższej i kierunek zapadania przynajmniej 50 gładzików. Do pomiarów wybierano te, które posiadały oś dłuższą wyraźnie zaznaczoną (stosunek co najmniej 3 : 2 pomiędzy osiami). Liczbę stanowisk pomiarowych uzależniano od zmienności litologicznej osadów. W glinach warstwowych pomiary wykonywano na różnych poziomach i w różnych intersekcjach.

2) Analizę wykształcenia i orientacji ciał piaszczystych i piaszczysto-zwirowych. Wymienione struktury odsłaniano wielokrotnie w różnych intersekcjach. Niezależnie od tego, każdorazowo wykonywano standardowe pomiary orientacji kompasem geologicznym.

3) Analizę składu mechanicznego osadów ablacyjnych. Pobrano do badań łącznie 390 próbek oraz wykonano standardowe analizy sitowe i areometryczne. Badania w obszarze testowym Ceradz Kościelny (Kasprzak, Kozarski 1984) pokazały, że najbardziej przydatnym w analizie facjalnej jest wskaźnik ilastości i dlatego tylko ten wskaźnik został wykorzystany w pracy. Nie udało się wykryć żadnych, przydatnych w analizie litofacjalnej zróżnicowanych osadów marginalnych, prawidłowości w obtoczeniu ziarn kwarcowych pochodzących z osadów ablacyjnych.

4) Dokumentowanie fotograficzne. Do tej techniki badawczej przywiązywano szczególną wagę, gdyż obraz strukturalny osadów ablacyjnych oraz fluwio- i limniglacjalnych dostarczył podstawowe informacje o procesach kształtowania osadów i form marginalnych. Zgromadzono łącznie w obydwóch etapach badań ponad 2 tys. fotografii osadów.

5) Analizę zasięgu jednostek facjalnych. Analizę tę prowadzono różnymi metodami: za pomocą płytkich (1–1,5 m) wkopów, za pomocą wierceń świdrem ręcznym oraz przez porównanie litologii powierzchni.

6) Analizę kierunków płynięcia wód fluwioglacjalnych. We wszystkich dostępnych i nadających się do tego celu stanowiskach rekonstruowano kierunki płynięcia wód na podstawie pomiarów orientacji lamin w warstwowaniu wydmowym.

7) Analizę strukturalną deformacji. Prowadzono pomiary przestrzennego wykształcenia deformacji. Wszystkie znalezione struktury deformacyjne badano przynajmniej w dwóch intersekcjach.

8) Analizę struktur po lodzie szczelinowym. Wykryto trzy stanowiska takich struktur. W dwóch z nich odsłonięto wieloboki w płaszczyźnie horyzontalnej (Ceradz Kościelny, Zajączkowo).

9) Analizę rzeźby. W sytuacjach wskazujących na istnienie porządku w rozmieszczeniu form marginalnych stosowano pomiary ich osi dłuższych, które następnie nanoszono na diagramy.

ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW MARGINALNYCH W OBSZARZE TESTOWYM LESZNO-OSIECZNA (FAZA LESZCZYŃSKA)

Zasięg fazy leszczyńskiej zlodowacenia vistuliańskiego (Kozarski 1981a) na północ od Leszna wyznaczają pagórki i wały, które w połączeniu z formami przylegającymi do rynny glacialnej przyjmują postać wyraźnego lobu (Behr, Tietze 1913). Lob ten stanowi centralną część obszaru testowego, który obejmuje powierzchnię około 30 km² (ryc. 2). W kierunku południowym sięgnięto badaniami do granic administracyjnych miasta Leszna, w północnym zaś do równoleżnika miejscowości Osieczna. Wschodnią i zachodnią granicę zasięgu obszaru testowego wyznaczają płyty wysoczyznowe wieku środkowopolskiego (Krygowski 1947, 1961). W celu rozpoznania osadów zanalizowano budowę geologiczną w odsłonięciach czynnych lub obecnie wyeksploatowanych wyrobisk: w rejonie wału moreny pchniętej (ryc. 2, fragment I), w zboczu rynny glacialnej (ryc. 2, fragment II) oraz w pagórkach kemowych koło Osiecznej (ryc. 2, fragment III). Ponadto wykonano 15 wykopów do głębokości 2–3 m i 44 wiercenia świdrem ręcznym, którym sięgnięto w osady do głębokości 5 m (ryc. 2).

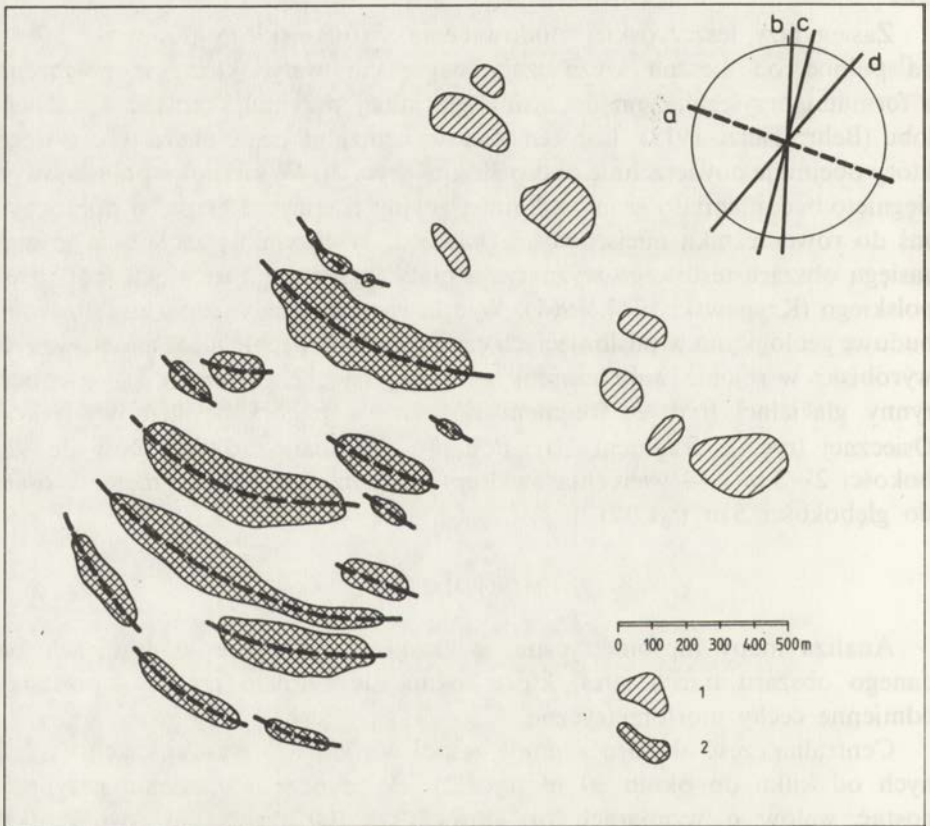
MORFOLOGIA

Analiza mapy hipsometrycznej wskazuje na istnienie w granicach badanego obszaru trzech stref, które różnią się rytmem rzeźby i posiadają odmienne cechy morfometryczne.

Centralną część obszaru zajmuje zespół wzniesień o wysokościach względnych od kilku do około 30 m (ryc. 2). Pojedyncze wzniesienia przyjmują postać wałów o wymiarach osi długiej od 100 do 500 m, osi krótkiej od kilkudziesięciu do 250 m. Istotny dla rozważań morfogenetycznych jest charakterystyczny układ wałów. Linie grzbietowe o kształcie łuków wygięte są w kierunku południowo-zachodnim. Osie łuków mają orientację w znacznym stopniu zbieżną z przebiegiem osi morfologicznej podłużnego zagłębienia rynny glacialnej, przylegającej od północy do zespołu wałów (ryc. 3). Najbardziej regularne łuki prezentują wały zewnętrzne. W kierunku północno-wschodnim ich układ staje się mniej regularny. Pomiędzy wałami występują podłużne zagłębienia. Część z nich ma charakter bezodpływowy, inne

natomiast włączone są w obręb suchych dolin rozcinających brzeżne części zespołu pagórków (ryc. 2).

W kierunku wschodnim pagórki i wały tracą na wyrazistości i regularności. Ich miejsce zajmują niewysokie wzgórza i zagłębienia bezodpływowe o nieregularnych kształtach. Jedyną znacznieszą formą jest wał o orientacji wschód-zachód i wysokości względnej 38 m (ryc. 2). W jego przekroju poprzecznym zaznacza się asymetria polegająca na mniejszym nachyleniu stoku północnego w porównaniu z południowym. Asymetria w profilu poprzecznym charakteryzuje również niektóre z poprzednio opisanych wałów.



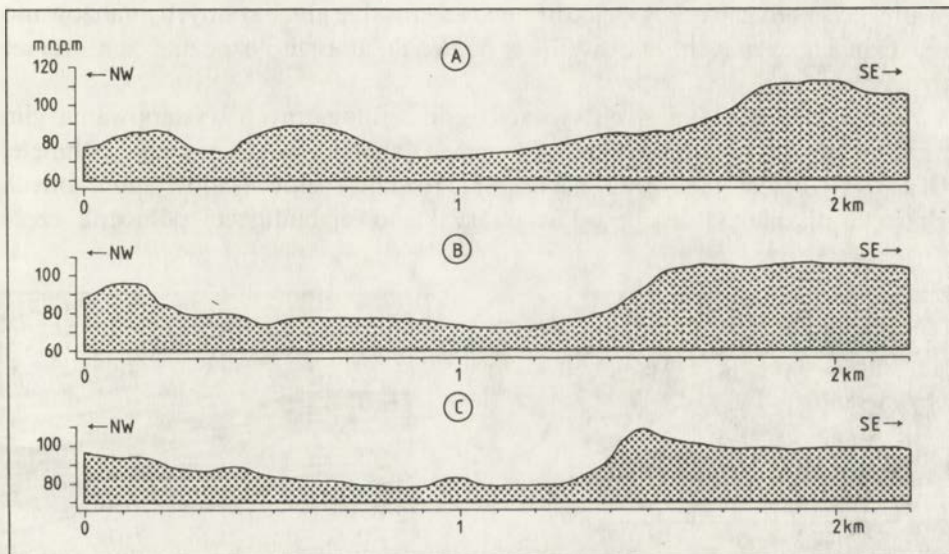
Rys. 3. Szkic morfologiczny pagórków i wałów położonych u wylotu rynny glacialnej (obszar testowy Leszno-Osieczna)

1 – pagórki strefy wewnętrznej, 2 – wały strefy zewnętrznej, a – orientacja osi morfologicznych wałów, b – orientacja dłuższych osi klastów w glinie typu lodgement położonej na proksymalnym stoku wału moreny pchniętej, c – orientacja dłuższych osi klastów w glinie typu lodgement w odsłonięciu usytuowanym w zboczu rynny glacialnej, d – orientacja osi morfologicznej rynny glacialnej

Morphological sketch of hummocks and ridges lying at the outlet of a tunnel valley
 1 – hummocks in the inner zone, 2 – ridges in the outer zone, a – orientation of ridge morphological axes, b – orientation of clast long axes in lodgement till over push-moraine proximal slope, c – orientation of clast long axes in lodgement till in a pit on tunnel valley slope, d – orientation of tunnel valley morphological axis

Przedstawiony zespół form autor traktuje dalej jako strefę krawędziową łagodolodu fazy leszczyńskiej. Formy tej strefy oddzielają północną część badanego fragmentu strefy marginalnej nazywaną zapleczem od obszaru leżącego na południu nazywanego dalej przedpołem form krawędziowych.

Rzeźba przedpoła jest słabo urozmaicona. Teren opada łagodnie w kierunku południowym od rzędnej 110 m n.p.m. do 100 m n.p.m. (ryc. 2). Jedynym ożywieniem w rzeźbie są zagłębienia bezodpływowe o głębokościach do kilku metrów. Większość z nich wydłużona jest zgodnie z osią spadku terenu, tzn. z północy na południe. Całkowicie odmienną morfologię prezentuje zaplecze form krawędziowych. Głównym jego elementem jest wspomniana już rycina glacialna (ryc. 2).



Ryc. 4. Przekroje morfologiczne przez rynnę glacialną

A – północna część rynny, B – środkowa część rynny, C – południowa część rynny (lokalizację linii przekrojów morfologicznych przedstawiono na ryc. 2)

Morphologic section through the tunnel valley (Leszno-Osieczna study area)

A – northern part, B – middle part, C – southern part (for location of morphologic section lines see Fig. 2)

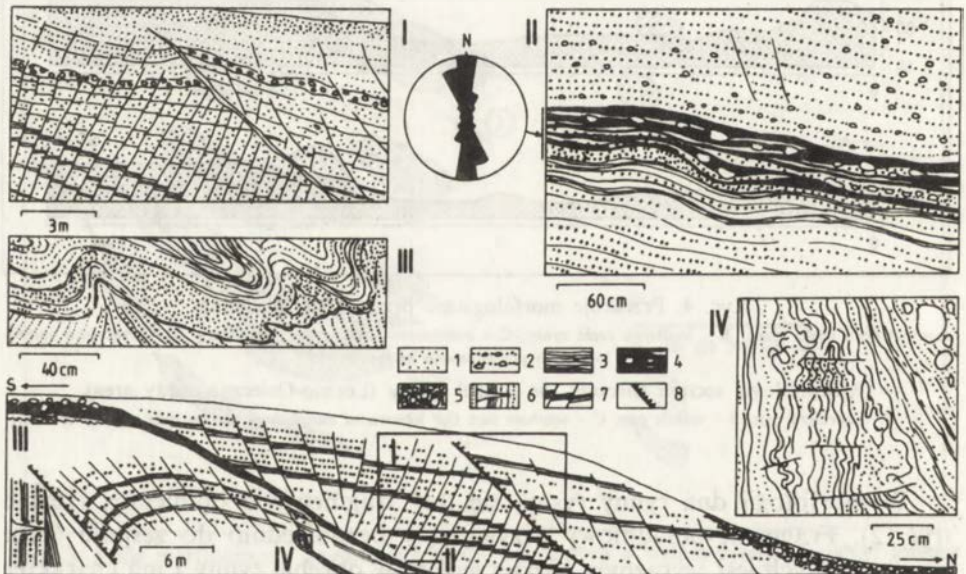
W morfologii dna rynny rysują się trzy fragmenty o odmiennej rzeźbie (ryc. 2). Fragment południowy przylegający bezpośrednio do zespołu form krawędziowych jest wyraźnym rozszerzeniem w obrębie rynny i ma charakter zagłębienia końcowego. Jego dno zajmują liczne pagórki i nabrzmienia oraz zagłębienia bezodpływowe. Deniwelacje nie przekraczają 10 m (ryc. 4C). W środkowej części rynny pagórki i zagłębienia zanikają, a dno staje się płaskie, pozbawione nawet niewielkich nierówności (ryc. 4B). W północnym fragmencie następuje ponowne zróżnicowanie rzeźby dna rynny. Przyczyną wzrostu deniwelacji są pagórki, które przegradzają rynnę

na wysokości Osiecznej, wznosząc się do około 15 m ponad jej dno (ryc. 4A). W obrębie obszaru testowego Leszno-Osieczna znajduje się jedynie końcowy fragment ryciny. W kierunku północnym i północno-wschodnim, już poza obszarem badań autora, ma ona wielokilometrowe przedłużenie i przechodzi w system rynnowy o licznych rozgałęzieniach oraz urozmaiconej rzeźbie.

BAZALNE GLINY MORENOWE

Gliny morenowe deponowane w subglacjalnym systemie sedimentacyjnym lodolodu leszczyńskiego wykryto w obrębie form krawędziowych oraz w strefie ich zaplecza, w zboczu rynny glacialnej (ryc. 2, fragmenty I i II; ryc. 6). W obu przypadkach cechy strukturalne i teksturalne glin bazalnych analizowano na ścianach czynnych żwirowni, co pozwoliło dobrze rozpoznać ich szersze tło geologiczne.

Pierwsza z wymienionych sytuacji geomorfologicznych występowania glin bazalnych dotyczy opisanego już przez autora wału moreny pchniętej (Kasprzak 1985a, 1985b). Gлина bazalna rozdziela serię osadów zaburzonych glaciektonicznie od serii osadów terasy kemowej budującej północną część



Ryc. 5. Budowa geologiczna wału moreny pchniętej

- 1 – piaski drobnoziarniste, 2 – piaski ze żwirem, 3 – piaski ilaste, 4 – glina bazalna typu lodgement, 5 – osady ablacyjne, 6 – struktura szczeliny mrozowej, 7 – uskoki, 8 – płaszczyzny ścicia

Na diagramie pokazano orientację dłuższych osi klastów w glinie bazalnej

Geologic structure of push moraine (Leszno-Osieczna study area)

- 1 – fine sands, 2 – sands containing gravel, 3 – clayey sands, 4 – basal lodgement till, 5 – ablation sediments, 6 – ice-wedge cast, 7 – faults, 8 – shear planes.

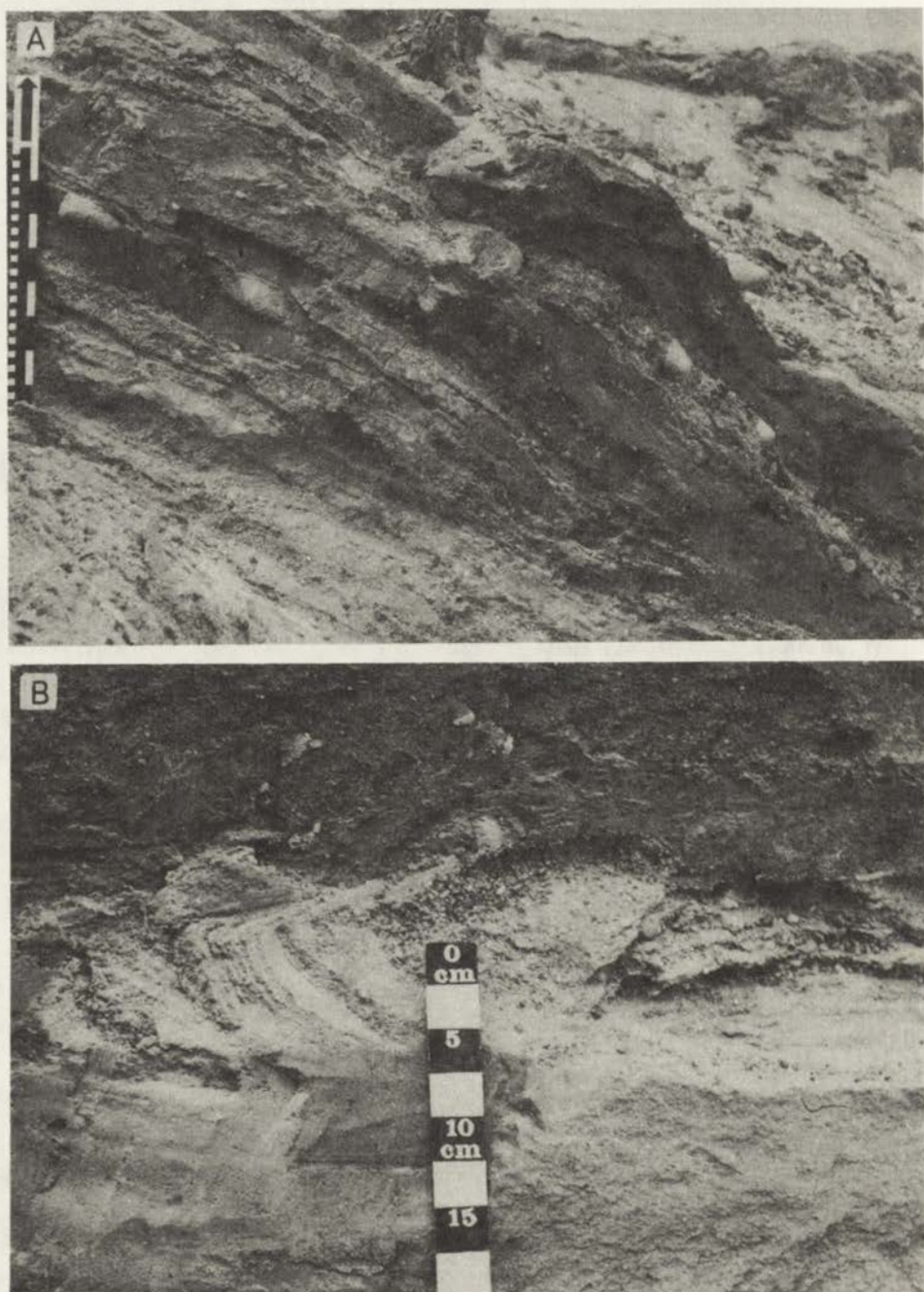
Diagram shows orientation of clast fabrics in basal till

wału (ryc. 5). Sposób zalegania gliny jest dość zróżnicowany, od prawie poziomego do wyraźnie transgresywnego wznoszącego w miejscach, w których glina bazalna wkracza na południowe skrzydło antykliny wykształconej w osadach fluwioglacjalnych. Interesujący w tym ostatnim przypadku jest charakter kontaktu gliny z leżącymi pod nią osadami fluwioglacjalnymi. W dolnej części kontakt ten ma cechy sedimentacyjne (ryc. 5 II). W części górnej natomiast, glina bazalna ścina piaski i żwiry zaburzone glacitektonicznie (ryc. 5: profil schematyczny obrazujący układ elementów wału moreny pchniętej). Analiza kontaktu osadów fluwioglacjalnych terasy kemowej i stropowych partii gliny wskazuje, że pomiędzy akumulacją gliny bazalnej a osadzeniem fluwioglacjału nie było dłuższej przerwy czasowej, gdyż w wielu miejscach kontakt ten ma również sedimentacyjny charakter. Ponadto w stropie gliny brak śladów wietrzenia.

Glina bazalna w obrębie wału moreny pchniętej nigdzie nie tworzy ciągłego pokładu. Występuje w postaci niewielkich, choć wyraźnie widocznych na tle fluwioglacjału, wkładek i soczewek o miąższości nie przekraczającej 1 m. W miejscach całkowicie pozbawionych gliny, osady limniglacjalne i fluwioglacjalne terasy kemowej spoczywają bezpośrednio na piaskach i żwirach zaburzonych glacitektonicznie.

W strefie krawędziowej fazy leszczyńskiej glina bazalna ma wiele cech pozwalających precyzyjnie określić ją jako glinę typu lodgement deponowaną w trakcie ruchu mas lodowych. Problem kryteriów wyróżniania tego typu glin doczekał się już szerokiej dyskusji, o czym świadczą licznie publikowane prace (np. Boulton 1970b, 1972a, 1975; Boulton, Dent, Morris 1974; Drake 1971, 1972; Krüger 1979; Marcussen 1975). Jednym z ważniejszych kryteriów diagnostycznych jest rodzaj i sposób występowania przewarstwień piaszczystych w glinach. Już w 1933 r. K. Richter zaobserwował w glinie subglacjalnej niewielkie wkładki piaszczyste zorientowane zgodnie z ułożeniem dłuższych osi klastów (Richter 1933). Przyrost obserwacji terenowych pozwolił na zróżnicowanie genetyczne wkładek piaszczystych w glinach bazalnych. J. Krüger (1979) przy okazji omawiania struktur i tekstur diagnostycznych dla depozycji subglacjalnej wskazał na istnienie kilku sposobów inkorporacji materiału piaszczysto-żwirowego w obręb stopy łądolodu. Problem ten poruszają w swoich ostatnio opublikowanych pracach również M. Åmark (1986 a, b) i J. Lundqvist (1985). Cytowani autorzy podkreślają ważną rolę wód subglacjalnych przymarzających do spągu łądolodu jako podstawowego mechanizmu włączania materiału subglacjalnego w jego obręb. W dalszych fazach występuje już tylko mechaniczne mieszanie piasków i żwirów ze świeżo akumulowaną gliną.

W glinach bazalnych występujących w strefie krawędziowej zaobserwowano dwa rodzaje wkładek materiału fluwioglacjalnego (fot. 1). Pierwszy z nich dominuje w glinach spoczywających na proksymalnym skrzydle antykliny (ryc. 5; fot. 1A). Wkładki budują przede wszystkim piaski i żwiry fluwioglacjalne o składzie mechanicznym zbliżonym do uziarnienia



Fot. 1. Zróżnicowanie wkładek piaszczystych w glinach bazalnych typu lodgement w wale moreny pchniętej (obszar testowy Leszno-Osieczna)

A – smugi piaszczysto-żwirowe, B – wrzeciona o zdeformowanej strukturze lamin piaszczystych.

Variability of sand-gravel bodies in basal lodgement tills in a push moraine (the Leszno-Osieczna case study area)

A – sandy-gravelly streaks, B – spindle-shaped features of deformed structure of sandy laminae

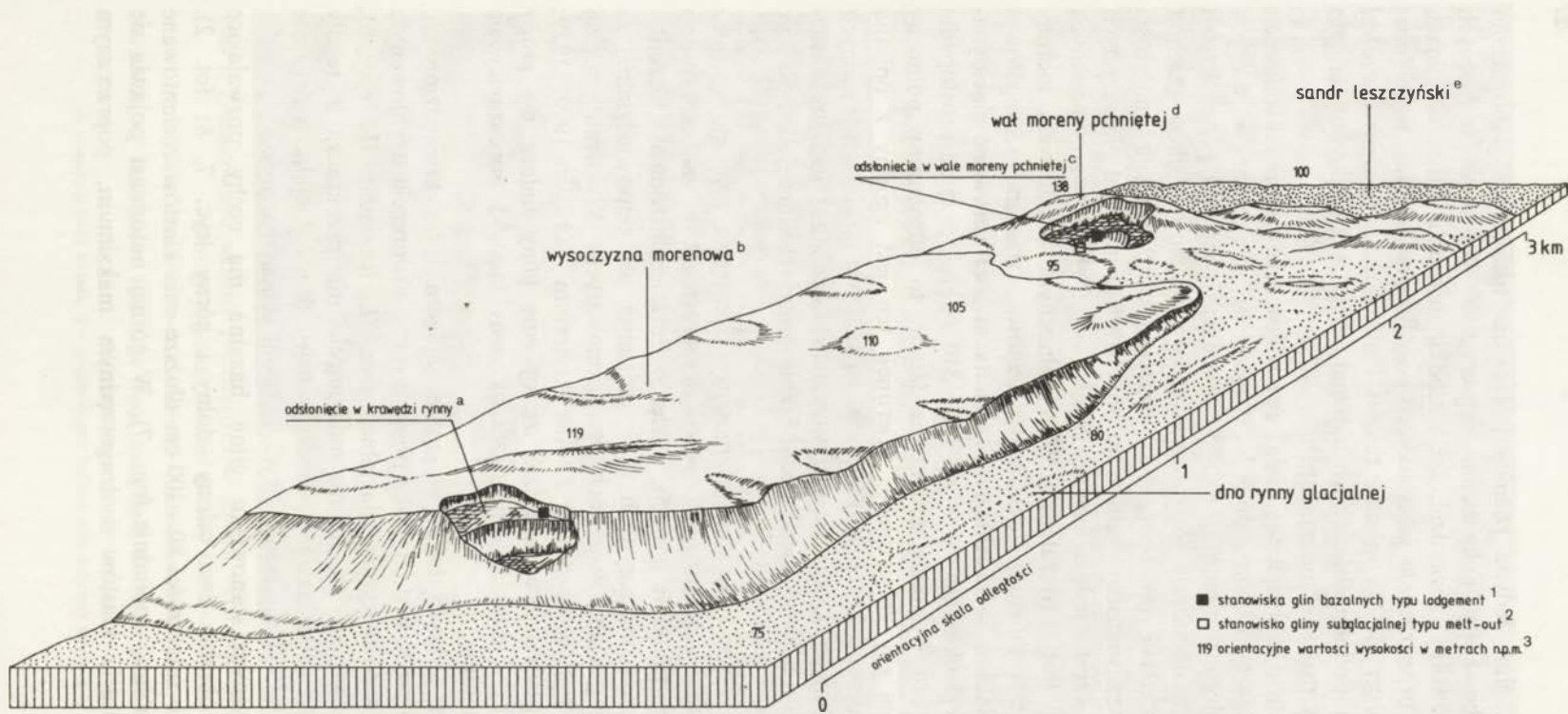
osadów podłoża glin. Jedyna różnica polega na niewielkim wzbogaceniu wkładek w grube żwiry i kamienie. Obserwacje wykonane w różnych intersekcjach pozwoliły stwierdzić, że wkładki fluwioglacjalne w glinach wykształcone są przestrzennie jako soczewki wydłużone wzdłuż osi północ-południe. J. Krüger (1979) opisał z rejonu Fakse Banke (Dania) soczewki fluwioglacjalne o podobnych cechach i uznał je za wskaźnikowe dla glin deponowanych w procesie lodgement.

Drugim rodzajem wkładek są „ciała” piaszczyste znalezione kilkadziesiąt metrów na północ od poprzednio opisanych w miejscach, w których glina bazalna zalega poziomo (fot. 1B). Najczęściej przejmują one kształt wrzecion o osiach dłuższych zorientowanych wzdłuż linii wschód–zachód. Podobnie jak soczewki, tak i struktury wrzecionowate osiągają miąższości 25–30 cm. W przeciwieństwie jednak do poprzednich, materiał piaszczystych wrzecion bardzo często jest zaburzony. Jedną ze struktur wrzecionowatych w glinie bazalnej (fot. 1B) zalegającej na północnym skraju wału moreny pchniętej, pod serią fluwioglacjalną terasy kemowej, zbadano szczegółowo. Stwierdzono, że laminy w zawinięciu wrzeciona są zdeformowane glacydynamicznie, a ich biegi układają się w osi 110–310°. Jeżeli przyjąć prostopadłe działanie siły, która wywołała zaburzenia lamin, to otrzymamy północny kierunek działania siły zaburzającej. Kierunek ten jest zgodny z opisaną w dalszej części pracy orientacją dłuższych osi klastów w glinach bazalnych wału moreny pchniętej. Obecność ciał wrzecionowatych jest jednym z ważniejszych kryteriów dynamicznego pochodzenia gliny (Holmes 1949; Krüger 1979).

W glinach zawierających wkładki piaszczysto-żwirowe zbadano również ułożenie dłuższych osi klastów. W większości przypadków zaobserwowano orientację północ–południe (ryc. 5), a więc orientację zbliżoną do kierunku wydłużenia soczewek piaszczystych i osi działania siły odpowiedzialnej za zaburzenia fluwioglacjalną w ciałach wrzecionowatych. Wykazany rodzaj orientacji klastów stanowi drugie istotne kryterium (Krüger 1970, 1979; Boulton 1971), pozwalające twierdzić, że opisane gliny należą do grupy *lodgement till* i były akumulowane przez aktywny lądolód poruszający się z północy na południe.

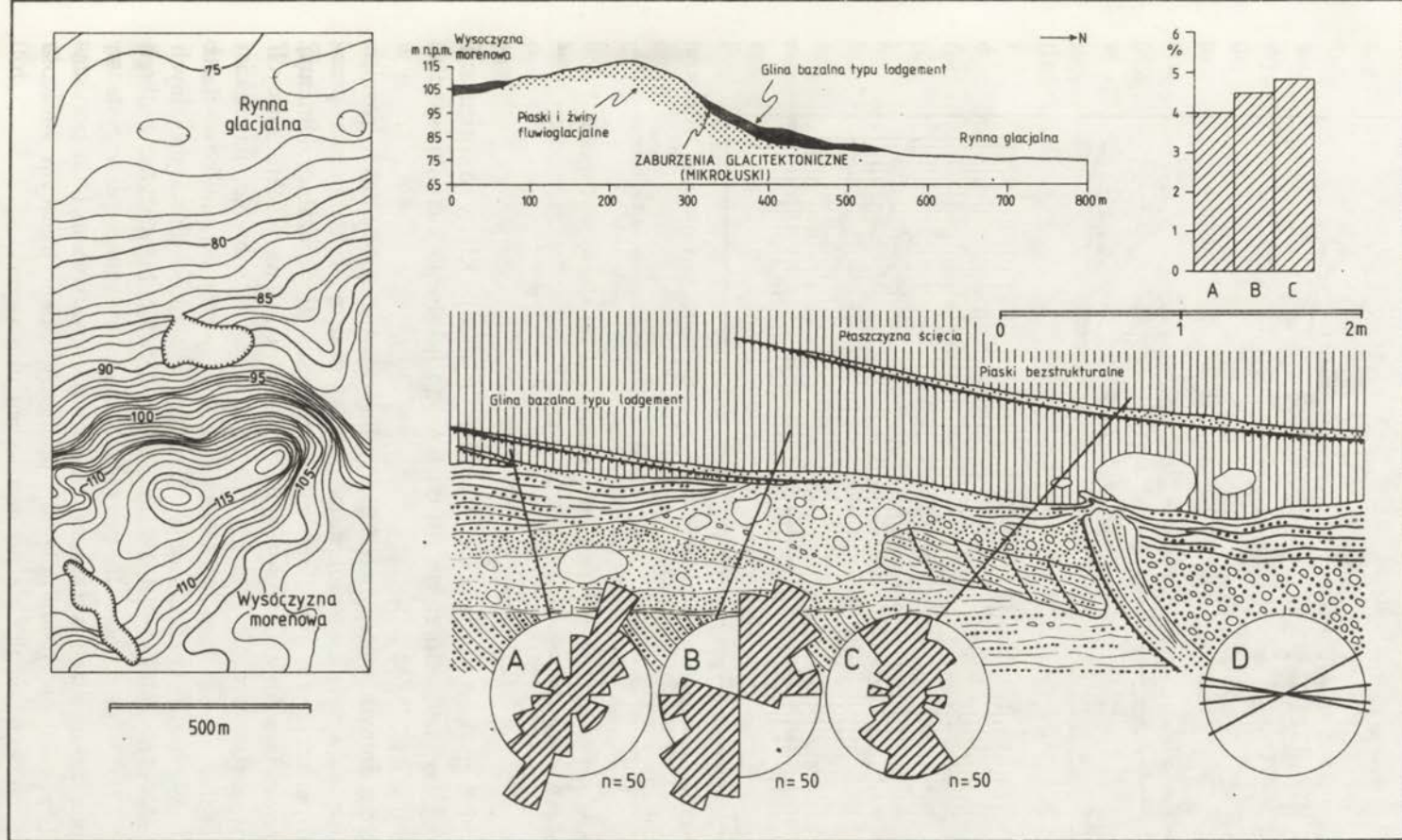
Glinę bazalną wykryto także w strefie zaplecza form krawędziowych, na wysokości Osiecznej, w stanowisku położonym w odsłonięciu usytuowanym we wschodnim zboczu rynny glacialnej (ryc. 2, fragment II; ryc. 6). Miąższość gliny bazalnej w rejonie odsłonięcia nie przekracza z reguły 3–4 metrów. Pod gliną zalegają piaski i żwiry fluwioglacjalne osiągające przynajmniej 14–15 m miąższości (ryc. 7, profil schematyczny).

W rozpatrywanym stanowisku glina bazalna ma cechy pozwalające wyróżnić w jej obrębie dwa człony: dolny i górny (ryc. 7, 8; fot. 2). W dolnej części o miąższości 80–100 cm dłuższe osie klastów zorientowane są wzdłuż linii północ–południe (ryc. 7). W górnej natomiast pojawia się bimodalna orientacja klastów z drugorzędym maksimum, poprzecznym



Ryc. 6. Usytuowanie stanowisk glin bazalnych na tle głównych elementów strefy marginalnej fazy leszczyńskiej na północ od Leszna
 Location of basal till sites against main elements of the Leszno Phase marginal zone north of Leszno

1 – sites of lodgement till, 2 – sites of melt-out till, 3 – approximate heights in m asl., a – exposure in the scarp of tunnel valley, b – morainic plateau, c – exposure in the push-moraine, d – push-moraine ridge, e – outwash plain (Leszno Phase)

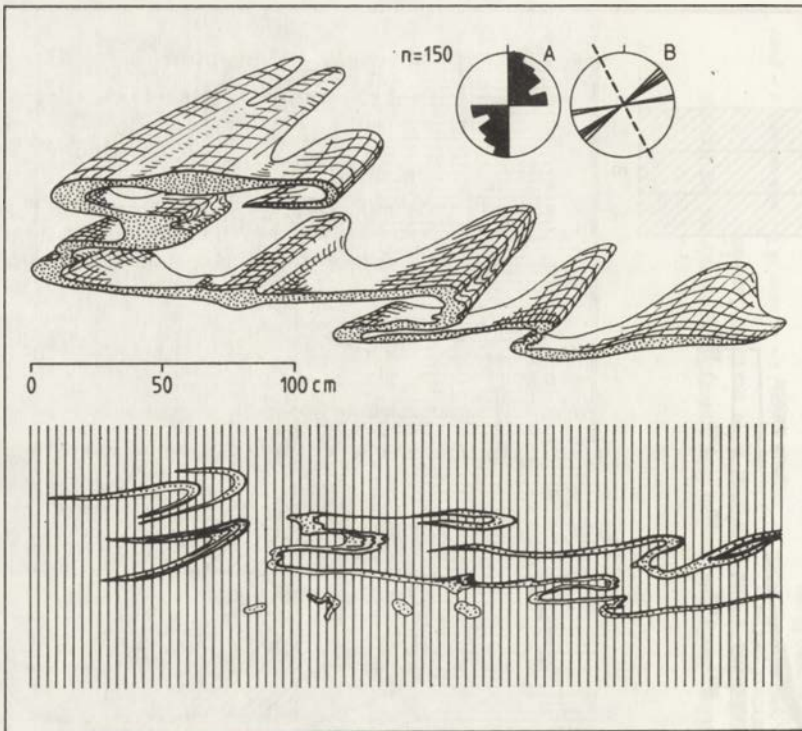


Ryc. 7. Dolny człon gliny bazalnej w odsłonięciu na zboczu rynny glacjalnej

A,B,C – orientacja dłuższych osi klastów w glinie bazalnej oraz histogram zawartości części ilastych (n – liczba pomiarów), D – orientacja mikrofluków w płaszczyźnie horizontalnej

Lower part of basal till in tunnel valley pit

A, B, C – orientation of clast long axes in basal till and histogram of clay-particle contents (n – measurement number); D – orientation of microfines in horizontal plane



Ryc. 8. Fragment górnego członu gliny bazalnej w odsłonięciu usytuowanym w zboczu rynny glacialnej koło Osiecznej

A – diagram orientacji dłuższych osi klastów (n – liczba pomiarów), B – orientacja dłuższych osi ciał piaszczystych (faldów); linią przerywaną oznaczono przebieg lokalnej osi spadku zbocza rynny

Upper part of basal till in tunnel valley slope pit in the vicinity of Osieczna

A – diagram of orientation of clast long axes (n – measurement number), B – orientation of long axes of sand bodies (folds); broken line: local axis trends of tunnel valley slope inclination

do zasadniczego kierunku północ–południe (ryc. 8). Klasty o orientacji poprzecznej nawiązują ułożeniem osi dłuższej do lokalnego kierunku spadku zbocza rynny (ryc. 8B).

Pomiędzy dolnym i górnym członem gliny zaznaczają się także różnice strukturalne najwyraźniej manifestujące się sposobem wykształcenia przewarstwień piaszczystych. W dolnej, spągowej części gliny bazalnej dominują wielometrowej długości smugi piaszczyste o miąższościach nie przekraczających 1–2 centymetrów (ryc. 7; fot. 2A, C). Piasek w ich obrębie, najczęściej bezstrukturalny, niekiedy tylko zawiera drobne warstewki mułkowo-ilaste (fot. 2A). W strefie kontaktu gliny bazalnej i piasków fluwioglacjalnych podłoża zaobserwowano wyraźnie zaznaczające się wnikanie piasków w obręb gliny (fot. 2C). Obserwacja ta pozwala sądzić, że smugi piaszczyste są zapisem płaszczyzn ślizgu wytwarzanych pomiędzy warstwami lodu poruszającymi się z nierówną prędkością lub pomiędzy lodem tracącym zdolność ruchu a przemieszczającym się po nim lodem aktywnym.

Prezentowane stanowisko daje dobrą możliwość rozpatrzenia inicjalnych faz rozwoju procesu wnikania materiału fluwioglacjalnego w obręb stopy łądolodu. Pomocne w tej kwestii będzie posłużenie się sytuacją geologiczną ukazaną na fotografii 2D. Analiza struktur widocznych na fotografii umożliwia wydzielenie kilku etapów deformowania osadów. W pierwszym z nich doszło do powstania płaszczyzn ścięcia w osadach fluwioglacjalnych podścielających przesuwający się łądolód. Nie wszystkie wytworzone ścięcia podlegały dalszemu rozwojowi. Część z nich zaznacza się obecnie jako słabo zarysowane przesunięcia lamin piaszczystych, rzędu 1–2 cm (ryc. 7). Niektóre jednak, w miarę przesuwania się lodu, czy też w miarę wzrostu obciążenia ścinającego, rozwijały się nadal w wyniku czego doszło do powstania mikrołusek (fot. 2D). Przemieszczenia zachodzące między nimi prowadziły do ścierania i kruszenia krawędzi. W analizowanym przypadku elementem bardziej dynamicznym była mikrołuska nachylona pod większym kątem (ryc. 7; fot. 2D). Przesuwanie jej ku górze spowodowało starcie krawędzi mikrołuski położonej z lewej strony. Jednocześnie, część czołowa pakietu przesuwanego ku górze podlegała ścieraniu przez spąg poruszającego się z prawej na lewą stronę łądolodu (z północy na południe). Materiał pochodzący ze ścięcia czoła mikrołuski uformował mikrofałd, który gdyby założyć dalszy rozwój procesu deformacyjnego byłby wciągany w obręb lodu i wyciągany zgodnie z kierunkiem ruchu łądolodu, aż do wytworzenia smugi piaszczystej. Powstałe w ten sposób przewarstwienie piaszczyste ulegałoby ciągłemu rozciąganiu przez co jego miąższość stawałaby się coraz mniejsza w miarę oddalania się od miejsca zainicjowania procesu wnikania. Przy zakładanym uruchomieniu elementów przedstawionych na fotografii 2D, mikrołuska ulegałaby dalszemu ścieraniu prowadzącemu do jej całkowitego zaniku. Można sobie wyobrazić, że opisany proces deformowania oraz inkorporowania osadów podłoża może dość głęboko wniknąć w osady i nie pozostawić żadnego śladu w postaci struktur deformacyjnych.

Przedstawioną interpretację wzmacniają wyniki badań ułożenia dłuższych osi klastów oraz orientacja smug piaszczystych (ryc. 7). Orientacja klastów w profilu pionowym gliny, w poszczególnych jej warstwach, charakteryzuje się znaczną homogenicznością przejawiającą się w konsekwentnej dominacji kierunku północo-wschód–południo-zachód (ryc. 7: diagramy A, B, C). Smugi piaszczyste nachylone są w większości w kierunku północnym. W przekroju gliny bazalnej zaznacza się stopniowe zmniejszanie ku górze kąta ich nachylenia. Największe nachylenie mają smugi piaszczyste dochodzące do piasków i żwirów fluwioglacjalnych podścielających glinę.

W górnym członie gliny bazalnej obecne są również wkładki piaszczyste (ryc. 8; fot. 2B), które jednak różnią się wyraźnie od opisanych wcześniej smug piaszczysto-mułkowych z członu dolnego. Osie wkładek wypreparowanych z gliny wyciągnięte są wzdłuż linii północ–południe (ryc. 8B), natomiast w przekroju poprzecznym prezentują się jako typowe struktury fluidalne (fot. 2B). Porównanie orientacji dłuższych osi ciał piaszczystych oraz



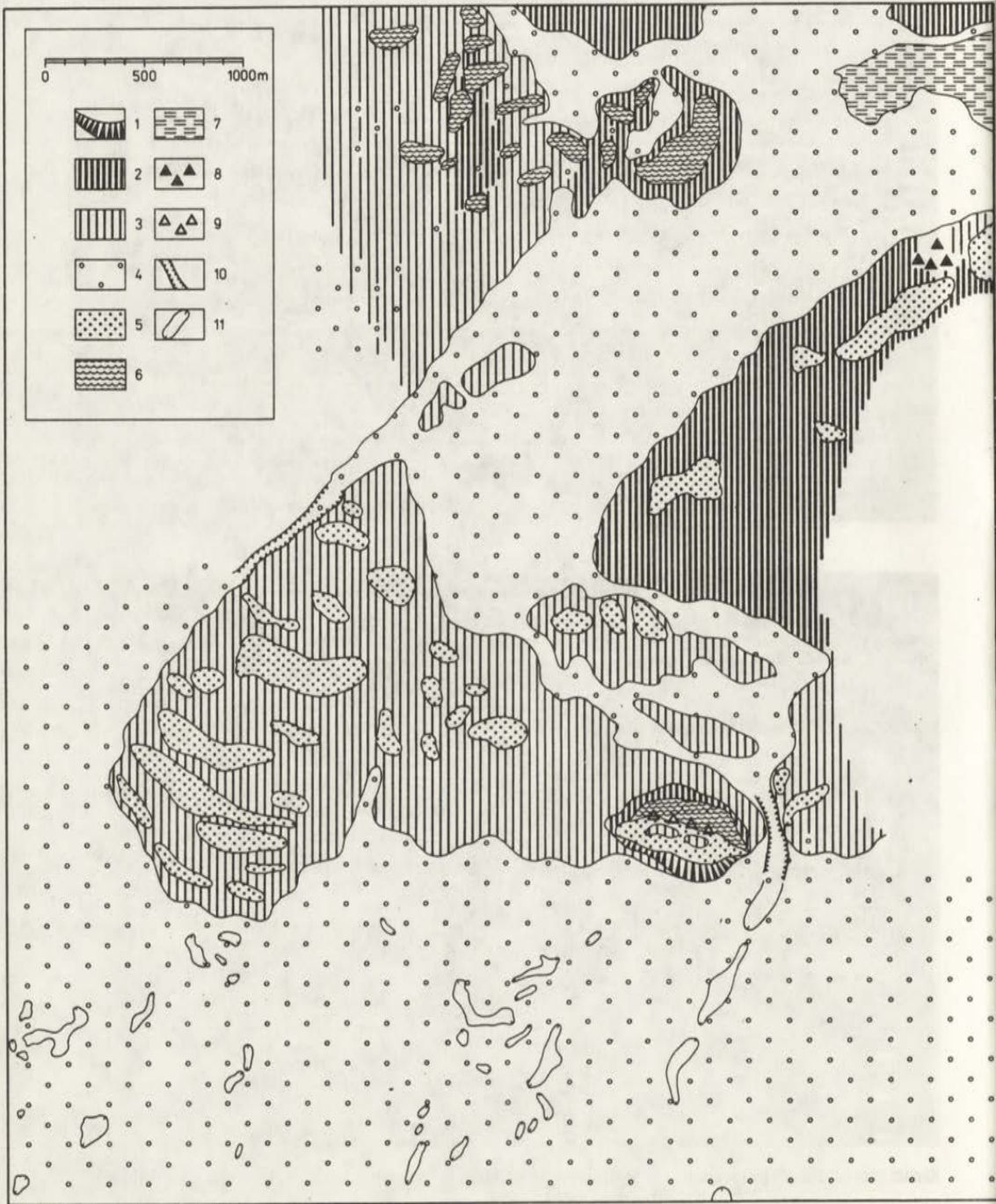
Fot. 2. Struktura gliny bazalnej typu lodgement w odsłonięciu na zboczu rynny glacialnej (obszar testowy Leszno-Osieczna)

A – smugi piaszczyste w środkowej części przekroju gliny, B – struktury fluidalne w górnej części gliny, C – strefa wnikania materiału fluwioglacjalnego w obręb gliny i początkowy fragment płaszczyzny ślizgu, D – mikroluski pod glina.



Structure of basal lodgement till in tunnel valley slope pit (the Leszno-Osieczna case study area)

A – sandy streaks in the centre of till section. B – flow structures in the upper part of till. C – zone of fluvio-glacial material penetration into till and the initial part of a slip-plane. D – microflakes beneath till



lokalnego kierunku spadku zbocza rynny wskazuje, że górny człon gliny bazalnej uzyskał swoje cechy strukturalne w wyniku redepozycji. Sytuacja morfologiczna pozwala przypuszczać, że procesy redepozycji spowodowane zostały wytopianiem się lodu zalegającego w rynnie, co doprowadziło do destabilizacji wcześniej zakumulowanych osadów. Ciało piaszczyste nadające glinie strukturę fluidalną mogły być pierwotnie smugami fluwioglacjału aktywnie inkorporowanego w obręb stopy łądolodu. Wnioskowanie takie jest tym bardziej uzasadnione, że w innych częściach odkrywki, w sytuacji topograficznej gwarantującej stabilność osadów, glina bazalna ma w całym swoim przekroju cechy zbliżone do opisanych z członu dolnego.

Przedstawione obserwacje oraz wnioski umożliwiają zakwalifikowanie glin bazalnych, znajdujących się w stanowiskach położonych w krawędzi rynny koło Osiecznej, do glin deponowanych w procesie lodgement. Przemawiają za taką interpretacją ślady płaszczyzn ślizgowych i płaszczyzn ścięcia oraz orientacja klastów, która w całych profilach jest zgodna z prawdopodobnym kierunkiem ruchu łądolodu.

Gliny typu lodgement nie są jedyną odmianą glin bazalnych znalezionych na rozpatrywanym obszarze testowym. W odsłonięciach wału moreny pchniętej (ryc. 6) zaobserwowano gliny ilaste, warstwowane, które w postaci pakietów o miąższości 0,5–1 m zalegają na piaskach i żwirach zaburzonych glaciotektonicznie. Orientacja klastów wykształcona jest podobnie jak w glinach lodgement i nawiązuje do kierunku ruchu łądolodu. Wymienione cechy, a szczególnie pozycja litostratygraficzna (Lawson 1979, Shaw 1982) i struktura warstwowa (Boulton 1970b), pozwalają przypuszczać, że gliny te reprezentują bazalną odmianę typu *melt-out*.

OSADY FLUWIOGLACJALNE I LIMNIGLACJALNE

Osady fluwioglacjalne i limniglacjalne występują powszechnie w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej na północ od Leszna (ryc. 9). Na przedpolu form krawędziowych rozpościera się rozległy stożek fluwioglacjalny sandru

Ryc. 9. Mapa osadów glacialnych, fluwioglacjalnych i limniglacjalnych w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej między Leszmem a Osieczną

1 – allochtoniczne gliny splywowe, 2 – parautochtoniczne gliny splywowe, 3 – piaski i żwiry splywowe (ablacyjne), 4 – piaski i żwiry fluwioglacjalne serii sandrowej, 5 – zaburzone glaciotektonicznie piaski i żwiry fluwioglacjalne pod cienką i nieciągłą pokrywą ablacyjną, 6 – mulki i piaski limniglacjalne serii kemowej, 7 – osady biogeniczne (współczesna akumulacja jeziorna), 8 – stanowiska występowania glin bazalnych na powierzchni, 9 – stanowiska występowania glin bazalnych pod osadami limniglacjalnymi pseudoterasy kemowej, 10 – strefy przelomów wód fluwioglacjalnych, 11 – ukierunkowane wytopiska po nalodziu na sandrze

Map of glacial, fluvioglacial and glaciolacustrine sediments in the Leszno Phase marginal zone between Leszno and Osieczna

1 – allochthonous flow tills, 2 – parautochthonous flow tills, 3 – flow sands and gravels (ablation), 4 – fluvioglacial sands and gravels belonging to the outwash series, 5 – glaciotectionally deformed fluvioglacial sands and gravels beneath a thin discontinuous ablation cover, 6 – glaciolacustrine silts and sands belonging to the kame-like series, 7 – biogenic sediments (present-day lacustrine accumulation), 8 – surface sites of basal tills, 9 – basal till sites beneath kame-like terrace glaciolacustrine sediments, 10 – zones of fluvioglacial water gaps, 11 – oriented kettle holes in the outwash plain

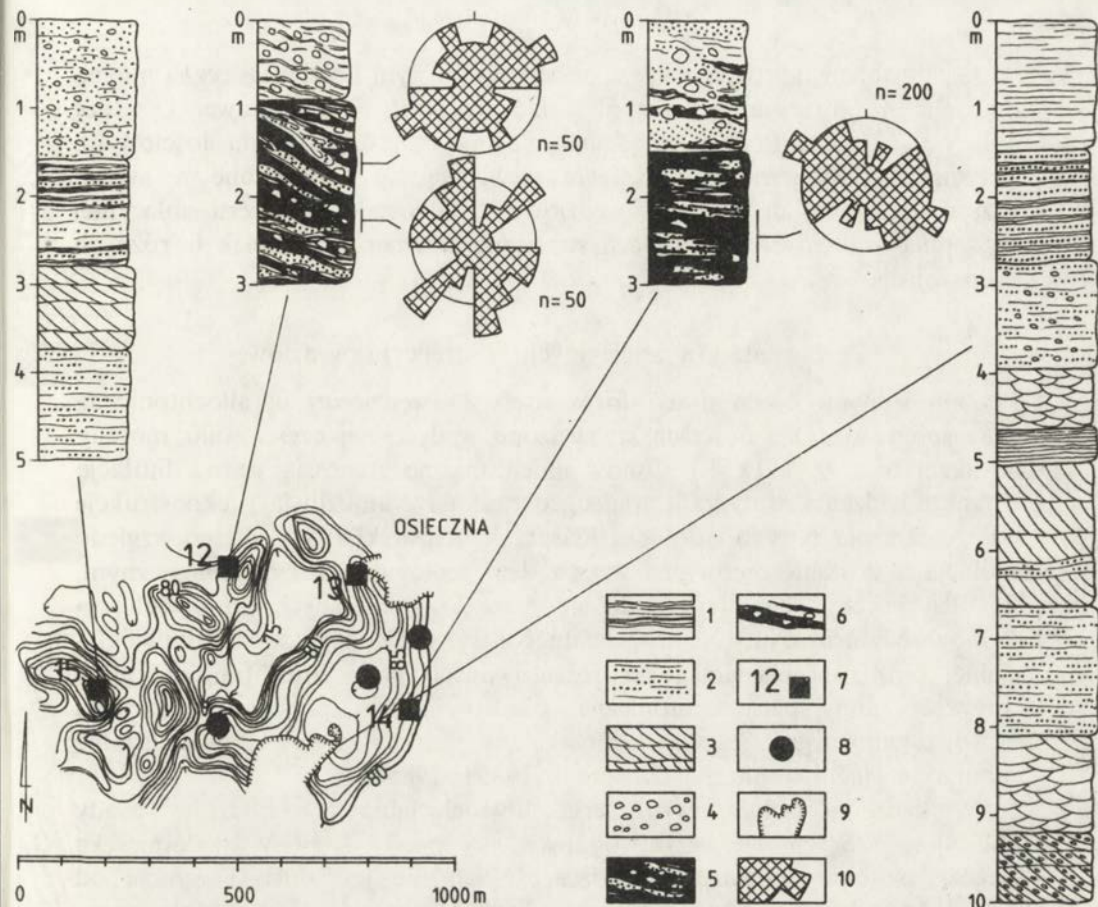
leszczyńskiego, składający się głównie z piasków i żwirów. Jedynie w proksymalnej części budowa geologiczna jest bardziej skomplikowana. W obrębie serii fluwioglacjalnej znajdują się przewarstwienia piasków i mułków limniglacjalnych, wskazujących na sedimentację w niewielkich zamkniętych zbiornikach. Sandr leszczyński ma znaczną miąższość. Jeszcze w okolicach Zaborowa, położonego około 5 km na południe od granic obszaru testowego, eksploatowane są wielometrowe pokłady piasków i żwirów fluwioglacjalnych.

Drugi zasadniczy kompleks fluwio- i limniglacjalny buduje pagórki i wały strefy krawędziowej (ryc. 9). Serię fluwioglacjalną najdokładniej rozpoznano w obrębie wału moreny pchniętej (ryc. 2: fragment I). Na podstawie obserwacji w licznych odsłonięciach stwierdzono, że jej miąższość przekracza 25 m. Z paleogeograficznego punktu widzenia najważniejszą cechą piasków i żwirów tej części strefy krawędziowej jest występowanie zaburzeń glacictektonicznych. Seria fluwioglacjalna stanowiła pierwotnie proksymalną część sandru leszczyńskiego (Kasprzak 1985a, 1985b). Dopiero w wyniku spiętrzania i spychania przez czoło lądolodu, piaski i żwiry przybrały postać wału.

W wewnętrznej części strefy krawędziowej, w południowym zamknięciu rynny glacialnej, osady fluwio- i limniglacjalne występują w obrębie niskich wzgórz o nieregularnych kształtach (ryc. 2; 9). Odróżniają się od zaburzonych piasków i żwirów sandrowych znacznie większym udziałem mułków, a nawet ilów limniglacjalnych. Osadów tych nie zbadano jeszcze wystarczająco dokładnie, ale mułkowo-ilaste przewarstwienia i brak deformacji glacictektonicznych wskazują na akumulację w jeziorze glacialnym. Podobny typ sedimentacji reprezentuje seria mułkowo-piaszczysto-żwirowa terasy kemowej, przylegającej od północy do wału moreny pchniętej (ryc. 5; 9). Badania geologiczne i geomorfologiczne wykazały, że seria ta zakumulowana została w jeziorze glacialnym, które egzystowało pomiędzy wałem spiętrzonych osadów sandrowych a krawędzią lądolodu. Jezioro to miało zmienny reżim hydrologiczny. Obok mułków limniglacjalnych, pochodzących z dekantacji w wodzie stojącej, występują przewarstwienia żwirowo-kamieniste, świadczące o silnej erozji wód płynących, czy nawet o okresowym spływaniu wód jeziornych. W terasie kemowej wykryto deformacje wywołane wytapianiem się lodu martwego.

W strefie zaplecza form krawędziowych seria limniglacjalna i fluwioglacjalna jest obecna w dnie i zboczach rynny glacialnej oraz w obrębie pagórków przegradzających rynnę na wysokości Osiecznej (ryc. 9). Osady piaszczysto-żwirowe rynny należą do kompleksu sandru leszczyńskiego. Trudno natomiast na podstawie dotychczas wykonanych badań rozwiązać problem genezy piasków i żwirów pojawiających się w zboczach rynny. Mogą one reprezentować wczesny etap sypania sandru leszczyńskiego, ale mogą też być elementem starszym, w którym wycięta została rynna glacialna w czasie ostatniego zlodowacenia.

Osady limni- i fluwioglacjalne w pagórkach koło Osiecznej (ryc. 9; 10) mają podobne cechy strukturalne i teksturalne do opisanych już serii



Ryc. 10. Osady limniglacialne, fluwioglacialne i ablacyjne w pagórkach przegradzających rynnę glacialną koło Osiecznej

1 – mulki, 2 – piaski drobnoziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – żwir i kamienie, 5 – parautochtoniczne gliny splaywowe, 6 – wkładki i przewarstwienia parautochtonicznych glin splaywowych, 7 – wkopy, 8 – wiercenia, 9 – odsłonięcia, 10 – orientacja dłuższych osi klastów (n – liczba pomiarów)

Glaciolacustrine, fluvioglacial and ablation sediments in hummocks which are barriers in a tunnel valley in the vicinity of Osieczna

1 – silts, 2 – fine sands, 3 – medium-grained and coarse sands, 4 – gravel and stones, 5 – parautochthonous flow tills, 6 – parautochthonous flow till infills and intercalations, 7 – dug holes, 8 – boreholes, 9 – exposures, 10 – orientation of clast long axes (n – measurement number)

terasy kemowej. Dominują w nich piaski drobne przewarstwione mułkami. W dolnych częściach profili zaobserwowano wzrost zawartości piasków grubych i żwirów (ryc. 10) warstwowanych poziomo, przekątnie lub rynnowo. W dolnych częściach stoków do pagórków przylegają osady ablacyjne o miąższości 3–4 m (ryc. 10). Tworzą one nieciągłe pokrywy gliniaste występujące również w obniżeniach między wzniesieniami (ryc. 9). Zaprezentowane na rycinie 10 profile litostratygraficzne oraz nieregularne rozmieszczenie pagórków (ryc. 2) pozwalają zaliczyć je do form kemowych.

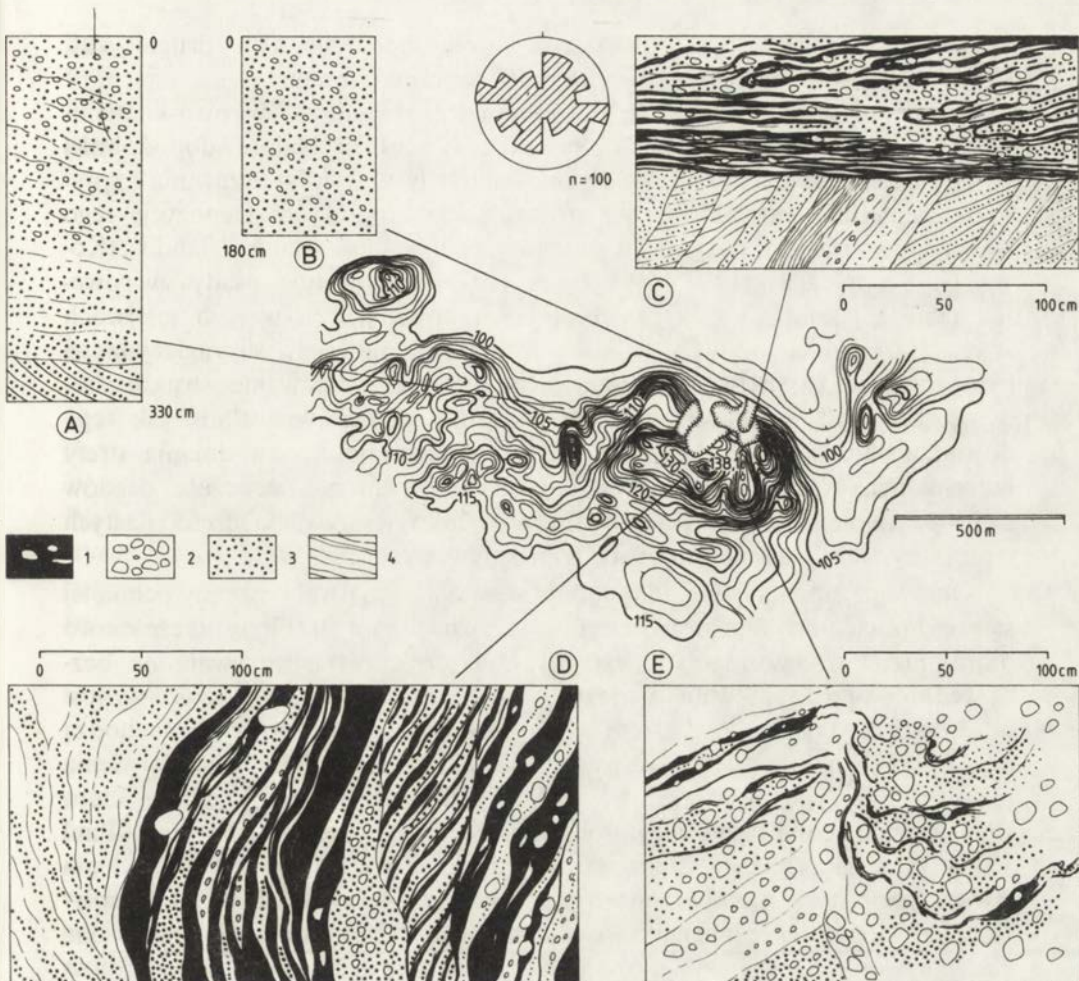
Osady ablacyjne rozpoznane w obszarze testowym Leszno-Osieczna można podzielić na dwie grupy: zespół ablacyjny strefy krawędziowej i zespół ablacyjny zaplecza. Podział ten oparto głównie na zróżnicowaniu ilościowym. Jedynie allochtoniczne gliny spływowe wydają się ograniczone w swoim rozprzestrzenieniu do form krawędziowych. Pozostałe facje serii ablacyjnej występują w obydwu fragmentach strefy marginalnej, aczkolwiek w różnych proporcjach.

Zestaw osadów ablacyjnych w strefie krawędziowej

Znamiennymi osadami dla form strefy krawędziowej są allochtoniczne gliny spływowe. Obecność ich stwierdzono w dystalnej części wału moreny pchniętej (ryc. 9, 11 D, E). Osady allochtoniczne stanowią ważną litofację z punktu widzenia stratygrafii i paleogeografii, gdyż umożliwiają rekonstrukcję położenia czoła żywego lądolodu (Kasprzak, Kozarski 1984). Z tego względu litofacja ta zostanie omówiona wraz z tłem geologicznym i morfologicznym.

Wał moreny pchniętej składa się z osadów należących do dwóch systemów sedimentacyjnych: proglacialnego, wykształconego w facji fluwioglacjalnej oraz supraglacjalnego reprezentowanego przez allochtoniczne gliny spływowe, gliny parautochtoniczne, piaski i żwiry spływowe oraz tłoki żwirowo-kamieniste. Starszą jednostką są piaski i żwiry fluwioglacjalne zaburzone glacitektonicznie (Kasprzak 1985a, 1985b).

W kierunku południowym seria fluwioglacjalna przechodzi w osady ablacyjne, których pierwszym ogniwiem są piaski i żwiry z domieszką tłoków żwirowo-kamienistych. Miąższość ich nie jest duża i wynosi od 0,5 do 2 m w różnych częściach wału. Obraz strukturalny jest zróżnicowany. Najczęściej piaski i żwiry ablacyjne są homogeniczne w makroskopowej ocenie. W bezstrukturalnej masie piaszczystej rozłożone są względnie równomiernie większe kamienie o średnicy do kilku centymetrów (ryc. 11 B). Niekiedy występują struktury fluidalne podkreślone laminami ilastymi (ryc. 11 A) oraz koncentracje materiału żwirowo-kamienistego w spągu. Wymienione struktury pozwalają zakwalifikować piaski i żwiry ablacyjne do czwartej grupy spływów grawitacyjnych wyróżnionych przez D. E. Lawsona (1979). W spływach tego rodzaju następuje znaczne upłynnienie osadów spowodowane ponad 25% zawartością wody. Koncentracje żwirów i kamieni dowodzą częściowego transportu trakcyjnego odbywającego się na dnie spływu. Natomiast rozsianie kamieni w całym przekroju wskazuje, że spływ w zasadniczej masie był wystarczająco gęsty, by nie dochodziło do turbulencji wodnej. Oddziaływanie międzycząsteczkowe wytwarzało kohezję, dzięki której materiał grubszy nie podlegał typowej dla wód płynących stratyfikacji, a mógł być transportowany na różnych poziomach w masie drobnych piasków. W obrębie opisywanej kategorii osadów sporadycznie tylko występują struktury segregacji wodnej typu laminacji czy niewielkich ripplemarków.



Ryc. 11. Osady ablacyjne w wału moreny pchniętej

1 – glina, 2 – kamienie i żwir, 3 – piaski gruboziarniste, 4 – piaski drobnoziarniste i mulki, n – liczba pomiarów orientacji dłuższych osi klastów użyta do konstruowania diagramu. A – ablacyjne piaski i żwiry spływowe w osadach fluwioglacialnych, B – piaski i żwiry bezstrukturalne ze słabo widoczną strukturą spływową, C – parautochtoniczne gliny spływowe i gliny typu *melt-out* (warstwowane) na osadach serii fluwioglacialnej zaburzonej glacitektonicznie, D – allochtoniczne gliny spływowe w dystalnej części wału moreny pchniętej (zaburzone glacitektonicznie), E – tłoki żwirowo-kamieniste w obrębie allochtonicznych glin spływowych

Ablation sediments in a push moraine

1 – till, 2 – stones and gravel, 3 – coarse sands, 4 – fine sands and silts, n – number of measurements of clast long axes orientation used for diagram construction. A – ablation sands and flow gravels over fluvioglacial sediments, B – structureless sands and gravels with indistinct flow structure, C – parautochthonous flow tills and melt-out tills (banded) over glacioteconically deformed fluvioglacial series deposits, D – allochthonous flow tills in the distal part of a push moraine, deformed glacioteconically, E – gravelly-stony build-ups within allochthonous flow tills

Tłoki żwirowo-kamieniste występują w strefie krawędziowej w dwóch pozycjach: w osadach ablacyjnych na granicy wału moreny pchniętej i sandru leszczyńskiego (ryc. 11 E) oraz na proksymalnym stoku wału w piaszczysto-mułkowej serii terasy kemowej. Obydwie sytuacje dotyczą miejsc, w których można przyjąć okresowe utrzymywanie się stromych krawędzi lodowych.

W pierwszej z nich była to krawędź czoła lądolodu, a w drugiej zaś, krawędź lądolodu odstepującego od wału moreny pchniętej.

Wobec niepełnego jeszcze rozpoznania odmian osadów żwirowo-kamienistych trudno dokładnie objaśnić proces ich sedymentacji. Najprawdopodobniej żwiry i kamienie facji ablacyjnej deponowane były w wyniku zrzucania i spływania materiału morenowego ze stromych ścian lodowych. Depozycję tego rodzaju zaobserwowano np. u podnóży klifów lodowców Islandii (Kozarski, Szupryczyński 1973). N. Eyles (1979) interpretuje osady żwirowo-kamieniste jako ślady pokryw ablacyjnych powstających w tych miejscach strefy marginalnej lodowca, w których warstwa materiału supraglacialnego była zbyt cienka, by spowolnić ablację lodu. Zróżnicowanie struktur sedymentacyjnych w tłokach ablacyjnych zależy przede wszystkim, jak tego dowodzą badania D. E. Lawsona (1979), od sprawności odwadniania strefy marginalnej. Nie można w związku z tym wykluczyć, że część osadów żwirowo-kamienistych mogła powstać w wyniku wymywania części ilastych i piaszczystych z allochtonicznych glin spływowych.

Ogniwem zamykającym od południa serię ablacyjną wału moreny pchniętej są wspomniane już allochtoniczne gliny spływowe (ryc. 9). Gliny te częściowo biorą udział w deformacjach (ryc. 11D), a częściowo spoczywają na bezpośrednim przedpolu wału w pozycji niezaburzonej. Ich miąższość wynosi od 3 do 5 m. Wskaźniki ilastości w warstwach ilasto-kamienistych dochodzą do 14–15%, natomiast w przerostach piaszczystych do 5%. Przewarstwienia piaszczyste i piaszczysto-żwirowe nadają glinom strukturę fluidalną, która stanowi znamioną cechę allochtonicznych glin spływowych (Boulton, Paul 1976). Analiza orientacji dłuższych osi klastów oraz kierunków pochylenia warstw gliniastych niezaburzonych glacitektonicznie wykazała, że gliny spływały z kierunku północnego. Opisane cechy strukturalne i teksturalne glin spływowych oraz występowanie w strefie krawędziowej lądolodu pozwalają przypuszczać, że rozpatrywane gliny akumulowane były za pomocą spływów subaeralnych materiału wytapianego z płaszczyzn ślizgu. W związku z tym zasadne jest zaliczenie ich do grupy osadów allochtonicznych. Na prezentowanej mapie facjalnej (ryc. 9) zaznaczono allochtoniczne gliny spływowe tylko po dystalnej stronie wału moreny pchniętej. Dodać jednak należy, że podobnego typu osady stwierdzono w wierceniach wykonanych i w innych zewnętrznych fragmentach strefy krawędziowej, ale badania te nie umożliwiły wystarczająco dokładnego określenia ich zasięgu przestrzennego.

W wewnętrznych częściach strefy krawędziowej występują głównie piaski i żwiry ablacyjne podobne do opisanych z dystalnej partii wału moreny pchniętej. Tylko w stropowych fragmentach wałów oraz w ich najbliższym otoczeniu zaobserwowano niewielkie wkładki parautochtonicznych glin spływowych. Gliny tego typu zasadniczo różnią się od allochtonicznych glin spływowych. Nie wykazują śladów znaczniejszych przemieszczeń bocznych, gdyż nie znaleziono w nich zindywidualizowanych lobów spływowych. Na-

tomiast powszechne w parautochtonicznych glinach spływowych są mikrostruktury fluidalne, nieregularne ciała piaszczyste oraz drobne uskoki. Struktury takie należy wiązać z redepozycją osadów wolno wytapianych z lodu martwego, który w fazie deglacjacji łądolodu leszczyńskiego zalegał płatami na wałach i w ich otoczeniu.

Osady ablacyjne na zapleczu form krawędziowych

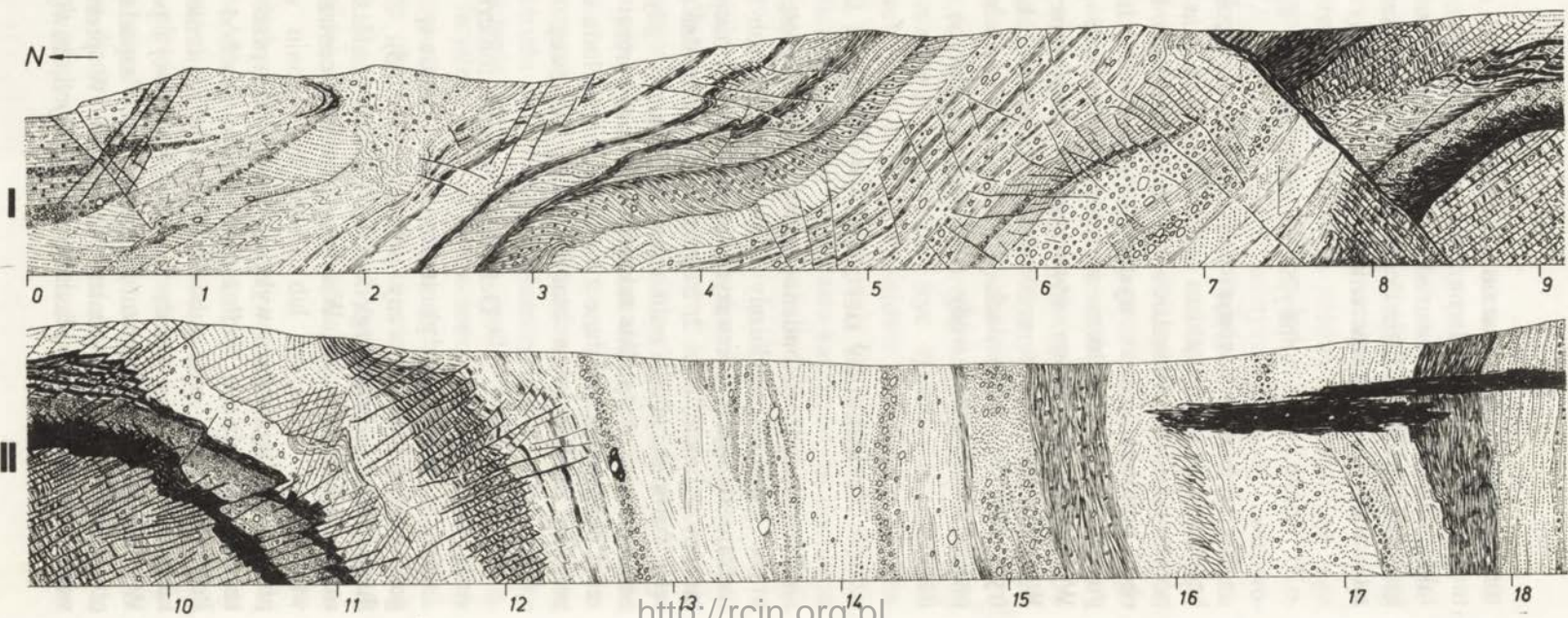
Na zapleczu występują osady ablacyjne zbliżone do opisanych ze strefy krawędziowej z wyjątkiem allochtonicznych glin spływowych, których na północ od form krawędziowych nie stwierdzono. Pozostałe osady ablacyjne, choć podobne, jednak występują w zmienionych proporcjach. Najbardziej powszechne na zapleczu są parautochtoniczne gliny spływowe (ryc. 9). Występują głównie na wysoczyznach przylegających do rynny glacialnej. Wykryto je również w otoczeniu pagórków kemowych koło Osiecznej (ryc. 10). W obniżeniach, a więc w miejscach narażonych na większe przemywanie przez wody roztopowe, dominują piaski i żwiry ablacyjne (ryc. 9).

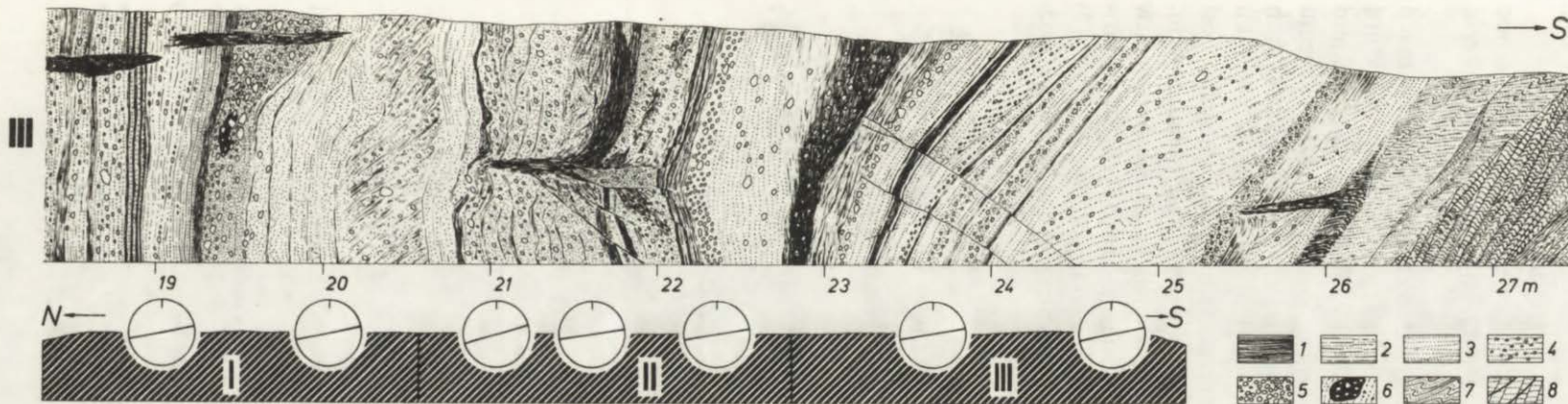
STRUKTURY DEFORMACYJNE W WALE MARGINALNYM

Przeprowadzone badania, których wyniki częściowo opublikowano (Kasprzak 1985a, b) wykazały istnienie w osadach marginalnych dwojakiego rodzaju zaburzeń. Pierwszym typem są deformacje glacitektoniczne w wale moreny pchniętej (ryc. 2, fragment II). Szczególne znaczenie mają zaburzenia serii fluwioglacjalnej wału moreny pchniętej, gdyż proces glacitektoniczny pełnił w tym przypadku także rolę formotwórczą. Drugi typ zaburzeń obejmuje deformacje związane z wytapianiem się lodu martwego. Interesujący ich przykład znaleziono w osadach terasy kemowej.

Deformacje glacitektoniczne

Osady zaburzone glacitektonicznie stanowią główny element budowy geologicznej wału moreny pchniętej (ryc. 5). Zaburzone piaski i żwiry fluwioglacjalne pod względem litologicznym należą do proksymalnej części sandru leszczyńskiego. Wszystkie warstwy centralnej i południowej części wału są w większym lub mniejszym stopniu wyruszone z pierwotnego położenia. Biegi warstw wykazują zgodność z przebiegiem osi morfologicznej, tzn. porządkują się wzdłuż linii wschód–zachód (por. ryc. 12, diagramy). Północne partie serii zaburzonej glacitektonicznie charakteryzują północne kierunki zapadania. Osady w części środkowej i południowej są postawione. W południowych fragmentach wału osady zapadają ponownie ku północy, co wskazuje na ich obalenie (ryc. 12). W prezentowanych odsłonięciach widać wyraźne strefy płaszczyzn ślizgowych, zawijanie warstw oraz bardzo





Ryc. 12. Seria osadów zaburzonych glaciektonicznie w wale moreny pchniętej

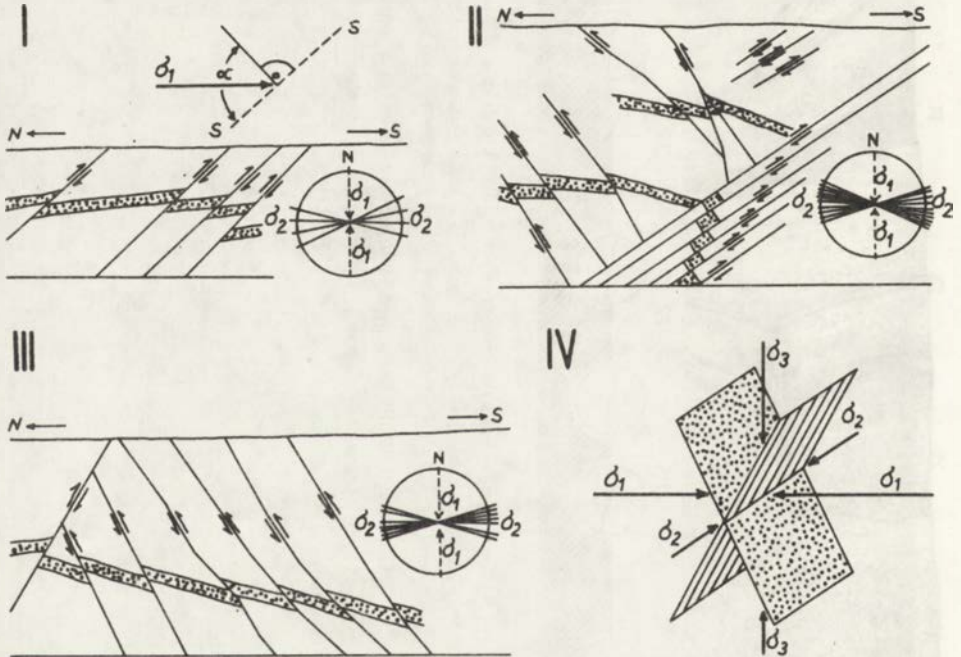
1 – piaski ilaste, 2 – piaski drobnoziarniste, 3 – piaski średnioziarniste, 4 – piaski ze żwirem, 5 – żwir, 6 – toczyne ilaste, 7 – fałdy wleczone, 8 – uskoki. Na diagramach pokazano orientację postawionych warstw w płaszczyźnie horyzontalnej

Glaciotectonically deformed sedimentary series in a push moraine

1 – clayey sands, 2 – fine sands, 3 – medium-grained sands, 4 – gravel-containing sands, 5 – gravel, 6 – clay cobbles, 7 – drag folds, 8 – faults. Diagram show orientation of upstanding layers in horizontal plane

intensywne zuskokowanie na granicy osadów zapadających na północ (ryc. 12, lewa część odsłonięcia) i postawionych (ryc. 12, prawa część odsłonięcia).

W dolnych częściach serii zaburzonej glacitektonicznie obraz deformacji jest całkowicie odmienny od poprzednio opisanego. Główną strukturą deformacyjną jest antyklina (por. Kasprzak 1985b). Fałd ten obserwowano przez dłuższy okres w związku z eksploatacją kruszywa, dzięki czemu stwierdzono, że jego oś ma przebieg identyczny z biegiem warstw zaburzonych glacitektonicznie górnej części serii. Skrzydła antykliny zapadają w kierunku północnym i południowym. W profilu poprzecznym fałdu widoczna jest asymetria. Warstwy bardziej nachylone zapadają w kierunku południowym. W górnych częściach antykliny występują poziome przesunięcia warstw i odgięcia w kierunku południowym. Na podstawie zbadanych stosunków przestrzennych pomiędzy odsłonięciami postawionego fluwiogłacjalaju (ryc. 12) i antyklina wiadomo (Kasprzak 1985a, b), że płaszczyzny ślizgowe rozwinęły się na kontakcie ze skrzydłami antykliny.



Ryc. 13. Analiza kierunków naprężeń głównych w osadach fluwiogłacjalnych serii zaburzonej glacitektonicznie wału moreny pchniętej

I – system uskóków prostych; II, III – systemy uskóków komplementarnych; IV – uogólniony układ osi naprężeń głównych: δ_1 – oś naprężenia największego; δ_2 – oś naprężenia pośredniego; δ_3 – oś naprężenia najmniejszego; S-S – uśredniony kierunek biegu uskóków prostych. Diagramy pokazują biegi płaszczyzn uskokowych i wyznaczają jednocześnie oś naprężenia pośredniego

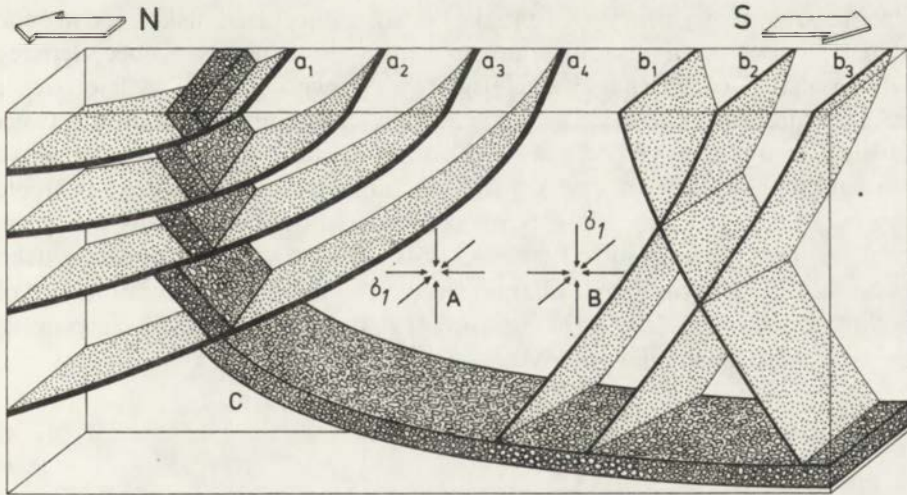
Analysis of main stress directions in fluvio-glacial deposits belonging to the glaciotectionally deformed series of a push moraine

I – system of simple faults; II, III – systems of complementary faults; IV – generalized system of main stress axes: δ_1 – highest stress axis; δ_2 – moderate stress axis; δ_3 – lowest stress axis; S-S – mean simple fault strike. Diagrams show strike of fault planes and determine simultaneously moderate stress axis

Deformacje glacitektoniczne opisano tylko w ogólnych zarysach, ponieważ były one już tematem dwóch oddzielnych opracowań (Kasprzak 1985a, b). Na podstawie przedstawionej w cytowanych pracach analizy strukturalnej deformacji nieciągłych (głównie uskoków komplementarnych) i deformacji ciągłych stwierdzono, że oś naprężenia największego, odpowiedzialnego za powstanie deformacji, była skierowana z północy na południe w płaszczyźnie zbliżonej do horyzontalnej (ryc. 13). Nacisk pochodził od transgredującego łądolodu.

Na zapleczu strefy marginalnej, w krawędzi rynny glacialnej (ryc. 2, fragment II), znaleziono małoskalowe zaburzenia glacitektoniczne wykształcone w dwóch odmianach. Pierwsza z nich stanowi system uskoków reprezentujących najprawdopodobniej płaszczyzny ścięcia (por. Kasprzak 1985b). Orientacja biegów uskoków porządkuje się wzdłuż osi wschód–zachód z odchyleniami rzędu 10–20°. Wszystkie powierzchnie uskokowe mają północne kierunki zapadania.

Na podstawie analizy strukturalnej uskoków (ryc. 14) odtworzono położenie osi nacisku głównego w opisywanych deformacjach i w uskokach normalnych sąsiadujących z nimi w innej, wewnętrznej części odkrywki. Położenie tej osi jest podobne, jak w przypadku deformacji w wale moreny pchniętej i zdaje się świadczyć o nacisku aktywnego lodu na skarpe, w której znajduje się rozpatrywane stanowisko (ryc. 2, fragment II).



Ryc. 14. Analiza kierunków naprężeń głównych

a₁-a₄ – uskoki odwrócone; b₁-b₃ – uskoki normalne; A – przybliżona pozycja osi nacisku największego, odpowiedzialnego za powstanie uskoków odwróconych; B – przybliżona pozycja osi nacisku największego odpowiedzialnego za powstanie uskoków normalnych; C – warstwa żwirowo-kamienista

Analysis of main stress directions

a₁-a₄ – reverse faults; b₁-b₃ – normal faults; A – approximate position of highest stress axis responsible for reverse faults formation; B – approximate position of highest stress axis responsible for normal faults formation; C – gravelly-stony layer

Drugim typem deformacji znalezionych w tym samym odsłonięciu są mikrołuski omówione w rozdziale dotyczącym glin bazalnych. Autor chciałby zwrócić uwagę na zgodność orientacji elementów strukturalnych w odsłonięciu krawędzi rynny. Powierzchnie ścięcia w osadach fluwiogłacjalnych (ryc. 14) i smugi piaszczyste w glinie lodgement (ryc. 7; fot. 2C) mają podobny, północny kierunek zapadania. Natomiast mikrołuski pod gliną typu lodgement (fot. 2D) i powierzchnie ścięcia mają podobne biegi. Jeżeli do zaobserwowanych prawidłowości dodać charakterystyczną sytuację morfologiczną (krawędź), która stanowiła przeszkodę dla poruszającego się lodu, to można uznać, że wszystkie opisane deformacje spowodował ten sam awans łądolodu. W takim ujęciu mikrołuski należy zakwalifikować do struktur związanych z oddziaływaniem stopy aktywnego łądolodu (Różycki 1970; Olszewski 1974; Stankowski 1977).

Deformacje wywołane martwym lodem

Najlepiej wykształcone deformacje po martwym lodzie rozpoznano w terasie kemowej przylegającej od północy do wału moreny pchniętej (ryc. 2, fragment I). Deformacje te są dwojakiego rodzaju. W centralnej części terasy mają postać uskoku odwróconego o zrzucie ponad 3 m, do którego od południa odchodzą mniejsze uskoki zrzutowe. W południowej części terasy występują całe serie uskoków zrzutowych oraz fałdów w osadach piaszczystych, zawierających nagromadzenia kamieni i grubych żwirów. We wcześniejszej swojej pracy (Kasprzak 1985a) autor uznał uskok odwrócony za ślad popchnięcia osadów terasy kemowej. Obecnie wobec lepszego rozpoznania i znalezienia wielu uskoków grawitacyjnych wydaje się, że większość deformacji terasy wywołana została wytapianiem się lodu martwego. Dowodzi tego przede wszystkim zwiększająca się liczba uskoków normalnych w kierunku południowym, czyli do strefy granicznej z wałem moreny pchniętej. Przy takiej interpretacji, uskok odwrócony mógł powstać podczas wytapienia się płyty lodu martwego o grubości kilku metrów. Dyskutowany uskok ma w swoim górnym biegu charakterystyczną wypukłość. Podobne uskoki uzyskał eksperymentalnie A. R. Sanford (1959), który stwierdził, że powstają one w trakcie osiadania osadów.

ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW MARGINALNYCH W OBSZARZE TESTOWYM PNIEWY (FAZA POZNAŃSKA)

W środkowej części Niziny Wielkopolskiej, na odcinku strefy marginalnej fazy poznańskiej zlodowacenia vistuliańskiego (Kozarski 1981a), wybrano do badań szczegółowych cztery obszary (ryc. 1). Jednym z nich, wysuniętym najdalej w kierunku zachodnim, są okolice miejscowości Pniewy (ryc. 15) położonej 49 km na zachód od Poznania. Wyznaczony obszar testowy zajmuje powierzchnię około 16 km² i obejmuje w swojej południowej części Pniewy, natomiast w kierunku północnym sięga do wsi Podpniewki. Jest to najmniejszy z prezentowanych w pracy obszarów testowych, gdyż głównym zamierzeniem było zbadanie budowy geologicznej wału usytuowanego w północnej części Pniew wraz z jego najbliższym otoczeniem. Wał ten został zaliczony przez J. Korna (1912) do moren czołowych, a przez T. Bartkowskiego (1967) do kemów, wyróżnionego przez tego autora „pola kemowego w okolicach Pniew”.

MORFOLOGIA

Najwyraźniej zarysowaną na rozpatrywanym obszarze testowym formą jest wspomniany już wał przylegający od północy do Pniew (ryc. 15, 16). Analiza mapy hipsometrycznej w skali 1:10 000 wskazuje, że składa się on z kilku pagórków o wysokościach względnych od 10 do 23 m poprzedzielanych obniżeniami. Dna obniżenń nie osiągają poziomu terenu otaczającego wał, przez co cały kompleks stanowi formę zwartą. Długość wału wynosi 1 600 m, a największa szerokość 350 m (ryc. 16). Oś morfologiczna przebiega z północnego zachodu na południowy wschód. Spadki rzeczywiste południowo-zachodnich stoków wału wynoszą przeciętnie 5–6°, a w jego środkowej części dochodzą do 10°. Stoki północno-wschodnie nachylone są pod nieco mniejszym kątem, który nie przekracza wartości 6°. Istnieje zatem niewielka asymetria zaznaczająca się w profilu poprzecznym wału (ryc. 17).

Interesującą cechą rzeźby najbliższego otoczenia wału są zagłębienia bezodpływowe (ryc. 16). Dwie obserwacje dotyczące ich rozmieszczenia wydają się szczególnie istotne. Pierwsza, to obecność zagłębień tylko po północno-wschodniej stronie wału, gdzie układają się one w wyraźny ciąg.

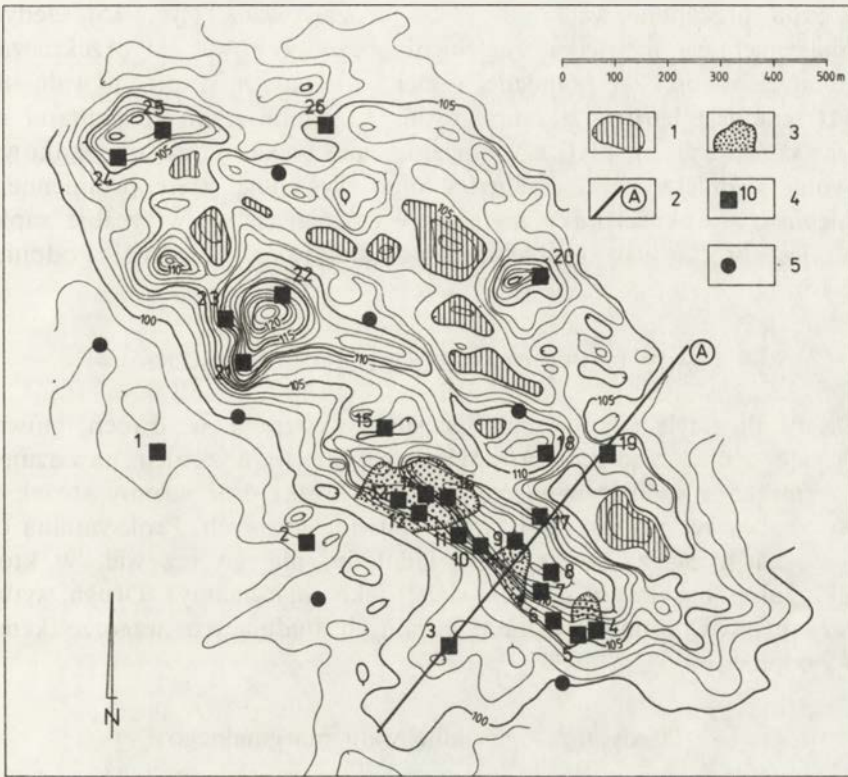


Ryc. 15. Mapa hipsometryczna fragmentu strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia koło Pniewy (obszar testowy Pniewy)

Morphological map of part of the marginal zone belonging to the Poznań Phase of the last glaciation in the vicinity of Pniewy (Pniewy case study area)

1 – exposures, 2 – dug holes, 3 – boreholes

Od północnego wschodu do ciągu zagłębień bezodpływowych przywierają niewielkie, kilkumetrowej wysokości pagórki. Druga obserwacja nawiązuje do orientacji zagłębień: na trzynaście zaznaczonych w rzeźbie, dziesięć ma oś dłuższą zorientowaną podobnie do przebiegu osi morfologicznej wału.

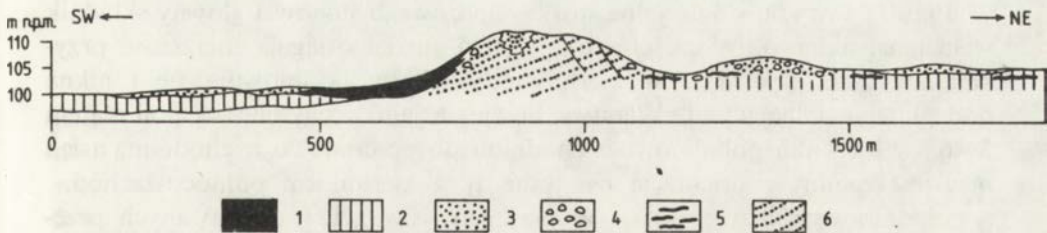


Ryc. 16. Wał marginalny koło Pniew. Morfologia i rozmieszczenie stanowisk badawczych

1 – wydłużone zagłębienia bezodpływowe, 2 – usytuowanie profilu geologicznego, 3 – odsłonięcia, 4 – wkopy, 5 – wiercenia

A marginal ridge in the vicinity of Pniewy. Morphology and distribution of test sites

1 – elongated depressions without outlets, 2 – location of geologic profile, 3 – exposures, 4 – dug holes, 5 – boreholes



Ryc. 17. Schematyczny profil geologiczny przez wał marginalny koło Pniew (lokalizacja por. ryc. 16)

1 – allochtoniczne gliny sypłowe, 2 – parautochtoniczne gliny sypłowe, 3 – piaski i żwiry sypłowe (ablacyjne), 4 – piaski i żwiry sypłowe z dużą zawartością frakcji kamienistej, 5 – drobne piaski i mulki limniglacjalne, 6 – piaski i żwiry fluwioglacjalne stożka sandrowego

Schematic geologic profile of the marginal ridge in the vicinity of Pniewy (for location see Fig. 16)

1 – allochthonous flow tills, 2 – parautochthonous flow tills, 3 – flow sands and gravels (ablation), 4 – flow sands and gravels with high stony fraction contents, 5 – glaciolacustrine fine sands and silts, 6 – fluvioglacjal sands and gravels of an outwash cone

Rzeźba przedpola wału jest słabo zróżnicowana (ryc. 15). Jedynym urozmaiceniem są niewielkie zagłębienia bezodpływowe nie przekraczające 2–2,5 m głębokości. W północnej części natomiast na zapleczu wału układ form terenu jest bardziej skomplikowany. Dominującymi elementami morfologii są rozległe i płytkie obniżenia nie wykazujące uporządkowania w swoim rozmieszczeniu. Pomiedzy nimi występują wielkopromienne nabrzmienia o wysokości kilku metrów. Wyróżniającą się w rzeźbie zaplecza formą jest krótki wał o przebiegu południkowym koło wsi Podpniewki (ryc. 15).

OSADY FLUWIOGLACJALNE I LIMNIGLACJALNE

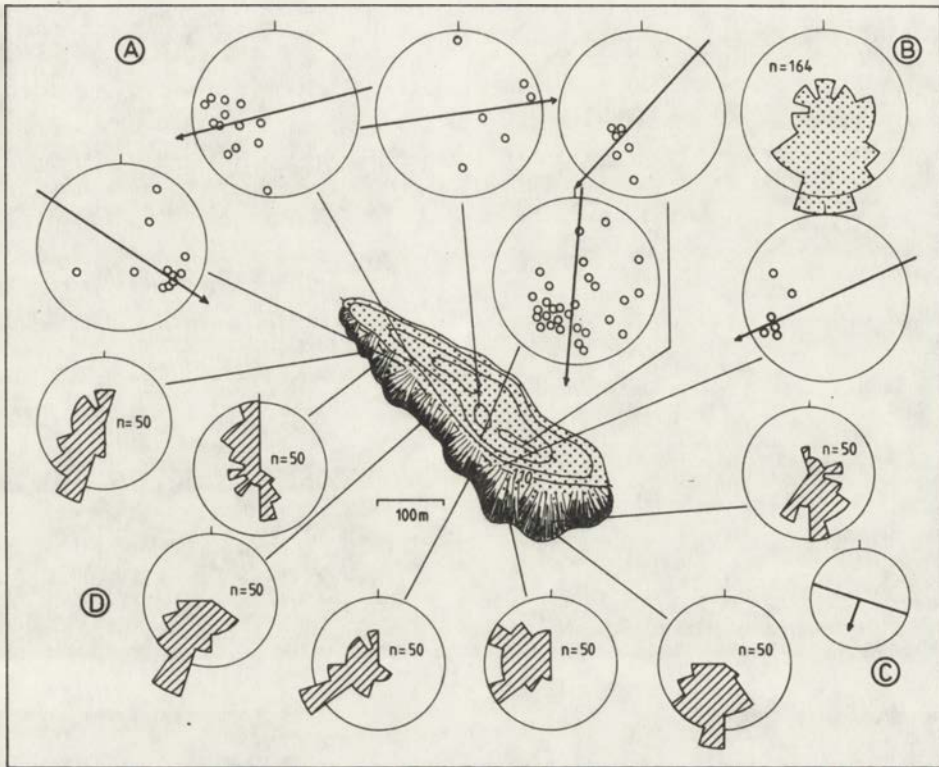
Osady fluwioglacjalne i limniglacjalne występują w dwóch głównych sytuacjach geologiczno-geomorfologicznych. Pierwsza z nich nawiązuje do wału, którego zasadniczym elementem jest krótki oraz stromy stożek sandrowy zbudowany z piasków i żwirów fluwioglacjalnych. Proksymalna część tego stożka wyznacza zasięg czoła lądolodu, dlatego też wał, w którym został znaleziony, autor określa dalej jako marginalny. Druga sytuacja dotyczy piasków i mułków limniglacjalnych budujących wzgórza kemowe koło Podpniewek.

Osady fluwioglacjalne wału marginalnego

W budowie wewnętrznej wału marginalnego (ryc. 16) można wyróżnić dwie serie osadów: fluwioglacjalną i ablacyjną (ryc. 17). Starszym elementem jest seria fluwioglacjalna, którą zbadano do głębokości 20 m. W południowo-zachodniej, dystalnej części, na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych zalegają osady serii ablacyjnej wykształcone w postaci zróżnicowanego kompleksu glin.

Piaski i żwiry fluwioglacjalne stożka sandrowego stanowią główny składnik wału marginalnego. W części proksymalnej stożka osiągają miąższość przynajmniej 20 m (ryc. 17). W kierunku dystalnym wyklinowują się i nikną pod glinami ablacyjnymi. Warstwy fluwioglacjału pochylone są pod kątem 5–6° w kierunku południowo-zachodnim lub południowo-wschodnim, a ich bieg jest zgodny z orientacją osi wału, tj. z kierunkiem północo-zachód–południo-wschód (ryc. 18A). W piaskach i żwirach warstwowanych przekątnie wykonano pomiary orientacji lamin w celu zrekonstruowania kierunku spływu wód fluwioglacjalnych. Badania te, przeprowadzone w różnych częściach serii fluwioglacjalnej wykazały, że przez cały okres akumulacji stożka wody sandrowe spływały z kierunku północnego lub północno-wschodniego (ryc. 18B).

W przekroju pionowym fluwioglacjału stwierdzono drobnienie osadów ku górze, co wskazuje na wygasanie procesu akumulacji stożka sandrowego. Spadek aktywności wód fluwioglacjalnych odzwierciedla również miąższość



Ryc. 18. Południowo-wschodni fragment wału marginalnego koło Pniew. Zestawienie elementów kierunkowych osadów fluwioglacjalnych i ablacyjnych

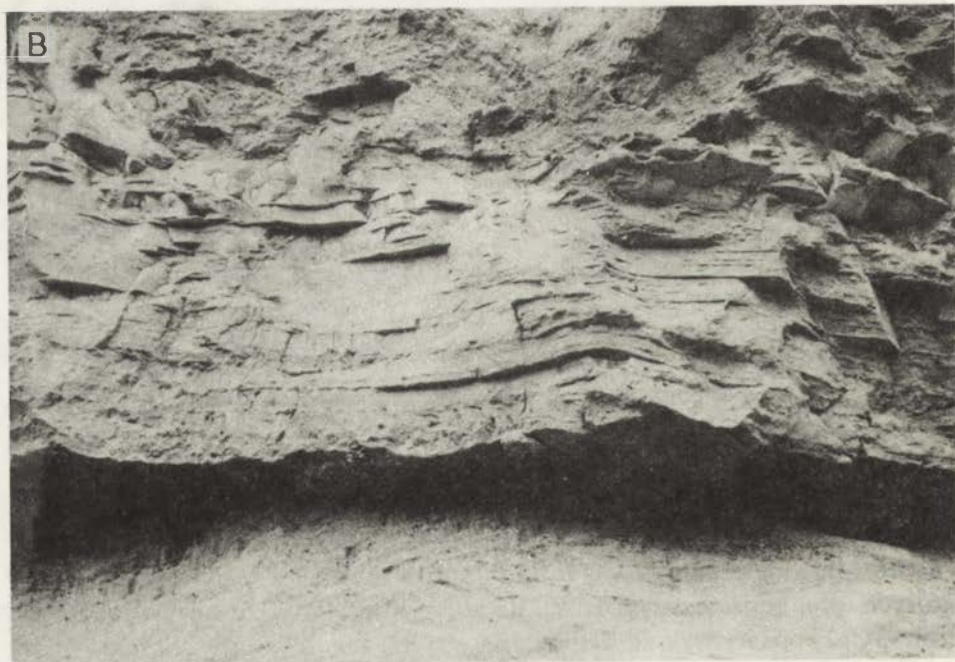
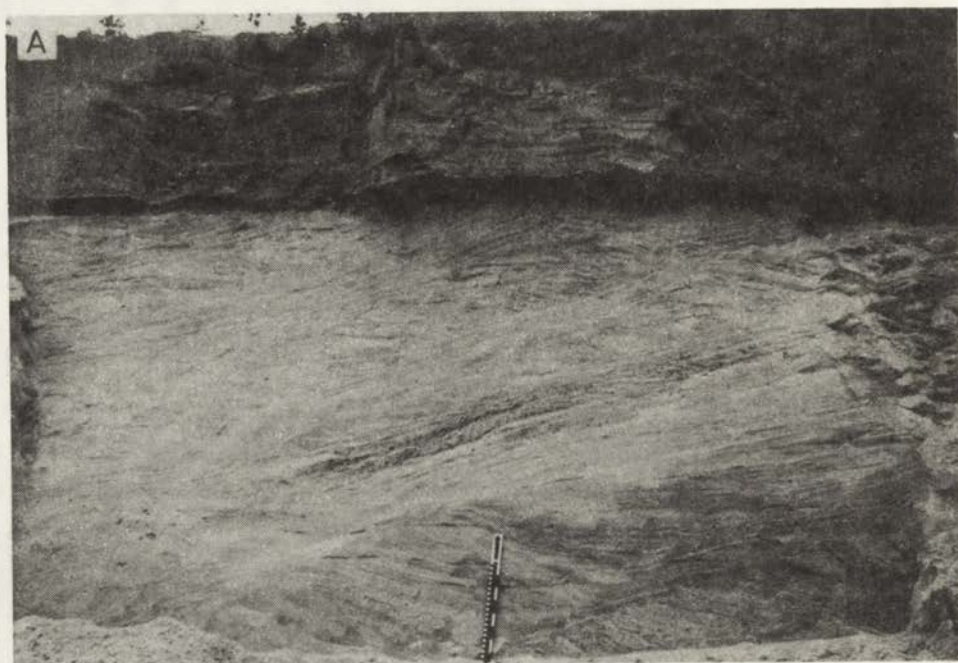
A – kierunki upadu warstw serii fluwioglacjalnej, B – kierunki splywu wód fluwioglacjalnych, C – bieg i upad pasm glin splywowych, D – orientacja dłuższych osi klastów w glinach

South-eastern part of a marginal ridge in the vicinity of Pniewy. Listing of directional elements of fluvioglacial and ablation sediments

A – fluvioglacial series layer strike, B – fluvioglacial water flow directions, C – flow till band strike and dip, D – orientation of clast long axes in tills

jednostek sedymentacyjnych. W stropowych partiach stożka ich miąższość nie przekracza z reguły kilkunastu centymetrów, natomiast w dolnych warstwy piasków i żwirów fluwioglacjalnych osiągają niejednokrotnie grubość 30–40 cm.

W dystalnej części wału marginalnego, w obrębie warstwowanych piasków i żwirów fluwioglacjalnych wykryto obecność struktur deformacyjnych, wśród których dominującym typem są fleksury o amplitudzie ugięć do 10 cm (fot. 3C). Sposób wykształcenia pozwala na zaliczenie ich do grupy tzw. fałdów kolankowych (Brodzikowski, Cegła 1981; Van Loon, Brodzikowski, Gotowała 1984). Fałdy kolankowe mogą powstawać przy zaistnieniu odpowiednio dużego ciśnienia statycznego, które w warunkach anizotropii kierunkowej, charakterystycznej dla osadów różnoziarnistych (Jaroszewski



Fot. 3. Wał marginalny koło Pniew. Piaski i żwiry dolnej części serii fluwiogłacialnej z pokrywającymi je mułkami limnigłacialnymi (dalsze objaśnienia w tekście)



A marginal ridge in the vicinity of Pniewy: sands and gravels in the lower part of a fluvioglacial series and the overlying glaciolacustrine silts (for further explanation see the text)

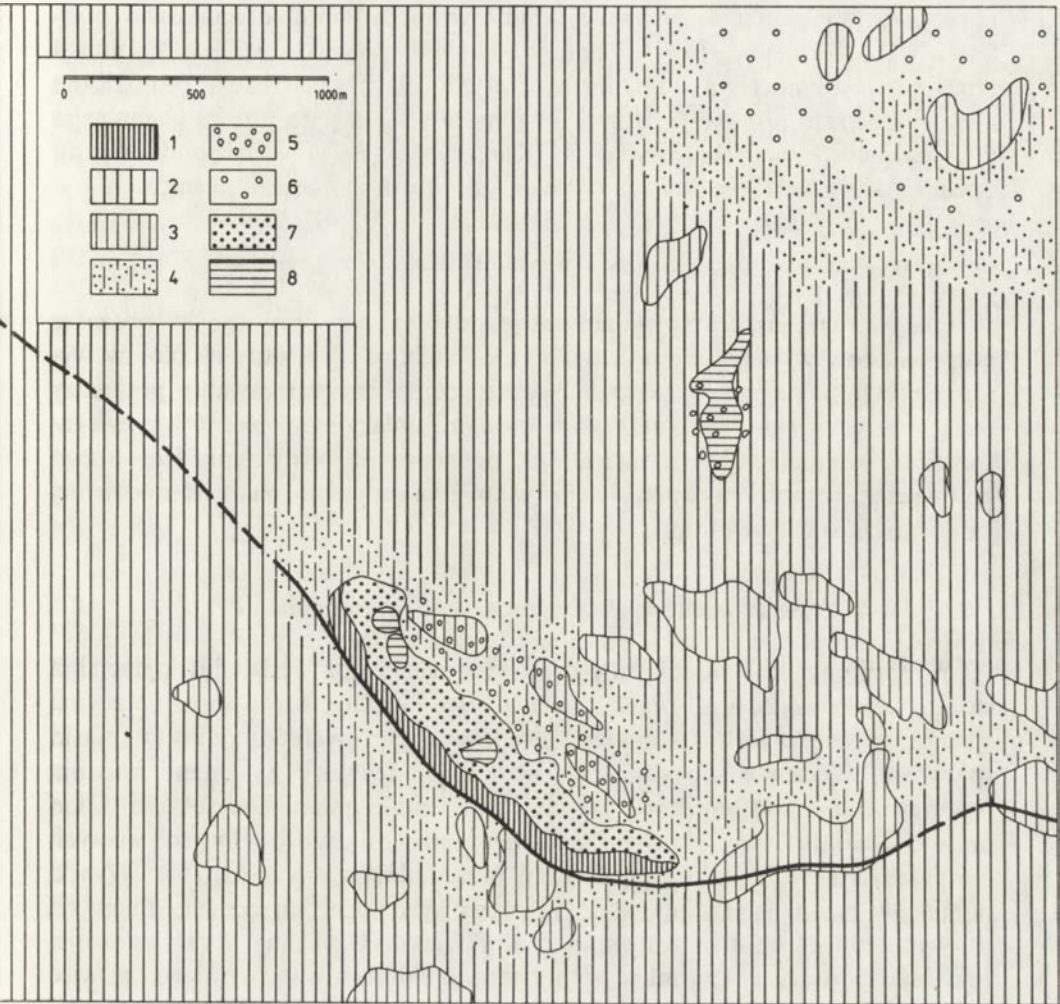
1980), wytwarza lokalnie ciśnienie tangencjalne, czyli skierowane w płaszczyźnie poziomej. W prezentowanym stanowisku (ryc. 16, stanowisko nr 15) struktury kolankowe (fot. 3C) mogły powstać w wyniku przemieszczania się osadów po powierzchni stoku kopalnego rysującego się w osadach (fot. 3D). Sytuacja taka sprzyjała zgniataniu w płaszczyźnie horyzontalnej osadów leżących niżej.

W środkowym fragmencie wału marginalnego, na osadach fluwioglacjalnych, w obniżeniach pomiędzy pagórkami zalega pakiet drobnych piasków i mułków limniglacjalnych (ryc. 16, stanowisko nr 15). Na prezentowanych fotografiach (fot. 3A, B) widać, że piaski i mułki leżą niezgodnie na piaskach i żwirach fluwioglacjalnych. Osadzenie ich musiało zostać poprzedzone fazą silnej erozji planarnej, która spowodowała ścięcie stropowych części fluwioglacjału. Z analizy mapy morfologicznej (ryc. 15; 16) wynika, że opisywane osady znajdują się w strefie przełomu rysującego się w obrębie wału. Obserwacje morfologiczne wskazują, że przełom ten mógł funkcjonować w okresie odstępowania czoła lądolodu jako droga odpływu wód roztopowych ze strefy zaplecza. Z drugiej zaś strony obecność osadów limniglacjalnych dowodzi, że droga odpływu wód fluwioglacjalnych przestała funkcjonować, a w strefie przełomu doszło do akumulacji osadów w zbiorniku wody stojącej. Dekantacja materiału w tym zbiorniku doprowadziła do osadzenia mułków limniglacjalnych o charakterystycznej laminacji powlekającej (fot. 3B). Sporadycznie występujące okresy, w których pewne partie zbiornika stawały się bezodpływowe, zaznaczone są smugami drobnych piasków przerastających mułki (fot. 3A). Nie można jednak wykluczyć, że ingerencja osadów piaszczystych w obręb mułków może pochodzić z dostawy materiału ze stoków lodowych lub mineralnych otaczających zbiornik. Smuga drobnych piasków widoczna na fotografii 3A jest bezstrukturalna, co w opisanej sytuacji zalegania mułków limniglacjalnych, może wskazywać na istnienie w zbiorniku sedymentacyjnym subakwalnych prądów zawieszinowych (Lowe 1982). Opisane stanowisko osadów limniglacjalnych jest jednym z trzech stwierdzonych w wale marginalnym (ryc. 19).

Osady limniglacjalne zaplecza wału marginalnego

W strefie zaplecza wału marginalnego znaleziono osady limniglacjalne w większym nagromadzeniu jedynie w obrębie pagórka koło wsi Podpniewki (ryc. 19). Pagórek ten ma kształt krótkiego wału długości około 400 m, którego szerokość wynosi od 100 do 150 m.

Seria limniglacjalna składa się w całości z drobnych piasków i mułków. Najbardziej charakterystyczną cechą ich wykształcenia jest rytmiczność polegająca na przemiennym występowaniu warstw piaszczystych i mułkowych. Dominuje warstwowanie wydmore w małej skali oraz różnego typu ripplemarki. Charakter struktur sedymentacyjnych wskazuje na bardzo powolny



Ryc. 19. Mapa osadów glacialnych, fluwioglacialnych i limniglacialnych w strefie marginalnej fazy poznańskiej koło Pniew

1 – allochtoniczne gliny splywowe, 2 – parautochtoniczne gliny splywowe, 3 – piaski i żwiry ablacyjne, 4 – piaski i żwiry fluwioglacialne z domieszką piasków i żwirów ablacyjnych, 5 – tloki żwirowo-kamieniste, 6 – piaski i żwiry fluwioglacialne sandru, 7 – piaski i żwiry fluwioglacialne wału marginalnego, 8 – piaski i mulki limniglacialne

Map of glacial, fluvioglacial and glaciolacustrine deposits in the Poznań Phase marginal zone in the vicinity of Pniewy

1 – allochthonous flow tills, 2 – parautochthonous flow tills, 3 – ablation sands and gravels, 4 – fluvioglacial sands and gravels with admixed ablation sands and gravels, 5 – gravelly-stony build-ups, 6 – fluvioglacial sands and gravels of outwash, 7 – fluvioglacial sands and gravels of marginal ridge, 8 – glaciolacustrine sands and silts

przepływ wody w jeziorze glacialnym, na dnie którego odkładane były piaski i mulki. Na kilku poziomach serii limniglacialnej ripplemarki przechodzą w warstwowanie powlekające, dowodzące całkowitej stagnacji wód jeziornych w pewnych okresach (Kozarski 1960).

W strefach brzeżnych wału, do osadów limniglacialnych przylegają gliny

ablacyjne. Występują one również sporadycznie w obrębie mulków i piasków, wśród których tworzą przewarstwienia. Wyniki analizy orientacji dłuższych osi materiału kamienistego w glinach oraz sytuacja geologiczna i morfologiczna, pozwalają sądzić, że gliny te spływały do jeziora glacialnego z otaczających ścian lodowych. A. Karczewski (1971) uznał podobną do opisaną sekwencję osadów za typową dla form o genezie kemowej.

OSADY ABLACYJNE

Gliny oraz piaski i żwiry ablacyjne stanowią na opisywanym obszarze grupę osadów występujących powszechnie. Najbardziej istotne różnice w wyrazie morfologicznym i sposobie wykształcenia zaobserwowano pomiędzy serią ablacyjną wału marginalnego a osadami ablacyjnymi terenów przylegających do wału. Odrębność ta stała się podstawą do wydzielenia i osobnego omówienia kompleksu ablacyjnego wału marginalnego jako samodzielnej jednostki litostratygraficznej.

Seria osadów ablacyjnych wału marginalnego

Wyróżniony wał budują dwie serie: opisana już seria fluwioglacjalna stożka sandrowego oraz przykrywająca jego dystalną część seria ablacyjna (ryc. 17). Głównym składnikiem osadów ablacyjnych są gliny i piaski spływowe. W celu rozpoznania ich struktury i tekstury wykonano badania we wkopach i odslonięciach (ryc. 16) o maksymalnej wysokości ścian dochodzącej do 6 m. Największa stwierdzona miąższość glin spływowych nie przekracza w dystalnej części wału marginalnego pięciu metrów. Wyniki pomiarów nachylenia warstw glin spływowych oraz orientacji dłuższych osi wydłużonych klastów zestawiono na rycinie 18. Uzyskany obraz wskazuje, że gliny spływały z kierunku północnego i północno-wschodniego, a więc z czoła lądolodu, który wcześniej zakumulował osady stożka sandrowego. Sytuacja taka uzasadnia zaliczenie glin spływowych do osadów allochtonicznych wyznaczających obecność żywego czoła lądolodu (Kasprzak, Kozarski 1984).

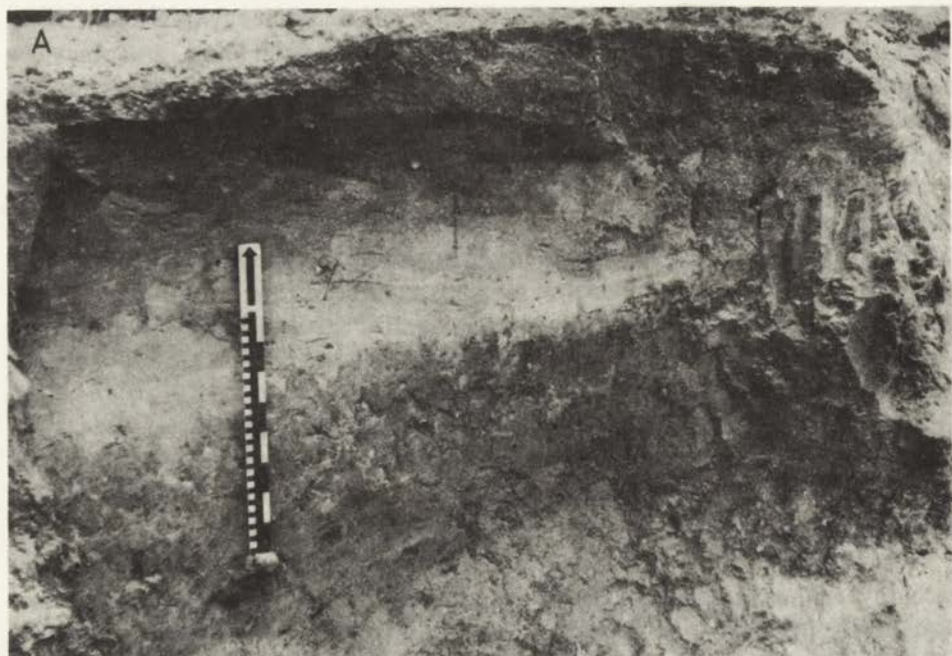
Allochtoniczne gliny spływowe składają się z osadów różnoziarnistych. Cechą przewodnią jest występowanie w ich obrębie materiału ilastego z kamieniami lub przerostów piaszczysto-żwirowych i piaszczysto-kamienistych (Boulton 1968, 1976; Krüger, Marcussen 1976; Kozarski 1978). Klasyczne rozumienie glin spływowych prezentowane w wymienionych pracach wynika z teorii spływów grawitacyjnych. W myśl tej teorii najistotniejszym czynnikiem różnicującym spływy jest zawartość wody w przemieszczanym materiale (Middleton, Hampton 1973; Lowe 1976, 1979, 1982; Selley 1976). W inicyjalnej fazie spływu wzrost zawartości wody w osadzie powoduje zwiększenie ciśnienia porowego, co w sprzyjających warunkach prowadzi do przekroczenia granicznej wartości naprężenia ścinającego i uruchomienia osadu.

W przemieszczanym osadzie zawartość wody ma decydujący wpływ na rodzaj mechanizmu podtrzymywania ziarn mineralnych w ruchu (ang. *grain support mechanism*). Niewielkie nasycenie wodą daje pierwszeństwo siłom kohezji istniejącej pomiędzy poszczególnymi ziarnami, które unoszą i podtrzymują w ruchu większe klasty. Wzrost zawartości wody w spływie umożliwia większą swobodę ruchu ziarn, a ciśnienie rozproszone (ang. *dispersive pressure*), powstające w wyniku kolizji między nimi, zapobiega osiadananiu transportowanego materiału. W skrajnym przypadku zawartość wody może być tak duża, że zacznie ona oddziaływać na przemieszczane w spływie cząstki poprzez turbulencję. Z punktu widzenia analizy strukturalnej osadów spływowych najbardziej istotny jest wniosek, że zawartość wody w spływie ma decydujący wpływ na strukturę i teksturę osadu.

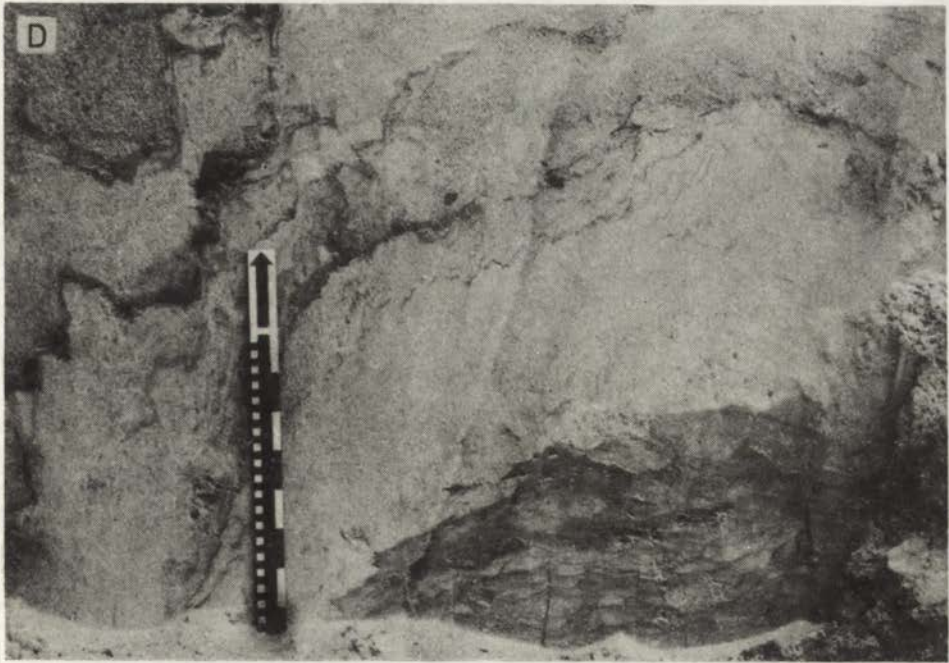
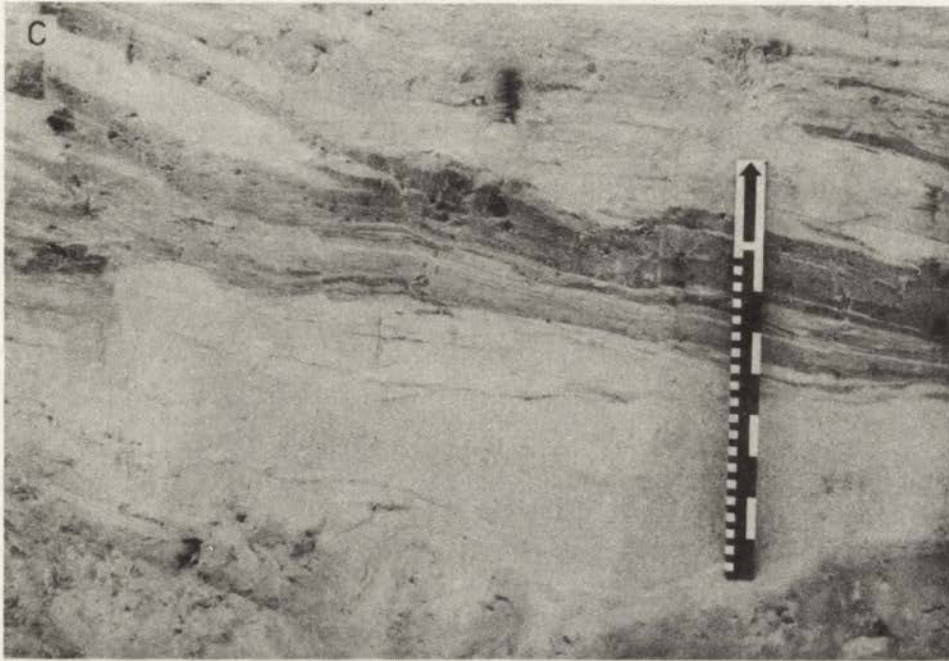
Osady znalezione w południowej części wału marginalnego zostały szczegółowo zbadane w zakresie strukturalnego i teksturalnego wykształcenia. Na podstawie wniosków wynikających z teorii spływów grawitacyjnych wyróżniono w ich obrębie kilka typów, które potraktowano jako subfacje.

Pierwszym z zaobserwowanych typów allochtonicznych glin spływowych są gliny nie zawierające wkładek piaszczystych lub zawierające je w minimalnych ilościach (ryc. 20 A; fot. 4 A). Miąższość warstw reprezentujących indywidualne spływy dochodzi do 50 centymetrów i jest największa z zanotowanych w wale marginalnym. Różnice składu mechanicznego między warstwami glin nie są duże. Zawartość części ilastych w próbkach wynosi od 22 do 30% (ryc. 20, histogram A). Mimo to, w większości zbadanych stanowisk, poszczególne spływy były dobrze widoczne. Kontakt pomiędzy nimi może być dwojaki: albo stanowi strefę kontaminacji, albo zaznaczają go smugi piaszczyste. Obecność kontaminacji dowodzi, że świeżo osadzone spływy pograżały się w już zakumulowanych, co może wskazywać na częściowe przynajmniej rozmarznięcie gruntu. Wielokrotnie obserwowano sekwencję spływów, w której lżejsze gliny piaszczyste zalegały na cięższych glinach ilastych (fot. 4 A), co pozwala odrzucić możliwość powstawania kontaminacji w wyniku deformowania wywołanego obecnością układów gęstościowo niestabilnych. W omawianej kategorii spływów brak jakichkolwiek śladów sortacji wodnej. Można zatem sądzić, że składające się na nie gliny niewiele odbiegają swoim składem mechanicznym od moreny wytapianej z czoła lądolodu. Spływy o podobnym wyrazie strukturalnym opisał D. E. Lawson (1979) ze strefy marginalnej lodowca Matanuska na Alasce. Autor ten opierając się na badaniach ruchów grawitacyjnych zachodzących jednocześnie w czole lodowca określił w nich zawartość wody na 8–14%.

W obrębie makroskopowo odrębnych pasm glin spływowych pomierzono orientację dłuższych osi klastów (ryc. 20). Uzyskane diagramy charakteryzują się wachlarzowatym rozkładem osi klastów i są podobne we wszystkich rodzajach glin spływowych w południowej części wału marginalnego (por. ryc. 20 i 18). Południowy i południowo-zachodni kierunek nachylenia warstw gliniastych i dłuższych osi klastów wskazuje, że gliny spływały po powierzchni

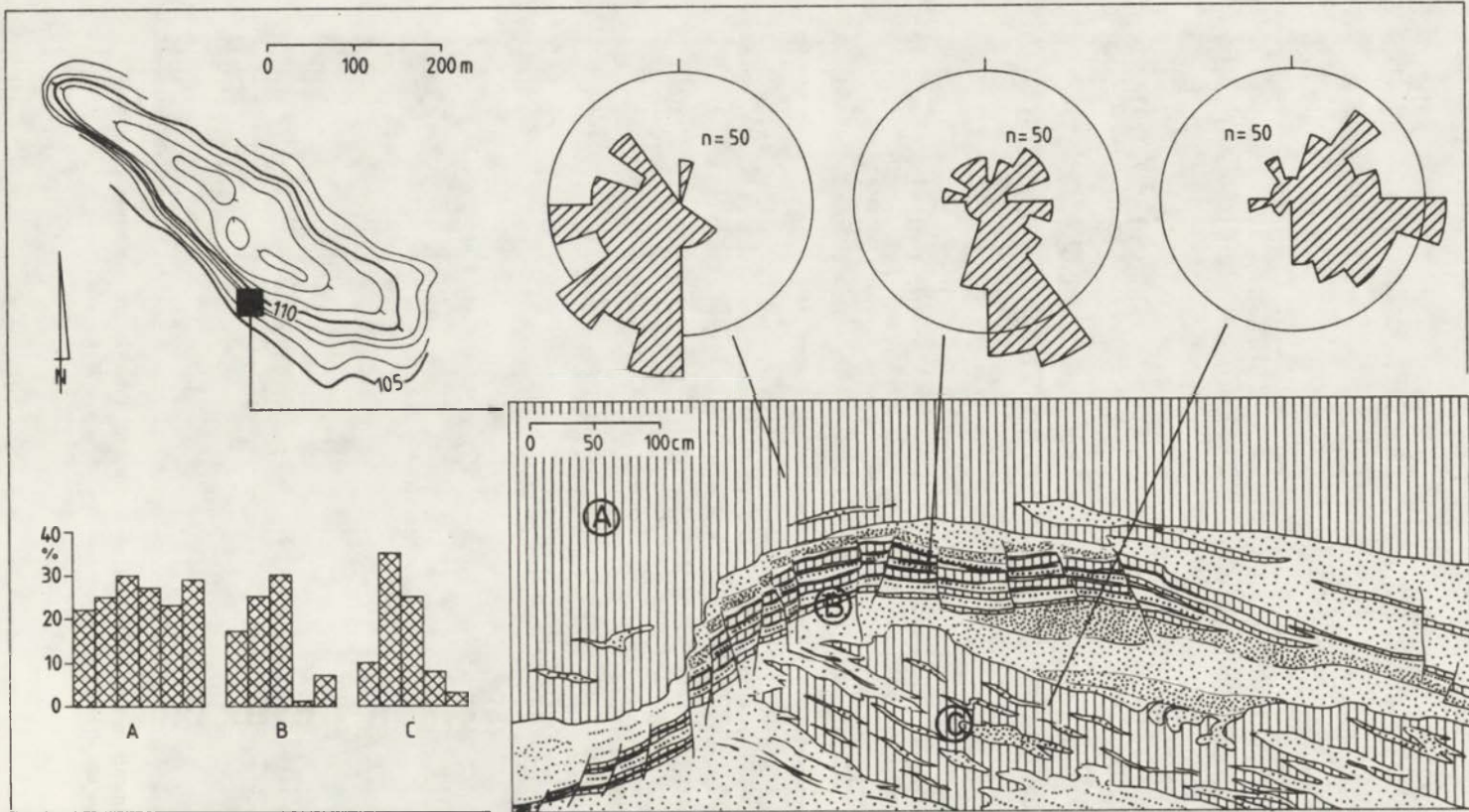


Fot. 4. Osady sypłowe w dystalnej części wału marginalnego koło Pniew (miarka dł. 50 cm)
 A – allochtoniczne gliny sypłowe typu I, B – allochtoniczne gliny sypłowe typu II, C – allochtoniczne gliny sypłowe
 typu III, D – ablacyjne piaski i żwiry sypłowe



Flow sediments in the distal part of a marginal ridge in the vicinity of Pniewy

A – allochthonous flow tills of type I, B – allochthonous flow tills of type II, C – allochthonous flow tills of type III,
D – ablation sands and gravels



Ryc. 20. Allochtoniczne gliny splywowe w dystalnej części wału marginalnego koło Pniew

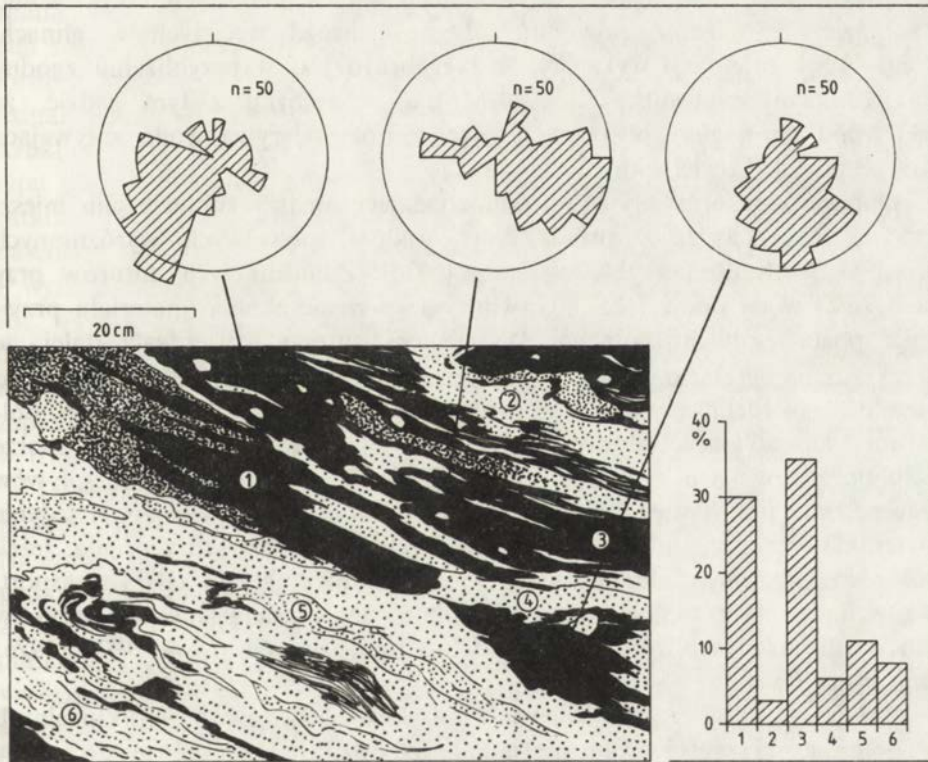
A – gliny splywowe I typu, B – gliny splywowe III typu, C – gliny splywowe II typu. Diagramy pokazują orientację i kierunek zapadania dłuższych osi klastów w glinach splywowych (n – liczba pomiarów). Na histogramie przedstawiono zawartość części ilastych w próbkach pochodzących z trzech typów glin splywowych

Allochthonous flow tills in the distal part of a marginal ridge in the vicinity of Pniew

A – flow tills of type I, B – flow tills of type III, C – flow tills of type II. Diagrams show orientation and dip of clast long axes in flow tills (n – measurement number). Histogram illustrates clay particle contents of samples derived from three flow till types

stożka fluwioglacjalnego z kierunku północnego do północno-wschodniego, tj. od strony czoła łądolodu.

W miarę wzrostu zawartości wody w spływającym materiale morenowym następuje segregacja związana z wynoszeniem ku górze części drobnych przez wody wysiękowe (Boulton, Paul 1976; Kasprzak, Kozarski 1984). Są one następnie włączane w obręb kolejnych spływów, nadając im charakterystyczną strukturę warstwową lub występują w postaci porwaków. Przykład struktur powstających w drugim typie spływów grawitacyjnych przedstawiono na rycinach 20C i 21 oraz na fotografii 4B. Miąższość indywidualnych warstw glin spływowych jest mniejsza niż w typie pierwszym i wynosi od kilku do kilkunastu centymetrów. Materiał piaszczysto-mułkowy nie ulega pełnej asymilacji z osadem gliniastym. Znacznie większe są w związku z tym różnice w zawartości części ilastych w indywidualnych warstwach.



Ryc. 21. Allochtoniczne gliny spływowe II typu w wale marginalnym koło Pniew

Na diagramach pokazano orientację i kierunek nachylenia dłuższych osi klastów w glinach spływowych (n – liczba pomiarów). Na histogramie przedstawiono zawartość części ilastych w różnych fragmentach przekroju glin spływowych (1–6 – numery próbek)

Allochthonous flow tills of type II in a marginal ridge in the vicinity of Pniew

Diagrams show orientation and inclination of long axes of clasts in flow tills (n – measurement number). Histogram illustrates clay particle contents of different parts of a section through flow tills (1–6, sample nos)

Zbadane próbki osadów sphywowych typu drugiego zawierały od 3 do 35% części ilastych (ryc. 21). Orientacja dłuższych osi klastów zbadana w kilku indywidualnych lobach sphywowych jest podobna do opisanej z typu pierwszego sphywów (por. ryc. 20 i ryc. 21). D. E. Lawson (1979) dla sphywów o zbliżonych cechach strukturalnych podaje zawartość wody od 14 do 19%.

Wzrost ilości wody do 18–25% (Lawson 1979) prowadzi do wyraźnej zmiany strukturalnego wykształcenia osadów sphywowych (ryc. 20, fot. 4C). Intensywniejsze oddziaływanie wody na osad przejawia się w akumulowaniu samodzielnych warstw materiału piaszczystego. Miąższość pojedynczych sphywów jest niewielka i wynosi od kilku do 10 centymetrów, co jest spowodowane łatwiejszym rozptywaniem się przesyconego wodą osadu. Zawartość części ilastych wykazuje duże zróżnicowanie, w pasmach gliniastych wynosi 17–30%, a w pasmach piaszczystych i piaszczysto-żwirowych od 0 do 5–6% (ryc. 20B, histogram). Pasma gliny sphywowej charakteryzuje w przekroju poprzecznym falistość na kontakcie z osadami piaszczystymi. Wypreparowano w kilku przypadkach strop warstw gliniastych, co pozwoliło stwierdzić, że falistość powoduje obecność bruzd wyciętych w glinach. Pomiar ich orientacji wykazały, że bieg bruzd jest w przybliżeniu zgodny z kierunkiem sphywania osadów. Można w związku z tym sądzić, że w trzecim typie glin sphywowych znaczną rolę odgrywa woda sphywająca linijnie po ich powierzchni.

Opisane kategorie sphywów i odpowiadające im trzy subfacje glin mieszczą się w pierwszej z dwóch grup osadów sphywowych wyróżnionych przez G. S. Boultona i M. A. Paula (1976). Zdaniem tych autorów przy zawartości wody poniżej 25% grawitacyjne przemieszczanie materiału przyjmuje postać sphywu błotnego. Wymienieni autorzy stwierdzają dalej, że przekroczenie granicznych 25% zawartości wody w sphywie prowadzi do niezależnego ruchu cząsteczek i uzyskania przez sphyw konsystencji półpłynnej. Druga grupa sphywów G. S. Boultona i M. A. Paula (1976) dobrze koreluje z czwartym typem u D. E. Lawsons (1979). Struktura sphywów tego rodzaju jest w większości wypadków homogeniczna. Występują jedynie niewielkie wzbogacenia spągu w materiał gruboziarnisty, który osiada, jeżeli nośność mieszaniny mineralno-wodnej jest zbyt mała na jego dalszy transport. Nie wchodząc w szczegółowe rozróżnienia można opisaną kategorię sphywów zaliczyć do tzw. sphywów ziarnistych lub piaszczystych (Lowe 1979, 1976; ang. *grain flow*).

Sposób wykształcenia i zalegania piasków i żwirów bezstrukturalnych w południowej części wału marginalnego pozwala zaliczyć je do grupy sphywów piaszczystych o zawartości wody powyżej 25%. W celu wyraźnego odróżnienia ich od poprzednio opisanych subfacji glin sphywowych, osady czwartej grupy sphywów nazywane są ablacyjnymi piaskami i żwirami sphywowymi. Typowe wykształcenie piasków i żwirów sphywowych w stanowiskach usytuowanych w południowej części wału marginalnego przedstawiono na fotografii 4D. Miąższość indywidualnych warstw mieści się

w granicach 10–30 cm. Nie zawierają one części ilastych i tylko sporadycznie pojawiają się warstwy piasku z kilkuprocentową domieszką mułków. W niektórych spływach zaznacza się słaba segregacja materiału, polegająca na strefowym wzroście grubości ziarn. Najczęściej kamienie i grube żwiry rozproszone są równomiernie w masie piaszczystej, co wskazuje, że gęstość spływu musiała być dość duża. Piaski i żwiry spływowe zawierają niekiedy pojedyncze spływy gliniaste 2 i 3 typu.

Osady ablacyjne przedpola i zaplecza wału marginalnego

Osady ablacyjne w obrębie rozpatrywanego obszaru testowego występują zarówno w strefie przedpola, jak i zaplecza wału (ryc. 19). Na serię ablacyjną składają się gliny spływowe oraz piaski i żwiry spływowe.

Gliny o genezie spływowej znalezione na zapleczu i przedpolu posiadają podobne cechy. Miąższość ich nie przekracza z reguły 2–2,5 m. Charakteryzują się niewielką zawartością frakcji piaszczysto-żwirowej. W większości zbadanych próbek zawartość części ilastych sięgała 15–25%. W strukturze glin spływowych najbardziej znamieną jest obecność wkładek piaszczystych, formujących kieszenie i smugi ostro odcinające się od materiału gliniastego, jednak nie tworzących jeszcze regularnych przewarstwień. Przytoczone cechy strukturalne oraz duża zawartość części ilastych upodabniają je do drugiego typu glin spływowych znalezionych w wale marginalnym. Odmienne od tych ostatnich orientacja dłuższych osi klastów wskazuje na spływy do lokalnych basenów sedymentacyjnych. Opisywane gliny formują nieregularne wzgórza i wyścielają dna zagłębień bezodpływowych na zapleczu. Na przedpolu ich wyrazem morfologicznym są lekko faliste powierzchnie z niewielką ilością zagłębień. Nieuporządkowana orientacja klastów w połączeniu z morfologią nie wykazującą cech kierunkowych pozwalają zaliczyć gliny spływowe zaplecza i przedpola do grupy osadów parautochtonicznych akumulowanych w trakcie zaniku mas martwego lodu.

Drugim składnikiem serii ablacyjnej są piaski i żwiry (ryc. 19). Na zapleczu wału marginalnego formują one warstwy o miąższości 0,5–1 m. Najczęściej zalegają pod glinami parautochtonicznymi. W niektórych przypadkach budują także wzgórza, granicząc lateralnie z glinami spłowymi. Z analizy wierceń wykonanych świdrem ręcznym wynika, że główna masa piasków i żwirów skupiona jest w pagórkach przylegających od północnego wschodu do ciągu zagłębień wytopiskowych, przebiegających po północnej stronie wału marginalnego. Należy w związku z tym przypuszczać, że pochodzą one z wytopienia trzonów lodowych, po których pozostał ciąg wytopisk.

STRUKTURY DEFORMACYJNE W WALE MARGINALNYM

W osadach wału marginalnego występują dwa rodzaje zaburzeń. Pierwszy ich typ związany jest z wytapianiem się lodu martwego. Deformacje uskoku, które należy z tym czynnikiem wiązać, występują w dużym natężeniu

w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych. Mają różną skalę. Niewielkie deformacje fałdowe i uskokowe znaleziono w środkowej części wału, w rejonie wyraźnie zarysowanego w morfologii zagłębienia bezodpływowego (ryc. 16, stanowisko 15). Wzajemny stosunek zaburzeń fałdowych i uskokowych pozwala przypuszczać, że procesy deformacyjne rozwijały się w dwóch fazach. W pierwszej, wytapianie lodu martwego spowodowało rozwój procesów stokowych. Procesy te mogły być również związane z obecnością strefy czynnej wieloletniej zmarzliny. W drugiej fazie, gdy proces zaniku lodu martwego sięgnął głębszych partii wału, zdeformowane już osady ulegały pionowym przemieszczeniom grawitacyjnym.

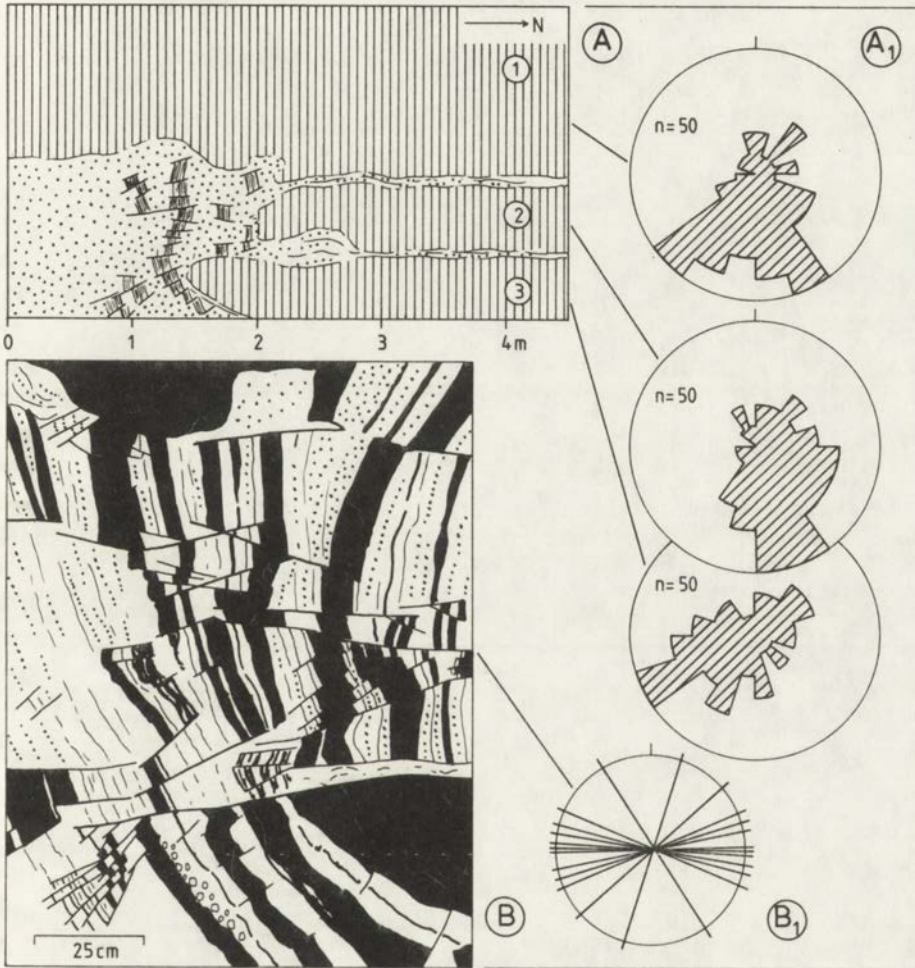
W proksymalnej części wału zaobserwowano kopalne zagłębienie bezodpływowe wypełnione piaskami różnoziarnistymi przewarstwionymi mułkami limniglacjalnymi. Rozmiary zagłębienia w przekroju rysującym się na ścianie odsłonięcia wynoszą 7 m (głębokość) i 14 m (szerokość). Badania prowadzone w trakcie eksploatacji ściany pozwoliły ustalić, że w rzucie poziomym zagłębienie miało kształt owalny o osi długości około 20 m. W przekroju poprzecznym zagłębienia występują uskoki odwrócone, pochylone w kierunku centrum. Rozstęp pomiędzy warstwami wiszącymi a zrzuconymi osiąga 50 cm. W prawej części zagłębienia uskoki tworzą liczne pary o przeciwstawnych zwrotach. Przechylenie całego systemu uskoków i wytworzenie uskoków odwróconych zostało spowodowane bocznym naciskiem osadów dążących do wypełnienia przestrzeni po lodzie. Podobny typ uskoków na drodze eksperymentu uzyskał A. R. Sanford (1959). Natomiast zbliżony przykład interpretacji uskoków odwróconych w osadach fluwioglacjalnych przedstawili B. C. McDonald i W. W. Shilts (1975). Omawiane kopalne zagłębienie bezodpływowe występuje w stropowym fragmencie serii fluwioglacjalnej wału marginalnego. Pod nim w osadach piaszczysto-żwirowych nie stwierdzono większych struktur deformacyjnych. Dlatego też genezę zagłębienia należy wiązać nie z martwym lodem lodowcowym, lecz z lodem pochodzenia hydrogenicznego.

W allochtonicznych glinach spływowch, należących do kompleksu ablacyjnego wału, zanotowano obecność dwóch rodzajów struktur deformacyjnych. Obydwa rodzaje powstawały w trakcie sedymentacji serii gliniastej, w związku z czym traktowane są jako zaburzenia syndsedymentacyjne.

Pierwszym rodzajem deformacji są zaburzenia pierwotnego układu warstw spływowch wywołane wytapianiem się lodu. Dominują w nich uskoki grawitacyjne nachylone pod dużym kątem o zrzutach kilku i kilkunastocentymetrowych. Nie przecinają one całej serii allochtonicznej. Często zaburzenia grawitacyjne występują pomiędzy dwoma niezaburzonymi łobami spływowymi. Lód, który wywołał deformacje, nie tylko tworzył się w trakcie depozycji glin, ale również w tym samym okresie zanikał. Nie mógł więc to być lód lodowcowy, ale lód wtórnie tworzony w otoczeniu wału z zamarzających wód roztopowych wypełniających płytkie nierówności terenu.

Drugim typem deformacji w obrębie allochtonicznych glin spływowch

są struktury pionowo postawionych i przemieszczonych wzdłuż horizontalnych powierzchni ślizgowych piasków ablacyjnych (ryc. 22). Deformacje tego rodzaju można dobrze wytłumaczyć, jeżeli odwołać się do obserwacji poczynionych przez D. E. Lawsona (1979) na czole lodowca Matanuska (Alaska). Autor ten opisał i udokumentował fotograficznie wybrzuszenia powstające przed czołem lobu spływowego. Brakuje w cytowanej pracy fotografii struktur



Ryc. 22. Deformacje synsedymantacyjne w obrębie serii allochtonicznych glin spływowych

A – zgeneralizowany obraz występowania deformacji; 1, 2, 3 – indywidualne loby gliniste I typu; A₁ – diagramy orientacji i kierunków zapadania dłuższych osi klastów (n – liczba pomiarów); B – układ uskoków i płaszczyzn ślizgowych odtworzony szczegółowo; B₁ – diagram orientacji płaszczyzn uskokowych

Synsedimentary deformations within allochthonous flow tills series

A – generalized image of deformation occurrence; 1, 2, 3 – single clayey lobes of type I; A₁ – diagrams of orientation and dip of clast long axes (n – measurement number); B – system of faults and slip-planes reconstructed in detail; B₁ – diagram of fault orientation

powstających w takich sytuacjach. Należy jednak sądzić, że w zależności od właściwości mechanicznych osadów musi dojść do powstania w ich obrębie zarówno struktur postawionych, jako i poziomych ścięć. Biegi warstw w zdeformowanych allochtonicznych glinach spływowych układają się prostopadle do ogólnego kierunku spływu lobów gliniastych (ryc. 22, por. A₁ i B₁), w związku z czym można sądzić, że do postawienia warstw doszło w wyniku spychania osadów przez czoło spływu.

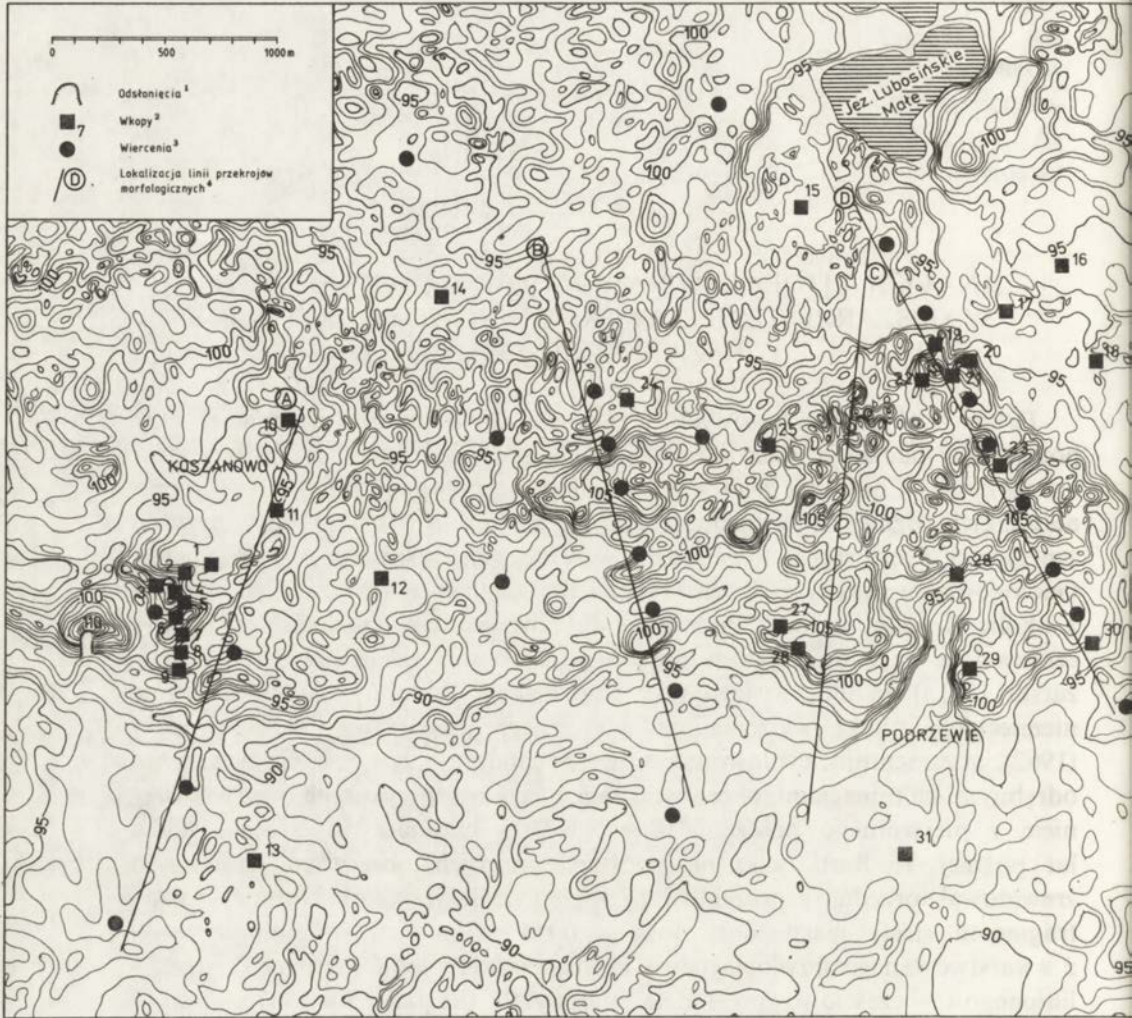
ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW MARGINALNYCH W OBSZARZE TESTOWYM KOSZANOWO-PODRZEWIE (FAZA POZNAŃSKA)

Drugi z obszarów testowych wyznaczonych w strefie marginalnej fazy poznańskiej obejmuje teren położony pomiędzy miejscowościami Koszanowo i Podrzewie. Centralną jego część zajmuje zespół pagórków, które mimo niewielkich rozmiarów wyraźnie rysują się w rzeźbie (ryc. 23). Jest to jedna z przyczyn, która spowodowała dość wczesne zainteresowanie się ich genezą. Geologowie niemieccy J. Korn (1912) i B. Dammer (1917) zaliczyli pagórki z okolic Koszanowa oraz Podrzewia do tzw. środkowopoznańskiej moreny czołowej, a więc do ciągu wzniesień, które współcześnie uznaje się (Kozarski 1981a) za linię zasięgu fazy poznańskiej. Podobny, jak u geologów niemieckich, punkt widzenia na ich genezę przedstawił T. Bartkowski (1962), argumentując czołowomorenowe pochodzenie żywą rzeźbą z licznymi odrębnymi kulminacjami, obecnością zagłębień bezodpływowych oraz wyruszeniem z pierwotnego położenia fluwioglacjału budującego wzgórze. Kilka lat później T. Bartkowski na podstawie nowych obserwacji terenowych zrewidował uprzednio zaprezentowany pogląd i zaliczył pagórki rozpatrywanego fragmentu strefy marginalnej do „... form akumulacji wodnolodowcowej z »warstwowanego fluwioglacjału« wewnątrz strefy lodu martwego »uszczelinionego« – częściowo po lodzie martwym” (Bartkowski 1967, s. 214).

Obszar testowy Koszanowo-Podrzewie zajmuje powierzchnię 22,5 km² (ryc. 23). Badania skoncentrowano na rozpoznaniu cech budowy geologicznej zespołu wzniesień. Czynnikiem zachęcającym była obecność nieczynnych wyrobisk, które umożliwiły ustalenie relacji przestrzennych pomiędzy osadami ablacyjnymi i fluwioglacjalnymi w dwóch pagórkach, na kilkunastu ścianach w różnych intersekcjach. W pozostałych częściach zespołu oraz na jego zapleczu i przedpolu wykonano 31 wkopów i 25 wierceń świdrem ręcznym. W osady sięgnięto na głębokość od 2,5 do 6 m.

MORFOLOGIA

Na badanym terenie rysują się trzy strefy o odmiennych cechach rzeźby: północna, środkowa i południowa (ryc. 23; 24). Część północna położona na zapleczu zespołu pagórków jest słabo urozmaicona. Różnice wysokości

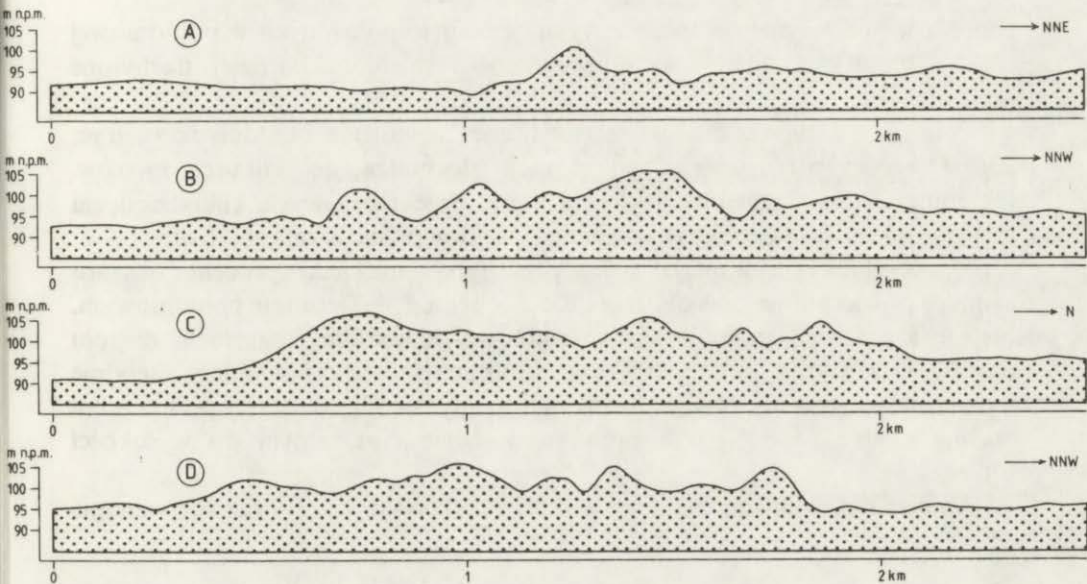


Ryc. 23. Mapa hipsometryczna fragmentu strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia między Koszanowem a Podrzewiem (obszar testowy Koszanowo-Podrzewie)

Morphological map of part of the marginal zone belonging to the Poznań Phase of the last glaciation between Koszanowo and Podrzewie (Koszanowo-Podrzewie case study area)

1 – exposures, 2 – dug holes, 3 – boreholes, 4 – location of morphological sections.

między wyniesieniami a obniżeniami nie przekraczają 5–6 m. Zagęszczenie poziomicy w tej części obszaru bierze się stąd, że na stosunkowo małej powierzchni nagromadzona jest duża liczba niewielkich, 2–3 metrowej wysokości nabrzmięń sąsiadujących z zagłębieniami bezodpornymi, przez co rzeźba ma charakter lekko falisty (ryc. 23). W północno-wschodnim fragmencie zaplecza znajduje się południowe zakończenie rozległego obniżenia, wypełnione częściowo przez wody Jeziora Lubosińskiego. W obrębie obniżenia,



Ryc. 24. Profile morfologiczne przez formy strefy marginalnej fazy poznańskiej między Koszanowem a Podrzewiem (lokalizację profili przedstawiono na ryc. 23)

Morphologic profiles of Poznań Phase marginal forms between Koszanowo and Podrzewie (for location see Fig. 23)

na południe od jeziora, teren jest płaski, a deniwelacje nie przekraczają kilku metrów. Jedyne większe pagórek znajduje się po wschodniej stronie jeziora i wznosi się około 9 m ponad dominujący w tej części obszaru poziom 95 m n.p.m.

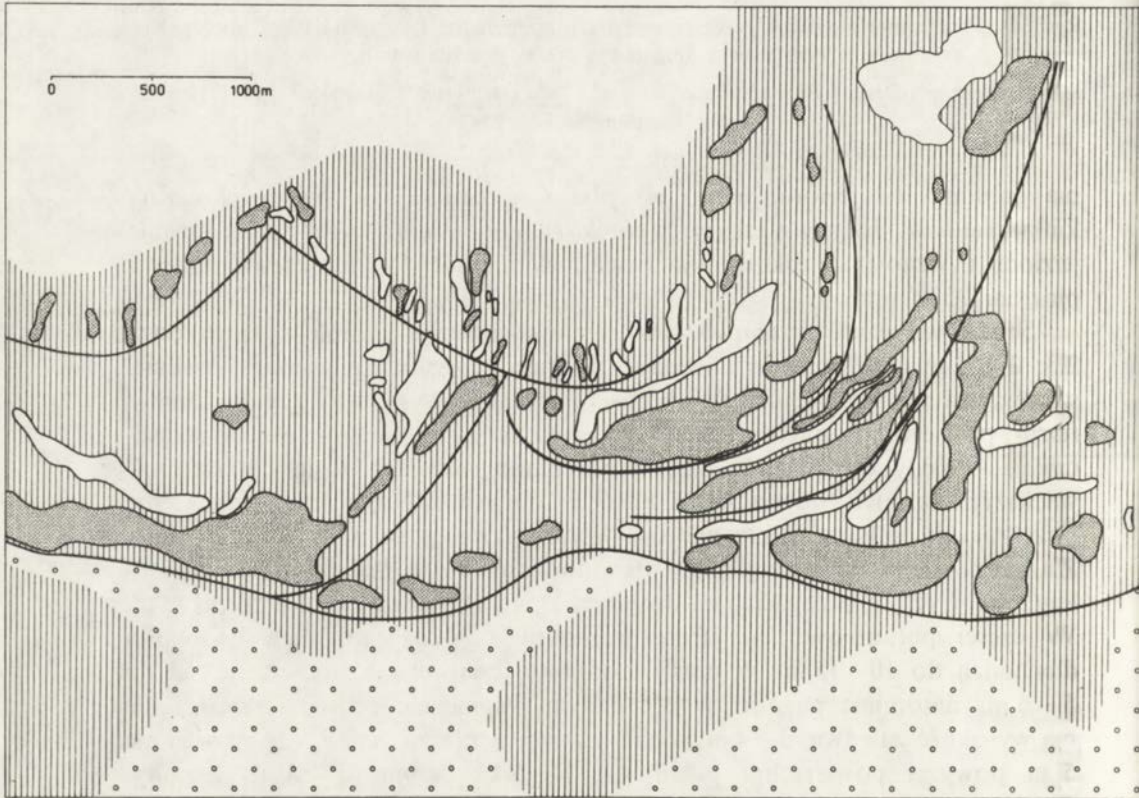
Środkową część terenu badań zajmuje rozległy kompleks form (ryc. 23; 24), który ze względu na znaczenie paleogeograficzne wymaga bardziej szczegółowego omówienia. W obrębie kompleksu występują trzy zasadnicze formy powierzchni: pagórki, zagłębienia bezodpływowe oraz niewielkie spłaszczenia. Pojedyncze pagórki osiągają skromne rozmiary. Osie dłuższe największych z nich dochodzą do 700 m długości. Najczęściej jednak nie przekraczają kilkudziesięciu metrów. Wysokości pagórków są zróżnicowane. Zaznacza się w tym względzie prawidłowość widoczna na mapie morfologicznej (ryc. 23) polegająca na drobnieniu pagórków w kierunku północnym. W części południowej, w strefie kontaktu z przedpołem, ich wysokości dochodzą do 10–15 m. W części środkowej deniwelacje zmniejszają się do 5–6 m, natomiast pagórki w północnym fragmencie zespołu wznoszą się na wysokość zaledwie 3–4 m ponad poziom zaplecza, które leży przeciętnie 5 m powyżej powierzchni przedpoła. Pagórki przyjmują różne kształty. Część z nich ma nieregularny zarys, inne mają postać krótkich wałów o orientacji równoleżnikowej. Spadki zboczy mieszczą się w przedziale 4–10°, najczęściej wynoszą około 5°. Załączone profile morfologiczne (ryc. 24) oraz mapa hipsometryczna (ryc. 23) wskazują, że w profilach poprzecznych

pagórków brak asymetrii, może z wyjątkiem form położonych w południowej części kompleksu, gdzie zbocza południowe są nieco bardziej nachylone niż północne.

Pomiędzy wzniesieniami występują liczne zagłębienia bezodpływowe (ryc. 23). Długości osi największych z nich dochodzą do kilkuset metrów. Dominują jednak zagłębienia o osiach nie przekraczających kilkudziesięciu metrów długości. Głębokości zagłębień rzadko przekraczają 4–5 m.

W obrębie opisywanego kompleksu tylko niewielki procent obszaru zajmują powierzchnie płaskie, łagodnie nachylone w kierunku południowym. Największa z nich znajduje się w środkowo-zachodnim fragmencie zespołu (ryc. 23). Ma ona kształt trójkąta, którego podstawa przebiega zgodnie z południową granicą zasięgu form marginalnych. Wysokość tej powierzchni opisują rzędne 95 do 100 m npm., nawiązując tym samym do wysokości zaplecza.

Analiza mapy hipsometrycznej w skali 1 : 10 000 (ryc. 23) oraz rozpoznanie



Ryc. 25. Analiza morfologiczna rzeźby strefy marginalnej fazy poznańskiej między Koszanowem a Podrzewiem (objaśnienia w tekście)

Morphological analysis of Poznań Phase marginal zone relief between Koszanowo and Podrzewie (for explanation see the text)

terenowe pozwalają twierdzić, że opisane formy wypukłe i wklęsłe, tworzące zwarty zespół między Koszanowem i Podrzewiem, nie są rozmieszczone w sposób przypadkowy. Jeżeli uwzględnić jedynie położenie kulminacji wzgórz, to można, jak to stwierdził T. Bartkowski (1967), uznać ich układ za chaotyczny. Jeżeli jednak prześledzić przebieg osi morfologicznej zespołów składających się z kilku czy kilkunastu pagórków na wspólnej podstawie i pominąć przy tym rozcięcia erozyjne, subsekwentne w stosunku do wieku pagórków, to uzyskany obraz (ryc. 25) wskazuje, że prawie wszystkie formy wypukłe układają się w ciągi o łobowym zarysie. Podobnie rzecz się ma z zagłębieniami bezodpływowymi. W ramach przeprowadzonej analizy morfologicznej połączono zagłębienia bezodpływowe, uwzględniając kierunki przebiegu osi dłuższych, z obniżeniami między wałami. Okazało się, że strefy obniżeń naśladują swoim przebiegiem ciągi pagórków (ryc. 25). Obniżenia wytopiskowe zastępują niekiedy formy wypukłe, ale mają w takich przypadkach identyczną z tymi ostatnimi orientację. Na dyskutowanym obszarze wyróżniono ogółem 5 ciągów najwyraźniej rysujących się w rzeźbie.

Przedpole kompleksu form marginalnych obniżone jest przeciętnie o około 10 m w stosunku do powierzchni szczytowych pagórków. Powierzchnia przedpola opada łagodnie w kierunku południowym. Głównymi elementami rzeźby są duże i płytkie zagłębienia bezodpływowe oraz wielkopromienne nabrzmienia o kilkumetrowej wysokości względnej. Część zagłębień bezodpływowych wyciągnięta jest zgodnie z ogólnym kierunkiem spadku terenu, tzn. wzdłuż osi północ – południe (ryc. 23).

OSADY FLUWIOGLACJALNE I LIMNIGLACJALNE

Na przedpolu form marginalnych piaski i żwiry fluwioglacjalne formują dwa stożki sandrowe (ryc. 26). Wykonane w nich wiercenia pozwoliły zorientować się, że miąższość serii sandrowej jest niewielka, rzędu 2–4 m. Osady fluwioglacjalne włożone są w płytkie wycięcia, wyerodowane w wysoczyznach morenowych przez wody roztopowe spływające z czoła ładolodu w kierunku południowym do obniżenia o charakterze rynnowym. Ogólna sytuacja morfologiczna wskazuje, że przedpole form marginalnych było strefą tranzytową dla wód roztopowych, co tłumaczy nikłą miąższość piasków i żwirów serii sandrowej.

Drugi zespół składający się z osadów fluwio- i limniglacjalnych stwierdzono w pagórkach kompleksu marginalnego (ryc. 26). Osady te rozpoznano szczegółowo w licznych stanowiskach badawczych obejmujących wkopy, wiercenia i odsłonięcia (ryc. 23). Obraz strukturalny i teksturalny serii fluwio-limniglacjalnej jest różnorodny. Można jednak wskazać na prawidłowości w jej rozmieszczeniu oraz wykształceniu.

Seria fluwio-limniglacjalna osiąga największe miąższości w centralnych częściach pagórków i wałów. W partiach brzeżnych wyklinowuje się i niknie



Ryc. 26. Mapa osadów glacialnych, fluwioglacialnych i limniglacialnych w strefie marginalnej fazy poznańskiej między Koszanowem a Podrzewiem

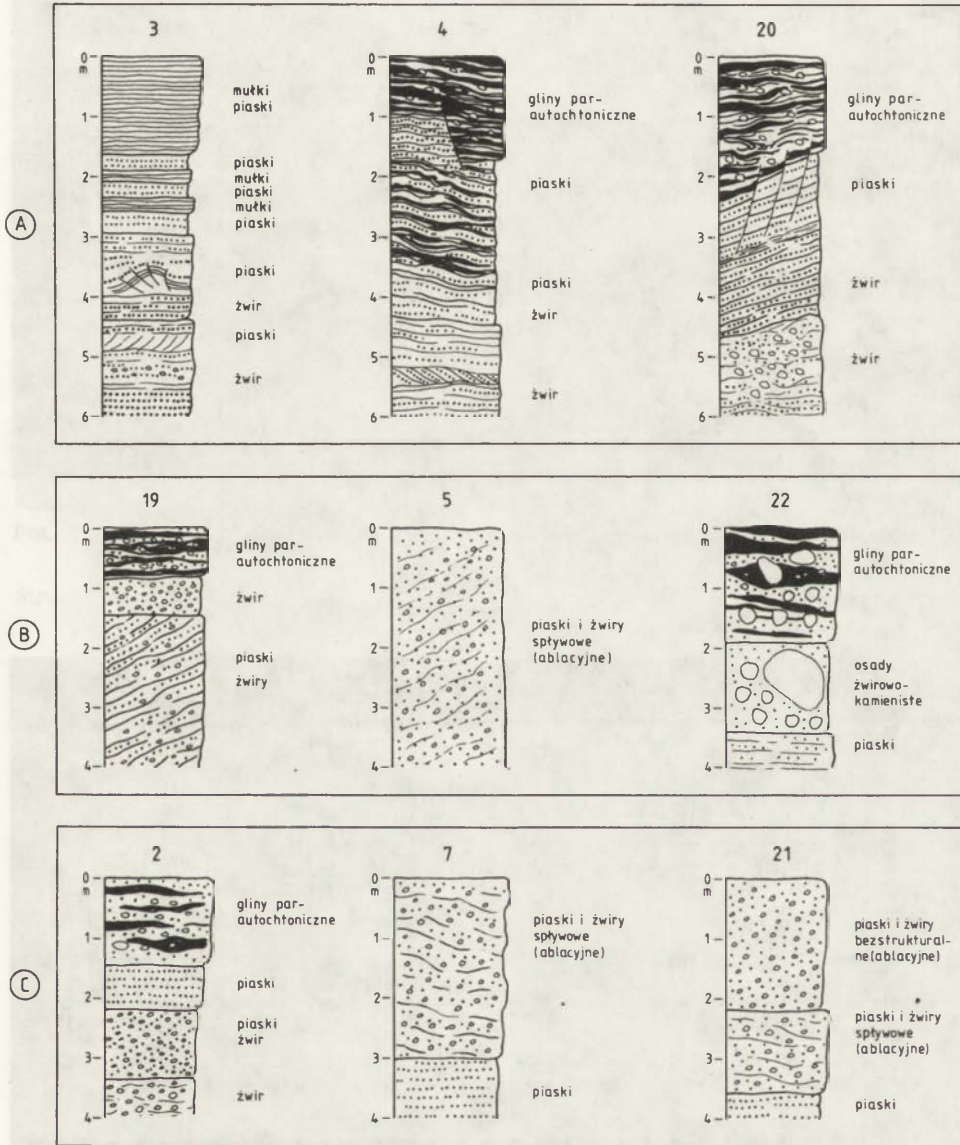
1 – stanowiska występowania allochtonicznych glin splywowych, 2 – parautochtoniczne gliny splywowe, 3 – piaski i żwiry ablacyjne, 4 – piaski i żwiry fluwioglacialne z domieszką piasków i żwirów ablacyjnych, 5 – osady fluwioglacialne i limniglacialne pod cienką oraz nieciągłą pokrywą ablacyjną, 6 – piaski i żwiry fluwioglacialne (seria sandrowa), 7 – współczesna akumulacja biogeniczna, 8 – zasięg czoła lądolodu w fazie poznańskiej

Map of glacial, fluvioglacial and glaciolacustrine sediments in the Poznań Phase marginal zone between Koszanowo and Podrzewie (Koszanowo-Podrzewie case study area)

1 – sites of allochthonous flow tills, 2 – parautochthonous flow tills, 3 – ablation sands and gravels, 4 – fluvioglacial sands and gravels with admixed ablation sands and gravels, 5 – fluvioglacial and glaciolacustrine sediments beneath a thin and discontinuous ablation cover, 6 – fluvioglacial sands and gravels (outwash series), 7 – present-day biogenic accumulation, 8 – extent line of ice sheet front during the Poznań Phase

pod osadami ablacyjnymi. Piaski i żwiry występują również w obniżeniach między wzgórzami jako przewarstwienia w glinach, albo jako samodzielne jednostki sedymentacyjne o miąższości przekraczającej niekiedy 2 m. Zróżnicowanie cech strukturalnych i teksturalnych serii piaszczysto-żwirowej istnieje zarówno w sekwencjach pionowych osadów, jak i w płaszczyźnie

horizontalnej. W przekrojach pionowych najbardziej widoczne jest drobnienie osadów od spągu do stropu serii (ryc. 27, A-1,2). W spągu dominują piaski i żwiry fluwioglacjalne warstwowane horizontalnie (fot. 5C). Piaski i żwiry przechodzą ku górze poprzez drobne piaski (fot. 5B) w warstwy



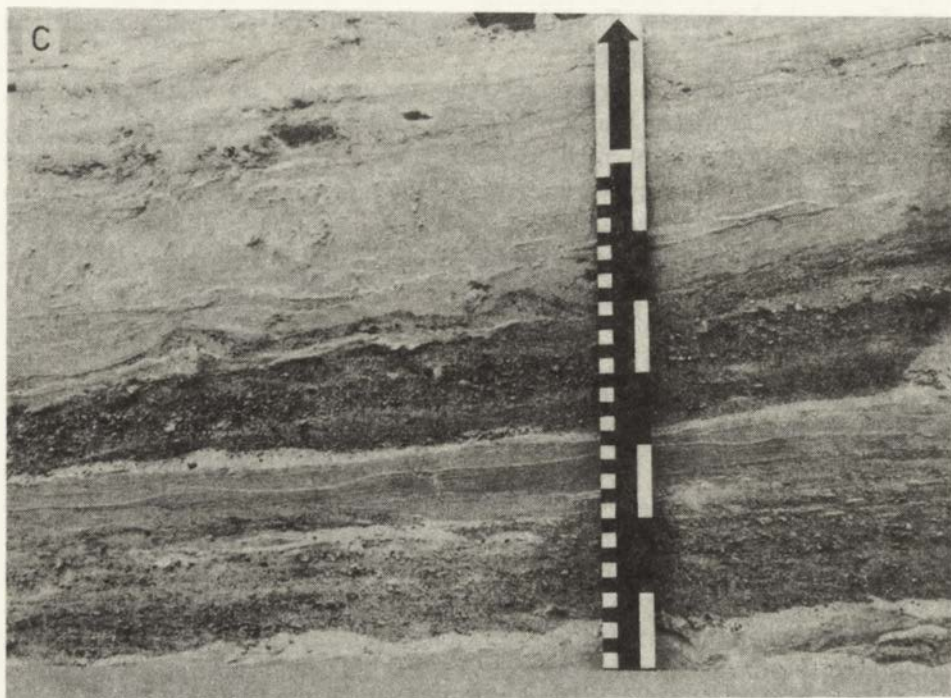
Ryc. 27. Sekwencja osadów marginalnych w obrębie ciągów pagórków między Koszanowem a Podrzewiem

A – centralne części pagórków, B – brzeżne części pagórków, C – obniżenia między pagórkami

Marginal sedimentary sequences within hummocky trains between Koszanowo and Podrzewie

A – central parts of hummocks, B – marginal parts of hummocks, C – intervening depressions





Fot. 5. Struktura osadów glacialnych, fluwioglacialnych i limniglacialnych w pagórku marginalnym koło Koszanowa (dalsze objaśnienia w tekście, miarka dł. 50 cm)

Structure of glacial, fluvio-glacial and glaciolacustrine deposits in a marginal hummock in the vicinity of Koszanowo (for further explanation see the text)

mułkowo-drobnopiaszczyste (fot. 5A). Najbardziej znaną cechą zmienności lateralnej omawianej serii jest wzrost udziału grubych żwirów z kamieniami na zewnątrz wzgórz. Towarzyszy temu zanik laminowanych mułków. W stanowiskach usytuowanych na obrzeżach pagórków zaznacza się większe zróżnicowanie jednostek sedymentacyjnych. Warstwy piasków i żwirów są nieciągłe i rzadko przekraczają 10–15 cm miąższości. W centralnych częściach pagórków mułki osiągają miąższość do 1,5 m, a piaski i żwiry 0,5–0,7 m.

Charakterystycznymi strukturami osadów fluwio-limniglacialnych są zaburzenia wywołane wytapianiem się lodu martwego. Zaburzenia te można podzielić na dwa typy genetyczne. Pierwszy z nich reprezentują drobne deformacje ciągłe (fot. 5B) i nieciągłe znajdujące się w centralnych fragmentach wzgórz. Najistotniejszą cechą ich występowania jest przywiązanie do określonych warstw. Nigdzie w zbadanych stanowiskach uskoki nie przecinały całej serii fluwio-limniglacialnej. Można zatem sądzić, że zaburzenia te należą do kategorii struktur synglacialnych, a jako takie musiały powstać w wyniku topnienia zagrzebanego lodu jeziornego. Drugim typem deformacji są zaburzenia pozostające w związku przyczynowym z lodem lodowcowym, w obrębie którego egzystowały zbiorniki sedymentacyjne. Za takie należy

uznać wyruszenia warstw fluwioglacjału z pierwotnego położenia znalezione w brzeżnych partiach wzgórz.

Na zapleczu form marginalnych, jak to ukazano na mapie (ryc. 26), piaski i żwiry fluwioglacjalne występują przemiennie z osadami ablacyjnymi. Najczęściej tworzą wśród nich gniazda i soczewki. Wobec wybitnie mozaikowego układu trudno wyznaczyć precyzyjnie rozmieszczenie osadów na zapleczu. Wykonane wiercenia i wkopy wskazują, że piaski oraz żwiry stanowią jedynie domieszkę do piasków, żwirów i glin ablacyjnych.

OSADY ABLACYJNE

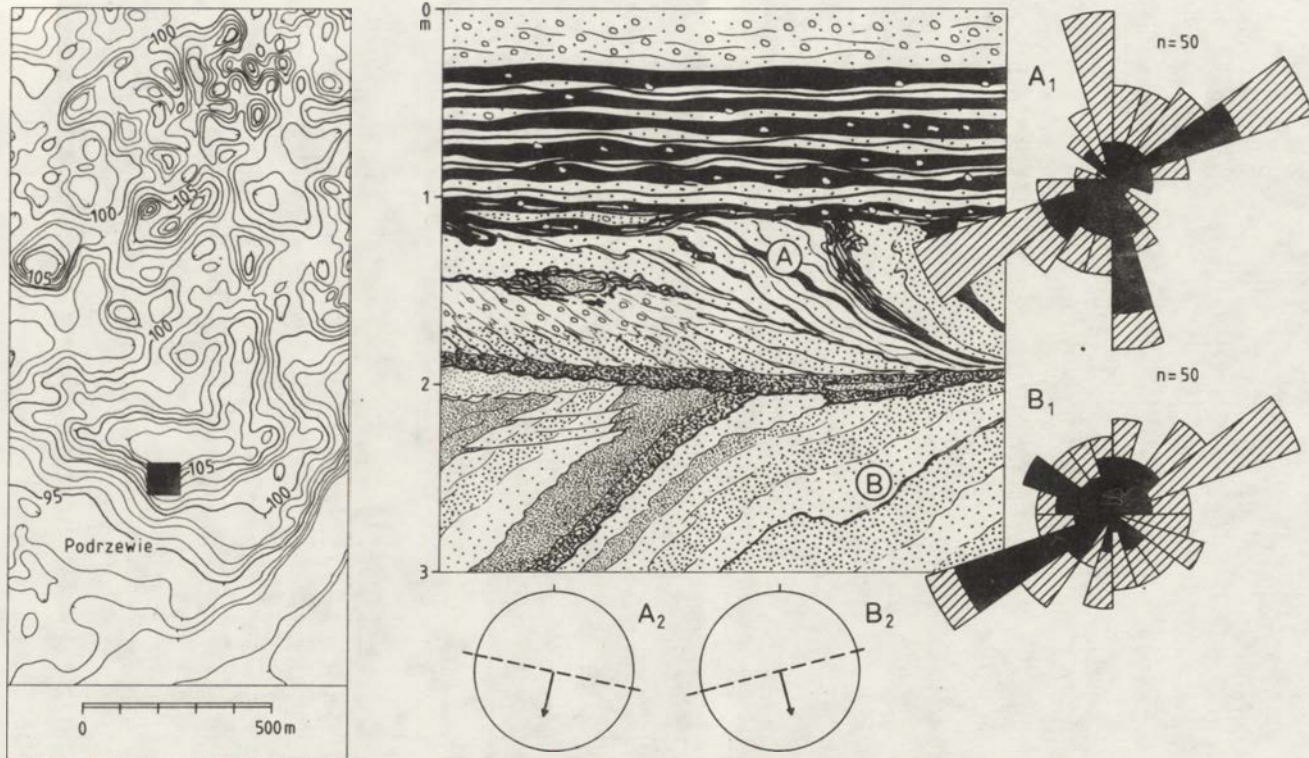
Do osadów ablacyjnych zidentyfikowanych w obszarze testowym Kozanowo-Podrzewie zaliczono: allochtoniczne gliny spływowe, paraautochtoniczne gliny spływowe, piaski i żwiry o genezie ablacyjnej oraz tłoki żwirowo-kamieniste. Rozmieszczenie wymienionych facji przedstawiono na rycinie 26. Na mapie pominięto rozmieszczenie tłoków żwirowo-kamienistych, gdyż występują one punktowo wśród osadów pozostałych facji ablacyjnych i osadów fluwioglacjalnych. W celu uniknięcia powtórzeń seria ablacyjna zostanie omówiona na przykładach pochodzących ze stanowisk usytuowanych w obrębie zespołu form marginalnych. Osady ablacyjne przedpoła i zaplecza różnią się jedynie wyrazem morfologicznym, ponieważ budują, ogólnie rzecz biorąc, powierzchnie płaskie i mało urozmaicone.

Allochtoniczne gliny spływowe

Gliny tego typu stwierdzono jedynie w zewnętrznym ciągu marginalnym koło Podrzewia (ryc. 26; 28; fot. 6A). W żadnym ze zbadanych stanowisk glin allochtonicznych (ryc. 23, stanowiska 27, 28 i odsłonięcie) nie sięgnięto badaniami do spągu serii. Trudno w związku z tym oszacować jej miąższość, tym bardziej że część glin spływowych jest zaburzona glicitektonicznie. Można jedynie stwierdzić, że grubość serii allochtonicznych glin spływowych przekracza 4 m. Pod względem litologicznym omawiane gliny reprezentują II i III typ spływów grawitacyjnych według klasyfikacji D. E. Lawsons (1979), która została szczegółowo przedstawiona przy okazji omawiania cech strukturalno-teksturalnych osadów wału marginalnego koło Pniew.

Zdaniem autora trzy fakty uzasadniają zaliczenie glin spływowych koło Podrzewia do grupy osadów allochtonicznych:

- usytuowanie i przywiązanie tylko do zewnętrznych części strefy marginalnej (ryc. 26),
- struktura charakteryzująca się obecnością wyraźnie wykształconych lobów spływowych (ryc. 28, fot. 6A); lobów tego typu nie stwierdzono w pozostałych osadach kompleksu marginalnego,
- orientacja dłuższych osi klastów wskazująca na spływanie materiału morenowego od strony czoła lądolodu (ryc. 28).



Ryc. 28. Analiza strukturalna allochtonicznych glin sływowych koło Podrzewia

A₁ B₁ – orientacja i kierunki pochylenia dłuźszych osi klastów; A₂, B₂ – biegi i kierunki zapadaniw pasm glin sływowych

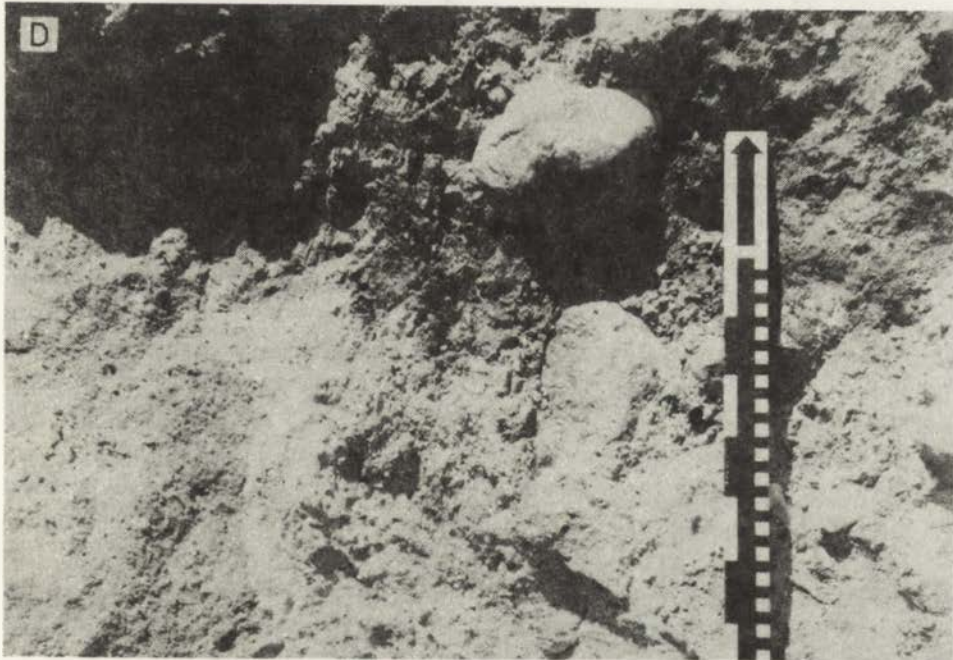
Structural analysis of allochthonous flow tills in the vicinity of Podrzewie

A₁, B₁ – orientation and slope direction of clast long axes; A₂, B₂ – strike and dip of flow till bands



Fot. 6. Osady ablacyjne w pagórkach między Koszanowem a Podrzewiem

A – allochtoniczne gliny sływowe, B – strefa ząębiania się parautochtonicznych glin sływowych z piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi, C – ablacyjne piaski i żwiry sływowe, D – nagromadzenia żwirowo-kamieniste w parautochtonicznych glinach sływowych



Ablation sediments in hummocks between Koszanowo and Podrzewie

A – allochthonous flow tills, B – zone of interdigitation parautochthonous flow tills and fluvio-glacial sands and gravels,

C – ablation sands and flow tills, D – gravelly-stony concentrations in parautochthonous flow tills

Allochtoniczne gliny spływowe, w niektórych fragmentach wyruszone są z pierwotnego położenia (ryc. 29). Warstwy glin nachylone są pod kątem ponad 80° i zapadają w kierunku południowym. Wychodnie warstw zaburzonych mają orientację zbliżoną do równoleżnikowej (ryc. 29, diagramy). Znamienne i interesujące z punktu widzenia mechanizmu depozycji glin allochtonicznych są przesunięcia grawitacyjne pasm gliniastych (ryc. 29A-a). Stosunek warstw glin spływowych do uskoków grawitacyjnych pozwala przypuszczać, że uskoki musiały powstać jeszcze przed wyruszeniem serii allochtonicznej z pierwotnego położenia. Sytuacja sprzyjająca powstawaniu uskoków zrzuwanych istniała w okresie akumulacji glin na czołe lądolodu, podlegającemu sezonowej ablacji. Ablacja lodu, a więc jego ubytek, mogła powodować przesunięcia uskokowe w materiale spływowym. Dopiero później w wyniku niewielkiego awansu czoła, jak tego dowodzi mała skala zaburzeń, allochtoniczne gliny spływowe zostały spiętrzone na skutek czego doszło do zwiększenia nachyleń w obrębie całej serii. Jeżeli przyjąć za poprawną przedstawioną interpretację, to opisywane zaburzenia zaliczyć należy do kategorii deformacji glacitektonicznych.

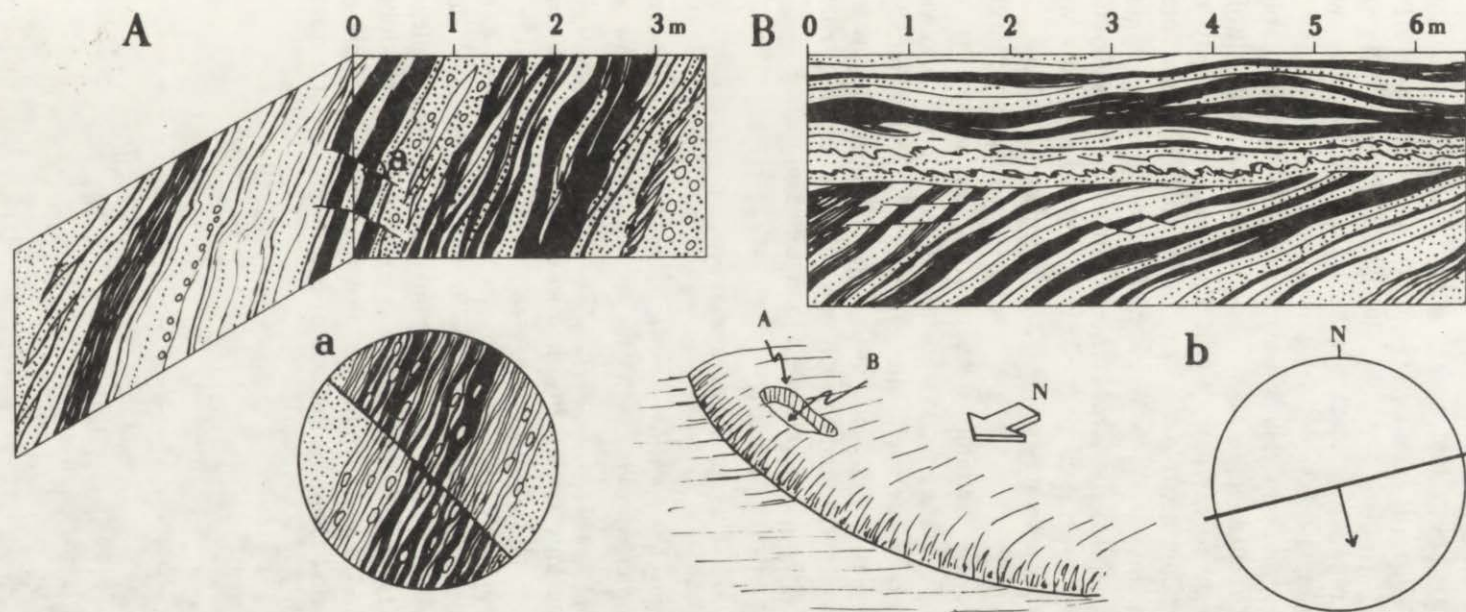
Parautochtoniczne gliny spływowe

Gliny spływowe zaliczone do grupy osadów parautochtonicznych występują w strefie zaplecza i przedpola form marginalnych jako wierzchni element wysoczyzn morenowych (ryc. 26). W obrębie kompleksu marginalnego stanowią drugi obok serii fluwio-limniglacialnej człon budowy geologicznej pagórków (ryc. 27). Miąższość gliniastej serii ablacyjnej jest zróżnicowana. Największą, dochodzącą do 5 metrów, zanotowano w stanowiskach badawczych usytuowanych w środkowych częściach stoków. W górnych i w dolnych pozycjach, gliny spływowe tworzą pokrywy nieciągłe (ryc. 27, por. A i B). Wielokrotnie obserwowano zażębienie się glin spływowych z piaskami i żwirami fluwioglacialnymi (fot. 6B) i to zarówno w stropie serii piaszczysto-żwirowej, jak i na obrzeżach wzgórz. Fakty te dowodzą przemienności sedymentacji glacialnej i fluwioglacialnej. W obniżeniach pomiędzy ciągami form marginalnych gliny spływowe występują w postaci szczątkowej na piaskach i żwirach ablacyjnych (ryc. 27C, stanowisko 21) lub w piaskach fluwioglacialnych (ryc. 27C, stanowisko 2 i 7).

Obraz strukturalny glin parautochtonicznych nie jest bogaty. Dominują w nich struktury spływowe podkreślone smugami piaszczystymi. Analiza orientacji dłuższych osi klastów oraz nachylenie smug piaszczystych nie doprowadziły do wykrycia żadnych wyraźnych prawidłowości poza dużą zmiennością i nawiązaniem w niektórych stanowiskach do lokalnego nachylenia zbocza.

Piaski i żwiry

Osadem zdecydowanie przeważającym w obniżeniach pomiędzy ciągami pagórków są piaski i żwiry ablacyjne (ryc. 26, 27C; fot. 6C). Ze względu



Ryc. 29. Deformacje glaciotektoniczne w obrębie allochtonicznych glin sływowych koło Podrzewia

Na diagramie pokazano uśredniony bieg i kierunek zapadania glin sływowych wyruszonych z pierwotnego położenia.

Glacioteclonic deformations within allochthonous flow tills in the vicinity of Podrzewie

Diagram shows mean strike and dip of disturbed flow tills pushed out from their original position

na znaczny udział wód płynących w trakcie sedymentacji, osady te potraktowano jako ogniwo pośrednie między glinami ablacyjnymi, a piaskami i żwirami fluwiogłacjalnymi. Trudno dokładnie ocenić miąższość piasków i żwirów ablacyjnych przede wszystkim dlatego, że bardzo niepewne jest wydzielanie ich za pomocą wierceń. Na ścianach odsłoneń i wkopów zbadano serie dochodzące do 3–4 m grubości.

Piaski i żwiry ablacyjne powstają w warunkach grawitacyjnego spływania osadów znacznie rozrzedzonych wodą (por. rozdz. Analiza litofacyjna osadów marinalnych w obszarze testowym Pniewy). Udział wody nie jest jednak na tyle duży, by doprowadzić do turbulencji w całym przekroju transportowanych po stoku osadów. W związku z tym struktury znajdujące w piaskach i żwirach ablacyjnych zaliczono do struktur spływowych. Przykłady takich struktur powstałych przy różnym, ale każdorazowo wysokim udziale wody, przedstawiono na rycinie 27 i na fotografii 6C.

Wykryte w obniżeniach pomiędzy pagórkami i wałami strefy marginalnej, piaski i żwiry ablacyjne znamionują zanik lodu martwego, w obrębie którego zakumulowane zostały seria fluwio-limniglacjalna i przywierająca do niej seria parautochtonicznych glin spływowych. Piaszczysto-żwirowe osady ablacyjne zajmują najniższe pozycje w strefie marginalnej, w związku z tym nie można wykluczyć znacznego ich przemieszczenia przez wody roztopowe cyrkulujące pomiędzy wylaniającymi się z lodu formami.

Tłoki żwirowo-kamieniste

W strefach brzeżnych pagórków między Koszanowem a Podrzewiem, głównie w obrębie parautochtonicznych glin spływowych i piasków ablacyjnych, występują nagromadzenia kamieni oraz grubych żwirów (fot. 6D). Największe znalezione gniazda żwirowo-kamieniste osiągały miąższość 2 m. Kamienie składające się na tłoki nie przekraczały z reguły średnicy 15–20 cm, niekiedy tylko osiągały rozmiary dochodzące do 1 m. Obecność skupisk kamieni tylko na obrzeżach pagórków, i to w niskich pozycjach, dowodzi, że były one składane w późnej fazie rozpadu lodu martwego zalegającego w obniżeniach. W tym miejscu warto zwrócić uwagę, że podobne nagromadzenia kamieni, mające charakter tłoku głazowego, znaleziono w otoczeniu wytopisk po trzonach lodowo-morenowych koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984).

ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW MARGINALNYCH W OBSZARZE TESTOWYM BYTYŃ-LUDOWO (FAZA POZNAŃSKA)

Od strony wschodniej do opisanego w poprzednim rozdziale pracy obszaru testowego przylega kolejny fragment strefy marginalnej fazy poznańskiej, w którym wykonano badania szczegółowe osadów i form. Obszar testowy Bytyń-Ludowo (ryc. 30) obejmuje bogaty zestaw form, które były przedmiotem rozważań i uwag morfogenetycznych w kilku pracach. J. Korn (1912) zakwalifikował wszystkie znaczniejsze formy zorientowane zgodnie z ogólną tendencją przebiegu krawędzi łądolodu fazy poznańskiej do moren czołowych. W okolicach Bytnia autor ten wyróżnił tzw. wał bytyński (ryc. 30, fragment I) traktując go jako najmłodszy z ciągów morenowych fazy poznańskiej (starszym ciągiem w ujęciu J. Korna był łuk morenowy Mieściska położony kilka km na południe od Bytnia). K. Rotnicki (1960) przy okazji omawiania genezy Ozu Bukowsko-Mosińskiego przychylił się również do koncepcji czołowomorenowej genezy form na linii Bytyń-Ludowo-Podrzewie i uznał je nawet za moreny czołowe spiętrzone. B. Krygowski (1961), a później T. Bartkowski (1962) w swoim opracowaniu dotyczącym geomorfologii okolic Buka, Szamotuł i Skoków poparli koncepcję czołowomorenową. W następnych latach T. Bartkowski (1965, 1967), podobnie jak np. w odniesieniu do obszaru testowego Koszanowo-Podrzewie, zmienił kwalifikację genetyczną wałów marginalnych koło Bytnia i Ludowa, uznając je za formy szczelinowe po martwym lodzie. Także W. Stankowski (1968) omawiając budowę geologiczną otoczenia Wału Lwówecko-Rakoniwickiego wymienia fragment terenu między Bytniem a Mieściskiem jako przykład rzeźby kemowo-wytopiskowej.

Obszar testowy Bytyń-Ludowo zajmuje powierzchnię około 26 km² (ryc. 30). Badania skoncentrowano na rozpoznaniu budowy geologicznej dwóch form wałowych. Jeden z wałów leży na południe od Bytnia (ryc. 30, fragment I), natomiast drugi, mający odmienną orientację od innych form marginalnych, rozciąga się koło Ludowa (ryc. 30, fragment II). W celu rozpoznania osadów wykonano 20 wkopów i 32 wiercenia świdrem ręcznym. Ponadto zbadano osady w kilkunastu odsłonięciach w wale koło Ludowa i w jednym usytuowanym w wale koło Bytnia. Mapę facjalną sporządzono na podstawie badań własnych i mapy geologicznej w skali 1:25 000 (Assmann, Dammer 1916).

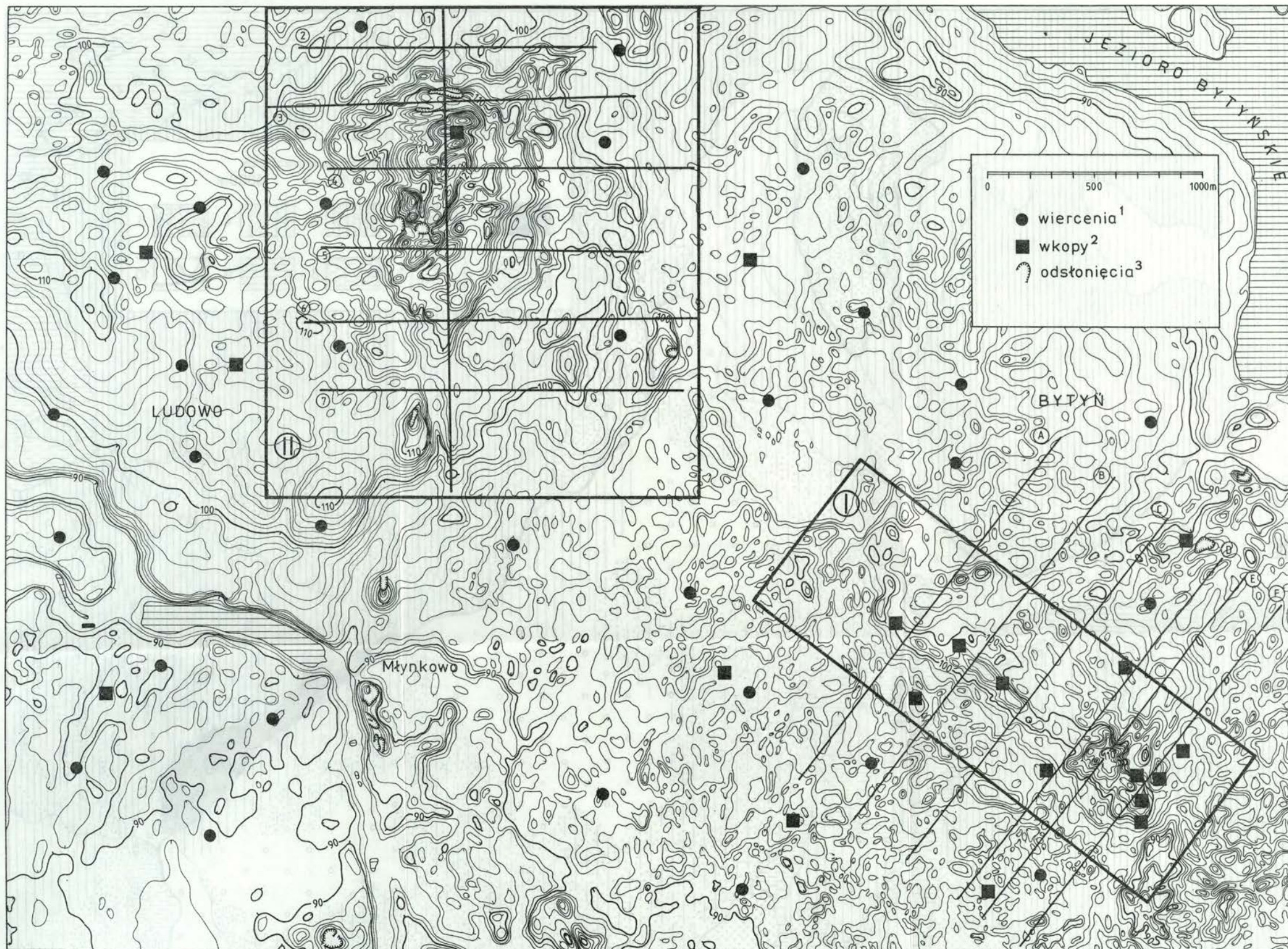
Podstawową cechą rzeźby analizowanego fragmentu terenu jest obecność form marginalnych o lobowym przebiegu (ryc. 30). Lob wschodni wyznacza ciąg pagórków, wałów i zagłębień bezodpływowych przebiegających z południowego wschodu na północny zachód. Natomiast lob zachodni wyznacza krawędź wyraźnego nabrzmienia nadbudowanego pojedynczymi wzniesieniami. Wysokość względna krawędzi dochodzi do 15 metrów, przez co jest ona ostro zarysowana w terenie. Krawędź ta biegnie początkowo z północnego zachodu na południowy wschód, a następnie skręca ostrym łukiem w kierunku północno-wschodnim i kończy się w rejonie wału koło Ludowa, gdzie zanikają również formy wyznaczające lob zachodni. Ze względu na pozycję zajmowaną w stosunku do lobów, wał koło Ludowa określany jest dalej jako interlobowy.

Formy marginalne wyznaczające przebieg lobów dzielą obszar testowy na zaplecze i przedpole. W lobie wschodnim rzeźba zaplecza w porównaniu z rzeźbą przedpoła jest spokojniejsza. Dominują w niej rozległe i płytkie zagłębienia bezodpływowe. Tylko w okolicach wału marginalnego koło Bytnia zagłębienia są wyraźnie mniejsze i podobne do zagłębień występujących na przedpołu form marginalnych. Stosunki wysokościowe pomiędzy zapleczem i przedpołem są dość skomplikowane. Ogólnie jednak przedpole jest nadbudowane o kilka metrów w stosunku do poziomu zaplecza. W lobie zachodnim zachodzą odwrotne relacje wysokościowe pomiędzy przedpołem i zapleczem. Przedpole leży znacznie niżej i jest słabo urzeźbione, natomiast nadbudowane, bardziej zróżnicowane morfologicznie jest zaplecze.

ROZMIESZCZENIE LITOFACJI OSADÓW MARGINALNYCH

W celu uniknięcia powtórzeń odstępiono w tym i w następnym rozdziale od odrębnego omawiania facji osadów ablacyjnych i fluwioglacjalnych. Facje te zostały wyróżnione na podstawie tych samych kryteriów strukturalno-teksturalnych co odpowiadające im litofacje na wcześniej omówionych obszarach testowych. Bardziej szczegółowo potraktowane zostaną litofacje osadów ablacyjnych i fluwioglacjalnych w wale marginalnym położonym na południe od Bytnia i w wale interlobowym koło Ludowa.

Rozmieszczenie osadów w strefie marginalnej pokazano na rycinie 31. Najważniejsza granica między osadami pokrywa się z przebiegiem form wyznaczających zasięgi lobów. Na zapleczu dominują parautochtoniczne gliny spływowe. Badania orientacji dłuższych osi klastów wykazały brak uporządkowania. Między osadami ablacyjnymi na zapleczu lobu wschodniego i zachodniego istotna jest różnica miąższości. W wierceniach wykonanych w lobie wschodnim na głębokości 4–5 m znajdowano bardzo ilaste gliny odpowiadające glinom bazalnym dobrze poznanym koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984). Analizowany obszar testowy sąsiaduje od wschodu

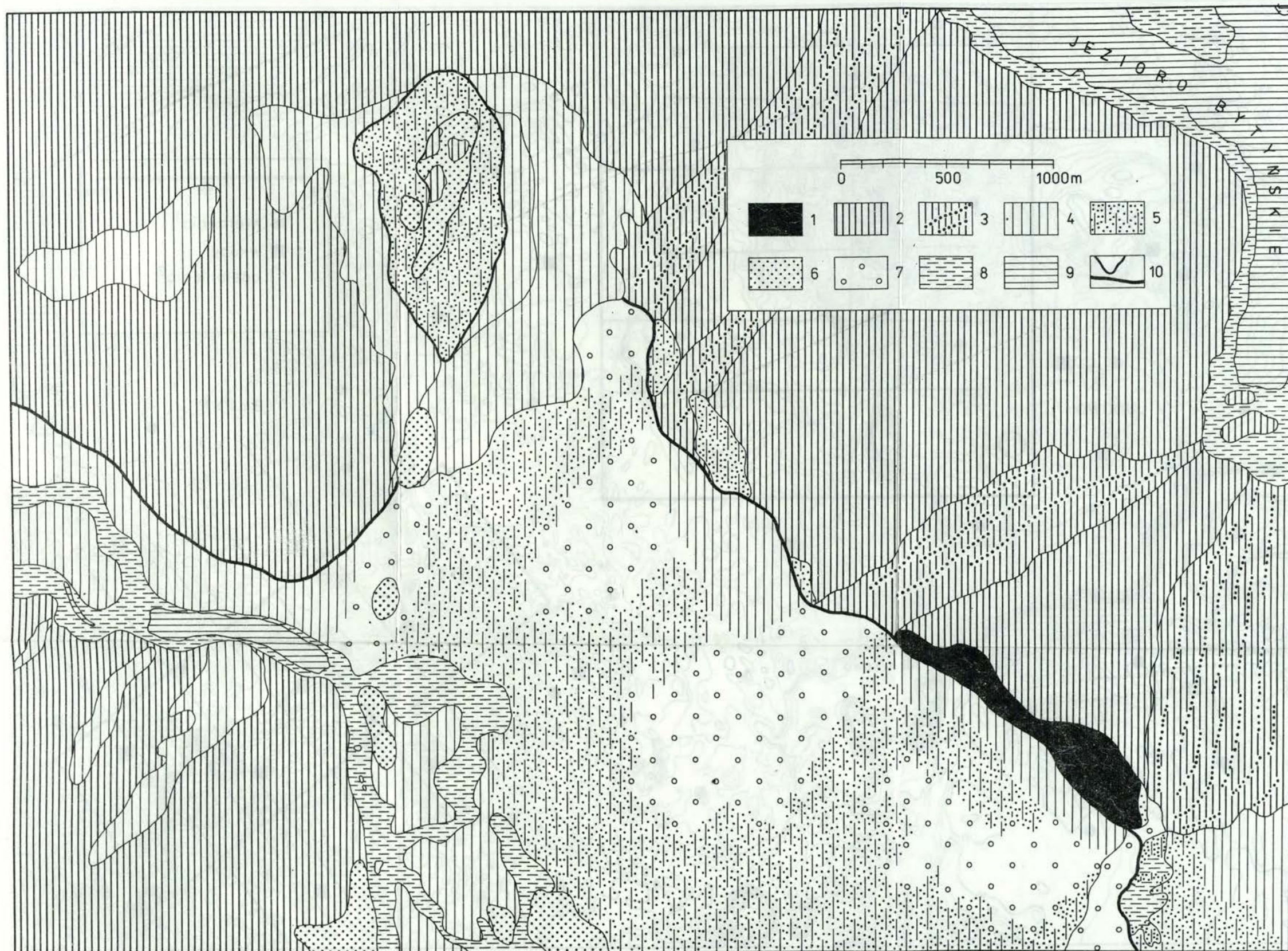


Ryc. 30. Mapa hipsometryczna fragmentu strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia między Bytyniem a Ludowem (obszar testowy Bytyń-Ludowo)

I – wał marginalny koło Bytynia, II – wał interlobowy koło Ludowa

Morphological map of part of the marginal zone belonging to the Poznań Phase of the last glaciation between Bytyń and Ludowo (Bytyń-Ludowo case study area)

I – A marginal ridge in the vicinity of Bytyń, II – An interlobate ridge in the vicinity of Ludowo, 1 – boreholes, 2 – dug holes, 3 – exposures



Ryc. 31. Mapa osadów glacialnych i fluwioglacialnych w strefie marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia między Bytyniem a Ludowem

1 – parautochtoniczne gliny splywowe w znacznym nagromadzeniu (wał marginalny), 2 – parautochtoniczne gliny splywowe o niewielkiej miąższości, 3 – strefy powierzchniowego spiaszczenia glin parautochtonicznych, 4 – piaski i żwiry ablacyjne, 5 – piaski i żwiry ablacyjne z domieszką osadów fluwioglacialnych, 6 – piaski fluwio- i limniglacialne, 7 – piaski i żwiry fluwioglacialne (sandrowe), 8 – osady biogeniczne, 9 – jeziora, 10 – zasięg fazy poznańskiej oraz obrys wału interlobowego

Map of glacial and fluvio-glacial deposits in the marginal zone belonging to the Poznań Phase of the last glaciation between Bytyn and Ludowo

1 – parautochthonous flow tills in large amounts (a marginal ridge), 2 – parautochthonous flow tills not too thick, 3 – zones of surface sand-rich parautochthonous flow tills, 4 – ablation sands and gravels, 5 – ablation sands and gravels with admixed fluvio-glacial sediments, 6 – fluvio-glacial and glacio-lacustrine sands, 7 – fluvio-glacial sands and gravels (outwash), 8 – biogenic sediments, 9 – lakes, 10 – Poznań Phase extentline and interlobate ridge outline

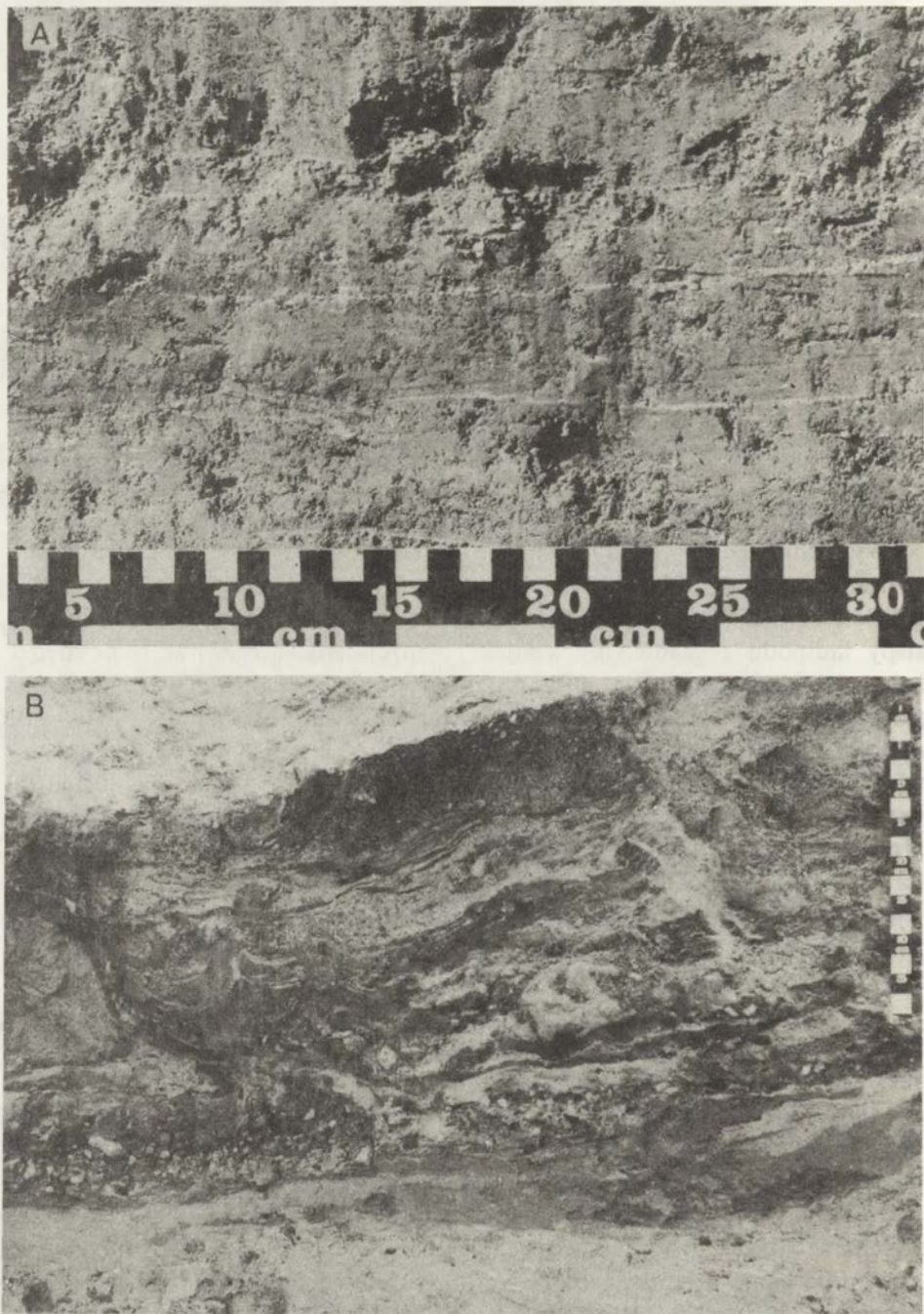
z obszarem Ceradza Kościelnego, można więc z dużym prawdopodobieństwem przyjąć, że gliny ilaste mają podobną genezę, tzn. reprezentują gliny bazalne ostatniego zlodowacenia. Jak wynika z wiercenia archiwalnego, wykonanego koło Bytnia, warstwa parautochtonicznych glin piaszczystych ma miąższość 5 m, a pod nią zalega ponad 10-metrowy pokład glin bazalnych. W lobie zachodnim budowa geologiczna zaplecza jest bardziej skomplikowana. Na powierzchni również występują gliny parautochtoniczne, ale ich miąższość wraz z zalegającymi niżej piaskami i żwirami ablacyjnymi oraz fluwiogłacjalnymi jest znacznie większa – przekracza 10 m.

Na powierzchniach zaplecza zajętych przez parautochtoniczne gliny spływowe stwierdzono punktową obecność glin, które charakteryzuje:

- 1) struktura warstwowa z brakiem śladów spływania grawitacyjnego (fot. 7A),
- 2) niezaburzony kontakt z leżącymi niżej piaskami i żwirami,
- 3) uporządkowanie detrytusu w osi prostopadłej do kierunku przebiegu form marginalnych wyznaczających loby (ryc. 32).

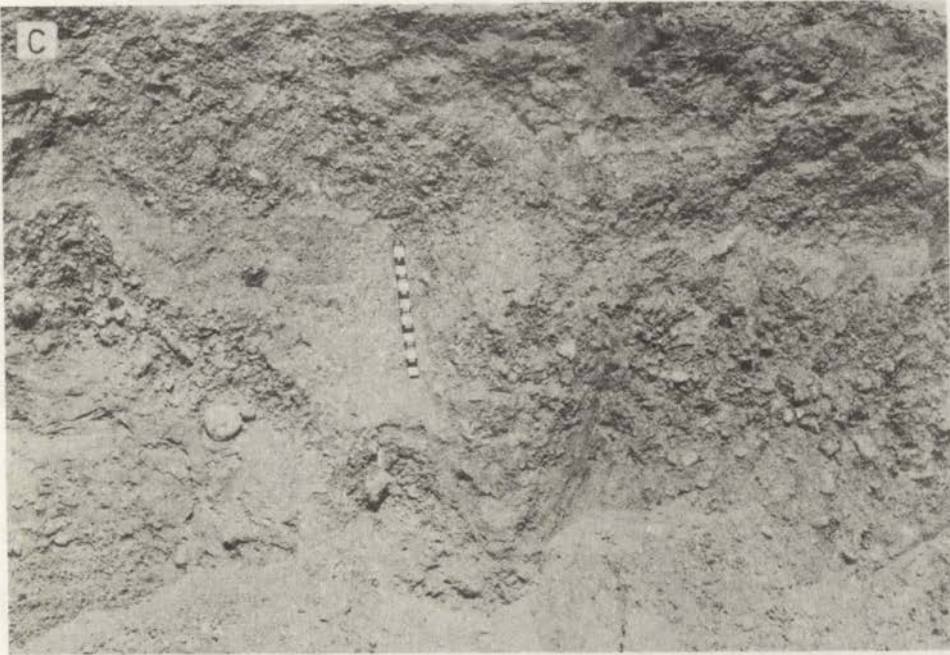
Wymienione cechy pokrywają się z cechami diagnostycznymi podawanymi w literaturze dla glin typu *melt-out* (Shaw 1982; Haldorsen, Shaw 1982; Boulton 1970a, b). Brak zaburzeń spowodowanych oddziaływaniem aktywnej stopy lądolodu i gradacyjny kontakt z niżej leżącymi żwirami, pomiędzy którymi występują pasma gliny pozwala przypuszczać, że w omawianym przypadku gliny typu *melt-out* są pochodzenia supraglacjalnego. Wskazuje na taką interpretację także ich pozycja stratygraficzna. Gliny typu *melt-out* wieńczą serię fluwiogłacjalną, pod którą – jak wynika z wcześniej przedstawionych uwag – zalegają gliny bazalne. W tak przedstawionym ujęciu genezy glin warstwowanych należy założyć, że przynajmniej część serii fluwiogłacjalnej na zapleczu jest pochodzenia subglacjalnego. Należy jednak zaznaczyć, że wyróżnianie glin, w których zachowane zostały ślady transportu inglacjalnego, jest szczególnie trudne i narażone na pomyłki, co słusznie zauważyli S. Haldorsen i J. Shaw (1982).

Na powierzchni zbudowanej z glin spływowych występują w lobie wschodnim strefy silniej i słabiej spiaszczone (ryc. 31). Zauważono, że strefy spiaszczone (1) nawiązują do prawdopodobnych linii odpływu wód z rejonu obecnie zajmowanego przez Jezioro Bytyńskie i (2) kończą się w tych miejscach w strefie marginalnej, w których widoczne są przerwy między formami wypukłymi, a więc tam gdzie ułatwiony był wypływ wód roztopowych na przedpole. Interesujący wynik przyniosła analiza orientacji zagłębień bezodpływowych leżących na północ od wału marginalnego (ryc. 33). Porównanie orientacji osi dłuższych zagłębień występujących w strefach piaszczystych (ryc. 33; B₁-b₁, B₂-b₂) i w strefach o mniejszej zawartości piasków i żwirów na powierzchni glin spływowych (ryc. 33, A-a) wskazuje na wyraźne uporządkowanie jednych i drugich. Na bezpośrednim zapleczu wału marginalnego zagłębienia bezodpływowe wydłużone są równoległe do ogólnego kierunku przebiegu lobu wschodniego, który wyznacza oś wału.



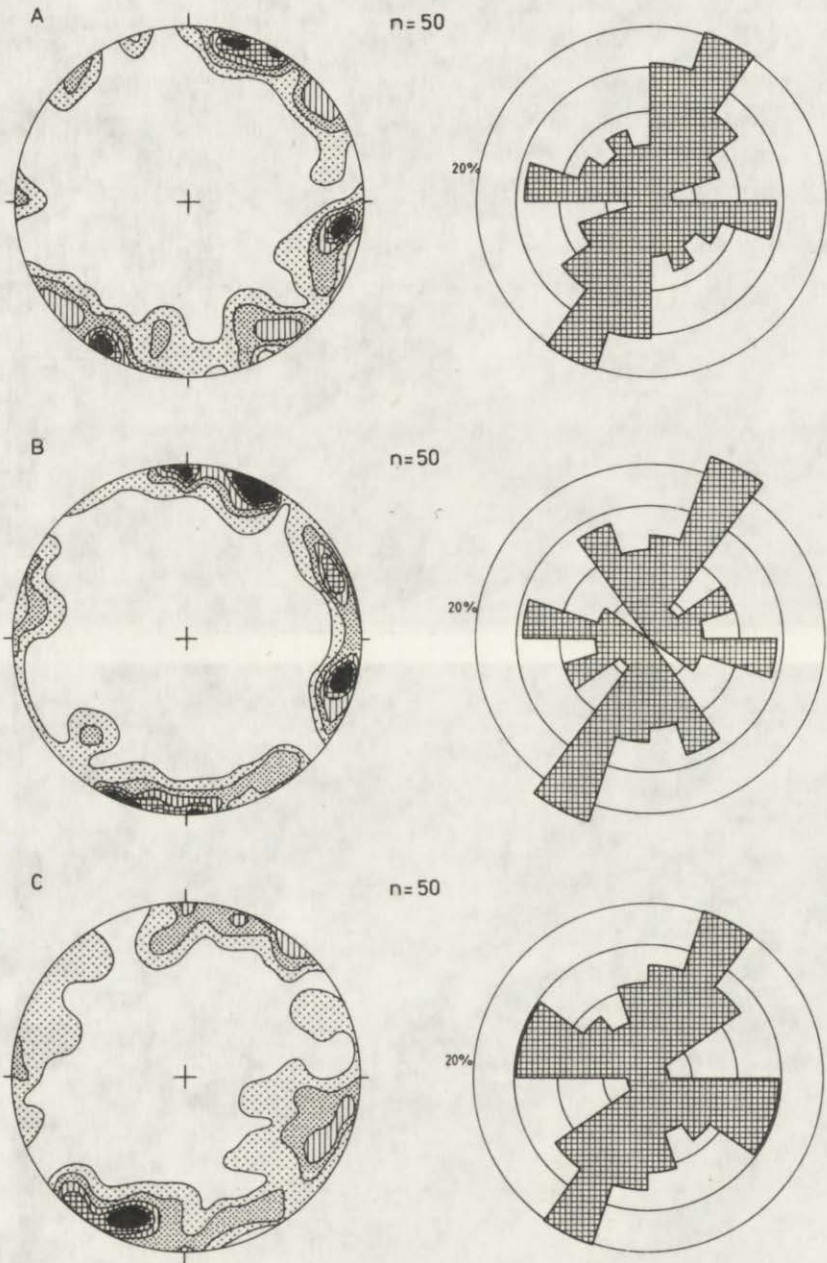
Fot. 7. Osady glacialne w obszarze testowym Bytyń-Ludowo

A – struktura gliny bazalnej typu melt-out w stanowisku położonym na zachód od wału marginalnego koło Ludowa, B – parautochtoniczne gliny splayowe w proksymalnej części wału marginalnego koło Ludowa, C – ablacyjne osady piaszczysto-zwirowe w wale marginalnym koło Ludowa, D – nagromadzenia żwirowo-kamieniste w wale marginalnym koło Ludowa



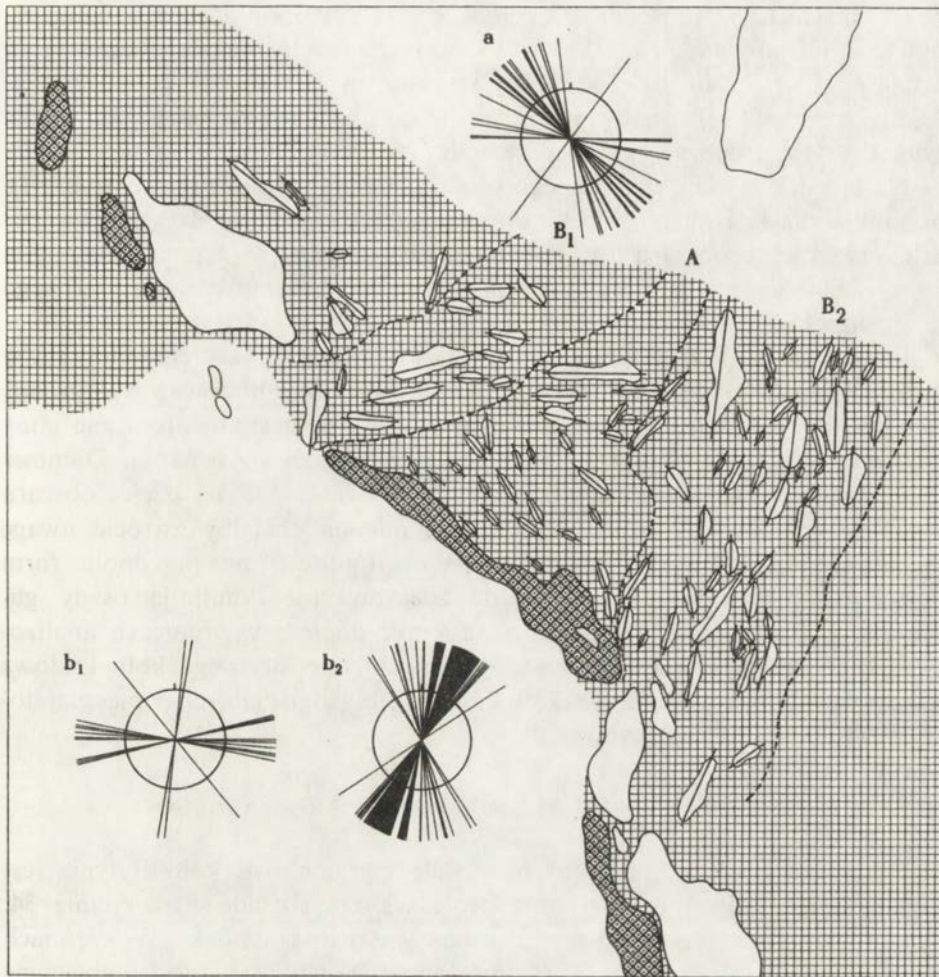
Glacial deposits in the Bytyń-Ludowo study area

A – structure of basal melt-out till at a site lying west of a marginal ridge in the vicinity of Ludowo, B – parautochthonous flow tills in the proximal part of the marginal ridge, C – sandy-gravelly ablation sediments in the marginal ridge, D – gravelly-stony concentrations in the marginal ridge



Ryc. 32. Analiza orientacji dłuższych osi klastów w glinie bazalnej typu *melt-out* w stanowisku położonym na północ od wału marginalnego (n – liczba pomiarów)

Analysis of orientation of clast long axes in basal melt-out till at a site lying north of a marginal ridge (n – measurement number)



Ryc. 33. Analiza elementów kierunkowych rzeźby fragmentu strefy marginalnej fazy poznańskiej koło Bytynia

A, B₁, B₂ – fragmenty wysoczyzny morenowej charakteryzujące się odmienną orientacją dłuższych osi zagłębień bezodpływowych; a, b₁, b₂ – diagramy orientacji dłuższych osi zagłębień bezodpływowych

Analysis of morphology of part of the Poznań Phase marginal zone in the vicinity of Bytów

A, B₁, B₂ – morainic plateau parts with different orientation of long axes of closed depressions;
a, b₁, b₂ – diagrams showing orientation of long axes of closed depressions

W strefach piaszczonych zagłębienia układają się prostopadle do tego kierunku. Warto także zwrócić uwagę, że w osi stref piaszczystych na przedpolu form marginalnych zarejestrowano obecność osadów fluwioglacjalnych tworzących płytkie stożki sandrowe (ryc. 31). Przedstawione fakty pozwalają z dużą dozą prawdopodobieństwa przypuszczać, iż rzeźba zaplecza została przeobrażona przez wody spływające po powierzchni wysoczyzny z wytapiającego się lodu martwego w zagłębieniu Jeziora Bytyńskiego

(strefy spiaszczeń). Tam gdzie ingerencja wód roztopowych była mniejsza, tam też morfologia powierzchni wysoczyzny ma cechy ukształtowane przez wycofujące się czoło lądolodu. W omawianym przypadku cechami charakterystycznymi tej rzeźby są garby i zagłębienia równoległe do czoła lądolodu, jeżeli założyć, że lob wschodni odzwierciedla zasięg tego czoła.

Na przedpolu lobu wschodniego osady układają się mozaikowo (ryc. 31). Dominują piaski i żwiry ablacyjne i fluwioglacjalne. Pomiedzy nimi w południowej części obszaru, w nabrzmieniach terenu występują płyty glin parautochtonicznych, które należy wiązać z procesami zaniku lodu martwego na przedpolu lądolodu fazy poznańskiej.

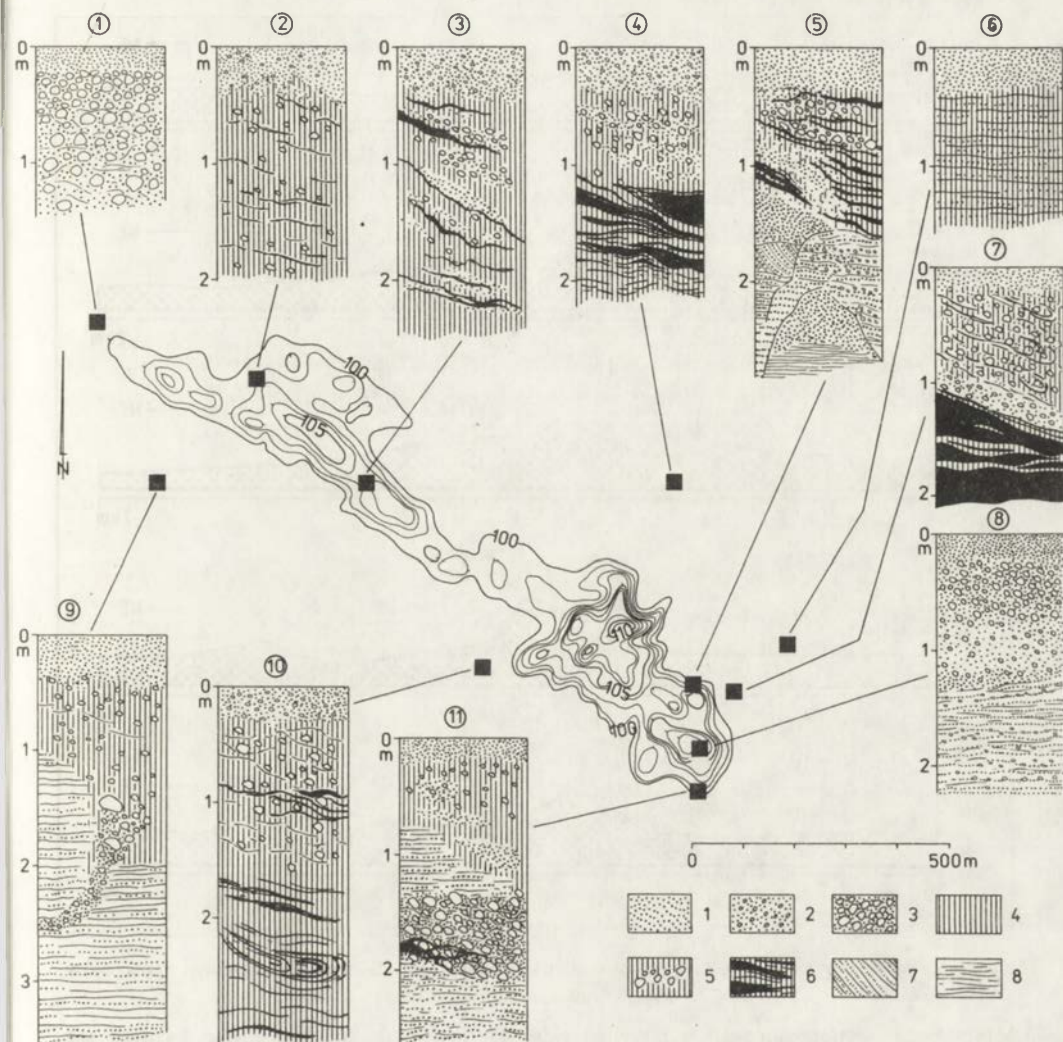
Przedpole lobu zachodniego jest, jak to wcześniej stwierdzono, słabo urozmaicone (ryc. 30). Towarzyszy temu odmienna budowa geologiczna. W strefie przypowierzchniowej głównym osadem są parautochtoniczne gliny spływowe (ryc. 31). Również geologowie niemieccy (Assmann, Dammer 1916) na mapie geologicznej w skali 1:25 000 znaczą w tej części obszaru obecność glin ilastych. Autor już w tym miejscu chciałby zwrócić uwagę na pewną prawidłowość. Od Pniew aż do Ludowa, na przedpolu form wyznaczających zasięg czoła lądolodu zdecydowanie dominują osady gliniaste. Zmiana budowy geologicznej następuje dopiero w granicach analizowanego obszaru testowego. Począwszy od wału interlobowego koło Ludowa przedpole staje się domeną piasków i żwirów fluwioglacjalnych i piaszczysto-żwirowych osadów ablacyjnych.

ZESTAW FACJALNY OSADÓW WAŁU MARGINALNEGO

Kompleks osadów znalezionych w wale marginalnym koło Bytnia jest zróżnicowany, czego dowodzi zestawienie sekwencji osadów na rycinie 34. Można jednak w jego budowie dostrzec pewien porządek. W częściach osiowych (ryc. 34; wkopy 2, 3, 5) dominują gliniaste osady ablacyjne wykształcone w facji parautochtonicznych glin spływowych. W południowo-wschodniej części wału odnotowano wzrost udziału piasków i żwirów ablacyjnych z domieszką fluwioglacjału (ryc. 34; wkop 8). Natomiast w północno-zachodnim fragmencie, w obniżeniu między wałem a położonym dalej pagórkem, występują silnie przemyte osady kamienisto-żwirowe.

Południowo-wschodnie przedpole wału ma odmienną budowę geologiczną (ryc. 34; wkopy 9, 10, 11). W osadach spływowych zaliczonych do glin i piasków ablacyjnych pojawiają się w większym nagromadzeniu piaski i żwiry fluwioglacjalne, których nie znaleziono na zapleczu wału. Zaplecze, podobnie jak części centralne, budują parautochtoniczne gliny spływowe (ryc. 34; wkopy 5, 4). W stanowisku 6 (ryc. 34) występują gliny warstwowane zbliżone swoimi cechami do opisanych wcześniej glin typu *melt-out*.

Z przedstawionego przeglądu osadów wału marginalnego widać, że dominują w nim osady spływowe podobne do tych, które znaleziono na zapleczu lobu wschodniego, gdzie wykazują jedynie odmienny wyraz morfo-



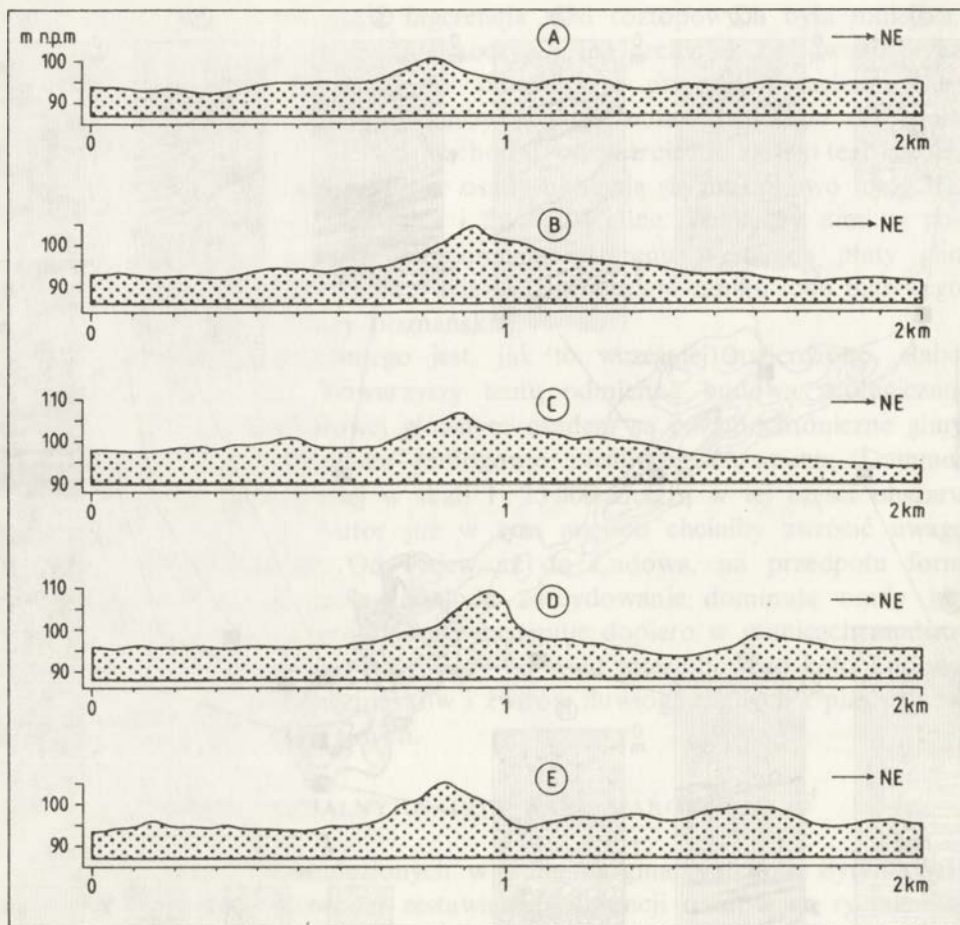
Ryc. 34. Zestawienie zbiorcze struktur osadów wału marginalnego koło Bytynia

1 – piaski bezstrukturalne, 2 – piaski i żwiry, 3 – żwir z kamieniami, 4 – glina sphywowa spiaszczona, 5 – koncentracje kamieni w glinie, 6 – przewastwienia glin ilastych w obrębie glin piaszczystych, 7 – piaski drobne z domieszką mułków, 8 – mułki z domieszką piasków

Listing of structures of marginal ridge sediments in the vicinity of Bytyn

1 – structureless sands, 2 – sands and gravels, 3 – gravel containing stones, 4 – sand-rich flow till, 5 – concentrations of stones in till, 6 – clayey till intercalations within sandy tills, 7 – fine sands with admixed silts, 8 – silts with admixed sands

logiczny. W profilach poprzecznych wału (ryc. 35), po stronie północno-wschodniej, rysują się w rzeźbie wyraźne zagłębienia znaczące obecność lodu martwego (ryc. 35A, C, D). Obecność tych zagłębień tylko po jednej stronie wału oraz powszechność struktur sphywowych w osadach pozwalają przypuszczać, że dyskutowana forma powstała w wyniku sphywania materiału



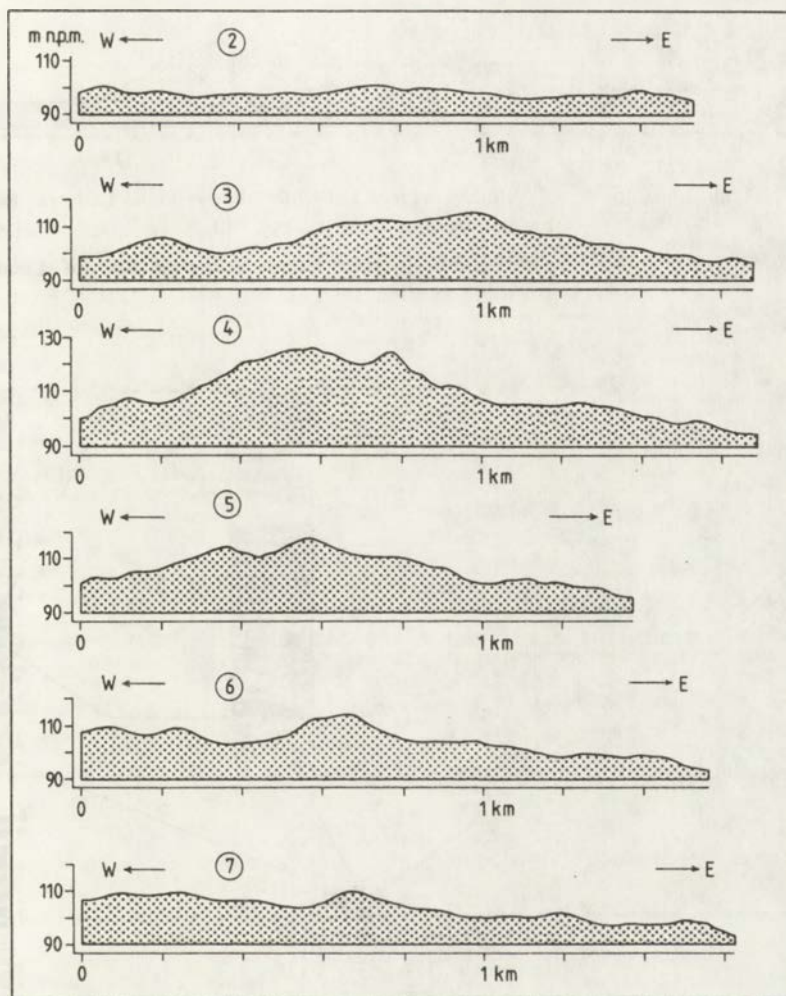
Ryc. 35. Przekroje morfologiczne przez wał marginalny koło Bytynia (lokalizację przekrojów przedstawiono na ryc. 30)

Morphologic sections through a marginal ridge in the vicinity of Bytyn (for location see Fig. 30)

ablacyjnego z lodu. Usytuowanie wału i nawiązywanie jego dłuższej osi do ogólnego kierunku przebiegu łobu wschodniego dowodzi, że mógł to być lód czołowych partii lądolodu.

ZESTAW FACJALNY OSADÓW WAŁU INTERLOBOWEGO

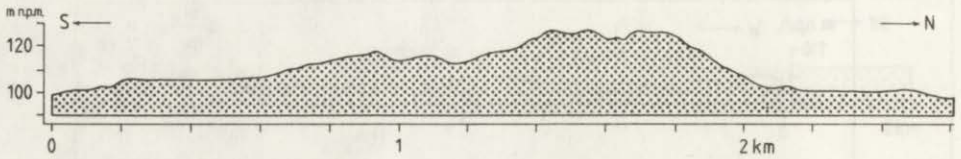
Drugą z wyróżnionych w obrębie obszaru testowego form jest wał położony na styku łobu wschodniego i zachodniego (ryc. 30). Orientacja południkowa zdecydowanie wyróżnia go spośród innych dotychczas prezentowanych form strefy marginalnej fazy poznańskiej. Rzeźba powierzchni wału jest urozmaicona, co dokumentują profile morfologiczne poprzeczne



Ryc. 36. Profile morfologiczne poprzeczne przez wał interlobowy koło Ludowa (lokalizację profili przedstawiono na ryc. 30)

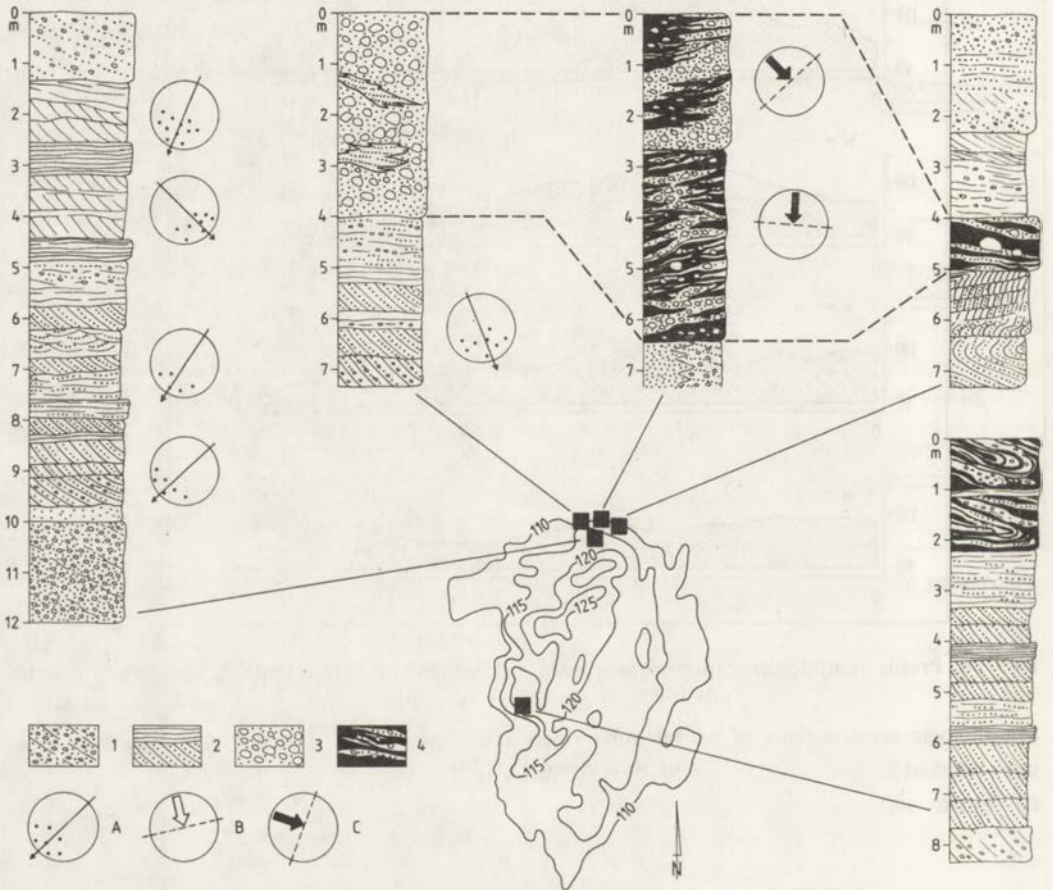
Morphologic cross-sections of an interlobe ridge in the vicinity of Ludowo (for location of section see Fig. 30)

w stosunku do osi wału (ryc. 36). Na profilach i mapie hipsometrycznej (ryc. 30) widać, że na powierzchni szczytowej wału występują liczne rozcięcia i zagłębienia bezodpływowe. Widać także, że teren przylegający od zachodu, a więc obszar łobu zachodniego zalega na wyższym poziomie niż obszar łobu wschodniego. W profilu podłużnym (ryc. 37) powierzchnia wału opada w kierunku południowym. W budowie wewnętrznej wału uczestniczą dwie serie: starsza fluwioglacjalna i młodsza ablacyjna (ryc. 38).



Ryc. 37. Profil morfologiczny podłużny przez wał interlobowy koło Ludowa (lokalizację profilu przedstawiono na ryc. 30)

Longitudinal morphologic profile of an interlobe ridge in the vicinity of Ludowo (for profile location see Fig. 30)



Ryc. 38. Zestawienie zbiorcze struktur i tekstur osadów wału interlobowego koło Ludowa
1 – żwiry fluwio-glacialne. 2 – piaski fluwio-glacialne. 3 – piaszczysto-żwirowe osady ablacyjne. 4 – parautochtoniczne gliny splaywowe, A – kierunki spływu wód fluwio-glacialnych, B – kierunek nacisku lodu odtworzony na podstawie analizy struktur deformacyjnych. C – kierunek spływania osadów ablacyjnych odtworzony na podstawie wyników pomiarów dłuższych osi klastów

Listing of structures and textures of interlobe ridge sediments in the vicinity of Ludowo
1 – fluvio-glacial gravels, 2 – fluvio-glacial sands, 3 – sandy-gravelly ablation sediments, 4 – parautochthonous flow tills, A – fluvio-glacial water flow directions, B – direction of ice pressure reconstructed on the basis of analysis of deformation structures, C – ablation sediment flow direction reconstructed on the basis of measurement of clast long axes

Seria fluwioglacjalna

Osady fluwioglacjalne rozpoznano w profilach ciągłych do głębokości 16 m (ryc. 39B). Seria fluwioglacjalna ma jednak znacznie większą miąższość, gdyż gruboziarniste żwirów występują również w najniższych punktach odkrywek położonych poniżej poziomu terenów otaczających wał. Z tego faktu można wyciągnąć wniosek, że osady serii fluwioglacjalnej włożone są w wysoczyzny morenowe.

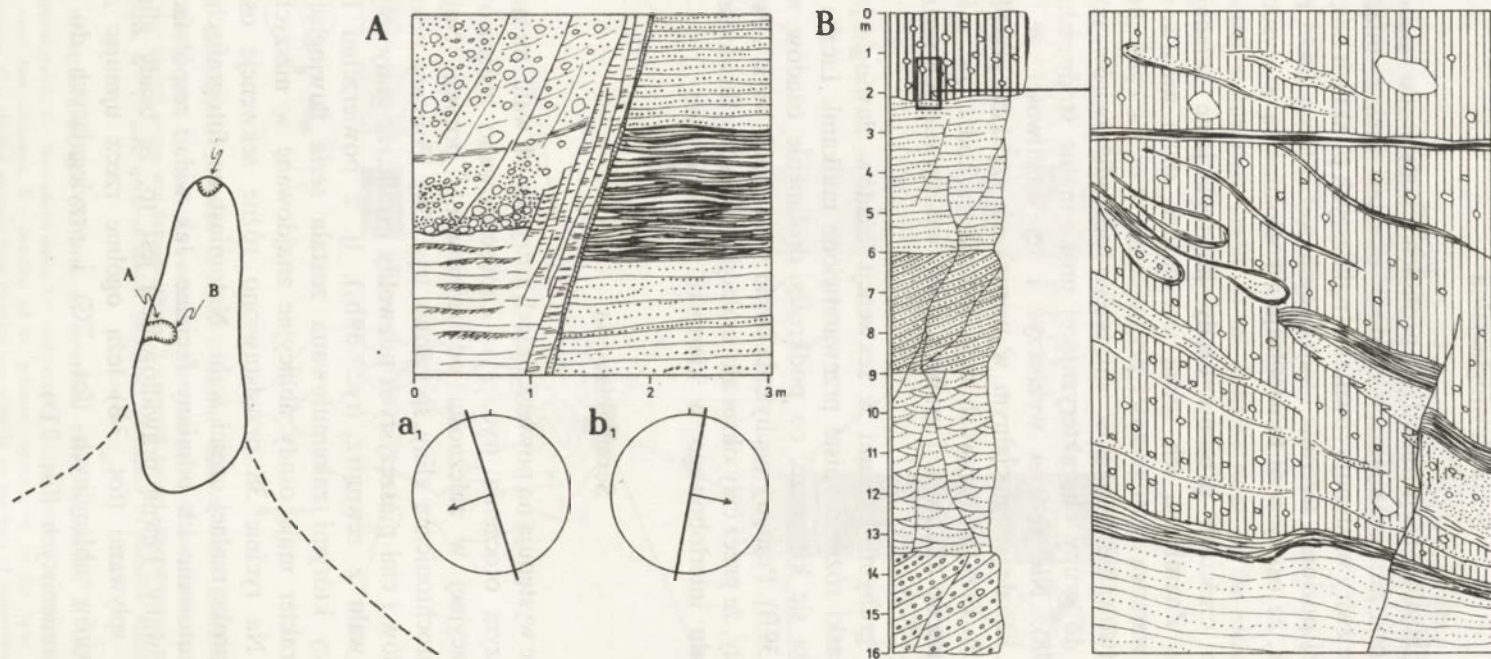
W najniższych częściach profili osady fluwioglacjalne składają się z grubych żwirów. Znamioną ich cechą jest bardzo słabe warstwowanie. Występują ciągłą warstwą o miąższości przynajmniej 2 m na całej długości wału. Słabe warstwowanie i ciągłość miąższego pokładu żwirów pozwala zaliczyć te osady do grupy charakteryzującej proksymalne środowiska glacialne (Miall 1978). Nie można wykluczyć i tej możliwości, że grube żwirów powstały w kanale subglacialnym w warunkach szybkich przepływów pełnoprzekrojowych. Przy przepływach tego rodzaju zachodzi tzw. miecenie osadów, prowadzące do akumulacji grubych słabo wysortowanych serii (Mc-Donald, Vincent 1972).

Wyżej, ponad grubymi żwirami w sekwencji osadów fluwioglacjalnych przewagę mają piaski różnoziarniste przewarstwione mułkami. Liczba przewarstwień zwiększa się ku górze, co podkreśla drobnienie osadów w tym kierunku (ryc. 38, 39B). Pomiary nachylenia lamin w piaskach warstwowanych wydmowo wykazały, że przez cały okres akumulacji serii, wody fluwioglacjalne płynęły w osi wału interlobowego w kierunku południowym (ryc. 38A).

Seria ablacyjna

Osady ablacyjne występują na powierzchniach szczytowych wału, na stokach i w jego najbliższym otoczeniu (ryc. 31). Zaobserwowano zróżnicowanie facjalne serii ablacyjnej w zależności od zajmowanej pozycji. Najwyżej położone są parautochtoniczne gliny spływowe (ryc. 38). Pomiary orientacji dłuższych osi klastów i ciał piaszczystych pozwoliły ustalić, że gliny spływały na powierzchnię wału z zewnątrz (ryc. 39b₁), tj. z powierzchni lobów lądolodu, pomiędzy którymi zakumulowana została seria fluwioglacjalna.

Odmienney charakter mają osady ablacyjne znajdujące w niższych pozycjach w wale. Na rycinie 38 przedstawiono różne sekwencje osadów występujących w proksymalnej części wału. Natomiast na fotografiach (fot. 7B, C, D) zaprezentowano ich odmiany facjalne. Jak widać zespół facjalny jest silnie zróżnicowany. Pewną prawidłowością jest to, że osady gliniaste z wykształconymi spływami (fot. 7B) leżą ogólnie rzecz ujmując wyżej od piasków i żwirów ablacyjnych (fot. 7C) i przylegających do wału tłoków żwirowo-kamienistych (fot. 7D).

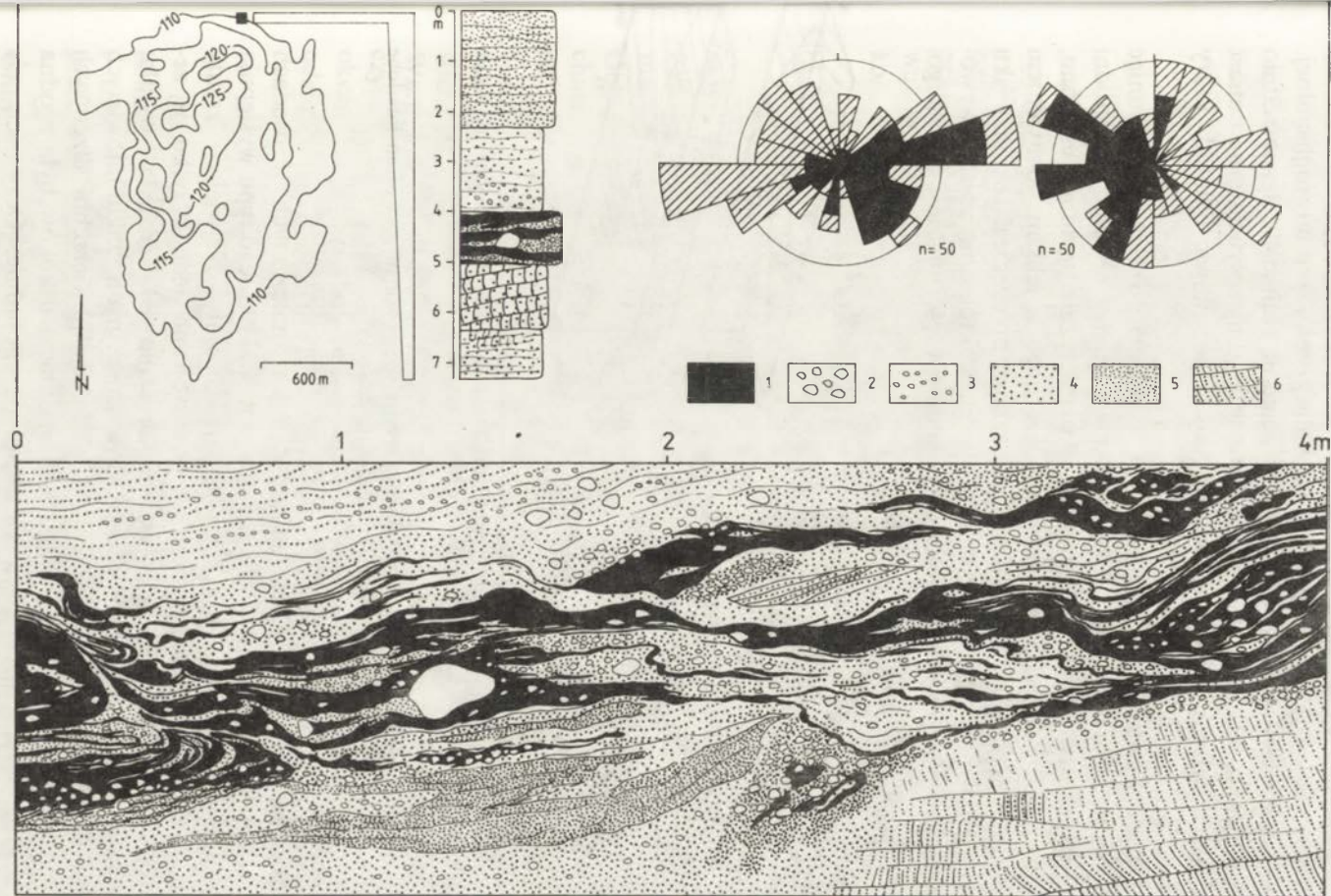


Ryc. 39. Osady fluwioglacjalne środkowej części wału interlobowego i przykrywające je gliny sływowe

A – strefa brzeżna odsłonięcia, B – część centralna odsłonięcia, a_1 – bieg i kierunek zrzutu uskokuów grawitacyjnych, b_1 – kierunek sływania osadów gliniastych odtworzony na podstawie analizy orientacji klastów i struktur fluidalnych

Fluvioglacial sediments in the middle part of an interlobe ridge and the overlying flow tills

A – exposed wall margins, B – central part of exposure, a_1 – strike and jump direction of gravity faults, b_1 – till deposit flow direction reconstructed on the basis of analysis of orientation of clasts and flow structures



Ryc. 40. Gliny sływowe i małoskalowe deformacje glaciektoneczne (w dolnej prawej części odsłonięcia) w proksymalnej części wału interlobowego koło Ludowa

1 — glina, 2 — kamienie, 3 — żwir, 4 — piaski gruboziarniste, 5 — piaski drobnoziarniste, 6 — piaski zaburzone glaciektonecznie. Na diagramach przedstawiono orientację i kierunki zapadania dłuższych osi klastów w glinach

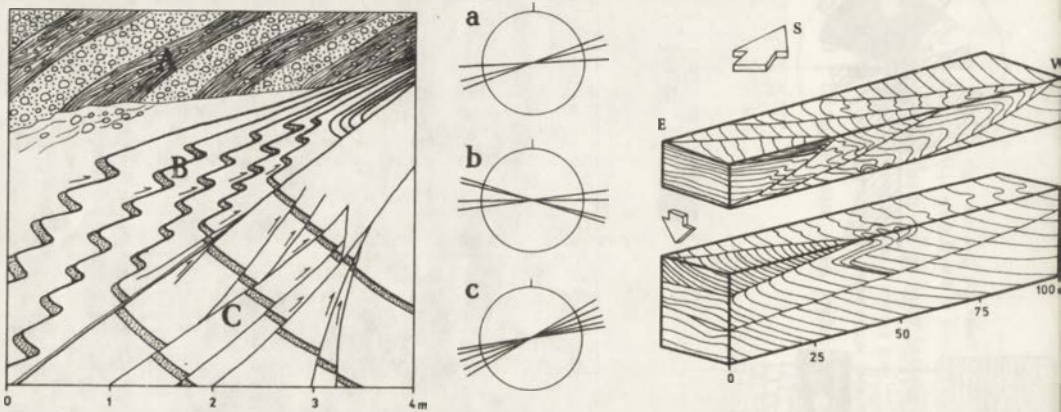
Flow tills and small-scale glacioteclonic deformations (the right-hand bottom portion of exposed wall) in the proximal part of an interlobe ridge in the vicinity of Ludowo

1 — till, 2 — stones, 3 — gravel, 4 — coarse sands, 5 — fine sands, 6 — glacioteclonically deformed sands. Diagram show orientation and dip of the long axes of clasts in tills

Struktury deformacyjne

W osadach wału występują dwa rodzaje struktur deformacyjnych. Pierwszy stanowią małoskalowe deformacje w proksymalnej części serii fluwioglacjalnej. Pozycję litostratygiczną tych zaburzeń pokazano na rycinie 40. Bezpośrednio na zdeformowanej serii fluwioglacjalnej spoczywają gliny spływowe, natomiast wyżej piaski i żwiry ablacyjne. Osady te musiał pozostawić łądolód, który zaburzył serię fluwioglacjalną.

Struktury deformacyjne wykształcone są w postaci poziomych przesunięć (ryc. 40) i zagięć warstw (ryc. 41). Na podstawie analizy orientacji wychodni zaburzonych warstw i lamin odsłoniętych w płaszczyźnie poziomej ustalono, że główny nacisk pochodził z kierunku północnego z lekkim odchyleniem ku zachodowi (ryc. 41). W związku z takim położeniem osi nacisku największego można twierdzić, że deformacje glaciotektoniczne zostały wywołane przez nacisk czoła lobu łądolodu z zachodniej części obszaru testowego.



Ryc. 41. Analiza orientacji przestrzennej struktur glaciotektonicznych w proksymalnej części wału interlobowego koło Ludowa

Na diagramach (a, b, c) pokazano biegi zdeformowanych warstw fluwioglacjalną (A, B, C)

Analysis of spatial orientation of glaciotektonic structures in the proximal part of an interlobe ridge in the vicinity of Ludowa

Diagrams (a, b, c) shows stricke of deformed fluvioglacial layers (A, B, C)

Do drugiego rodzaju struktur deformacyjnych znalezionych w osadach wału interlobowego zaliczono uskoki grawitacyjne. Uskoki tego typu występują zarówno w centralnych, jak i brzeżnych partiach wału. Największe zrzuty uskoków, przekraczające kilka metrów, obserwowano jednak tylko w zewnętrznych jego fragmentach. W jednym ze stanowisk, gdzie w wyniku utraty stabilności doszło do osunięcia osadów ablacyjnych, zakumulowanych pierwotnie w wyższej pozycji, pomierzono orientację powierzchni ślizgowych osuwiska (ryc. 39 A, a₁). W przypadku tym orientacja uskoków była zgodna z orientacją zbocza, tzn. z kierunkiem północ-południe. Oczywiście nie wszędzie obserwowano tak wyraźną zgodność biegu uskoków i zbocza wału. Jest to zrozumiałe, jeżeli zważyć jak skomplikowany jest proces zaniku lodu martwego, który spowodował deformacje w brzeżnych częściach wału.

ANALIZA LITOFACJALNA OSADÓW MARGINALNYCH W OBSZARZE TESTOWYM CERADZ KOŚCIELNY (FAZA POZNAŃSKA)

Obszar testowy Ceradz Kościelny (ryc. 1, 42) był obiektem wspólnych badań z S. Kozarskim. Wyniki badań już częściowo opublikowano (Kasprzak, Kozarski 1984; Kozarski, Kasprzak 1987). Jednak ze względu na wagę wniosków płynących z kompleksowej analizy facjalnej osadów marginalnych koło Ceradza Kościelnego zasługują one na choć skrótowe przypomnienie.

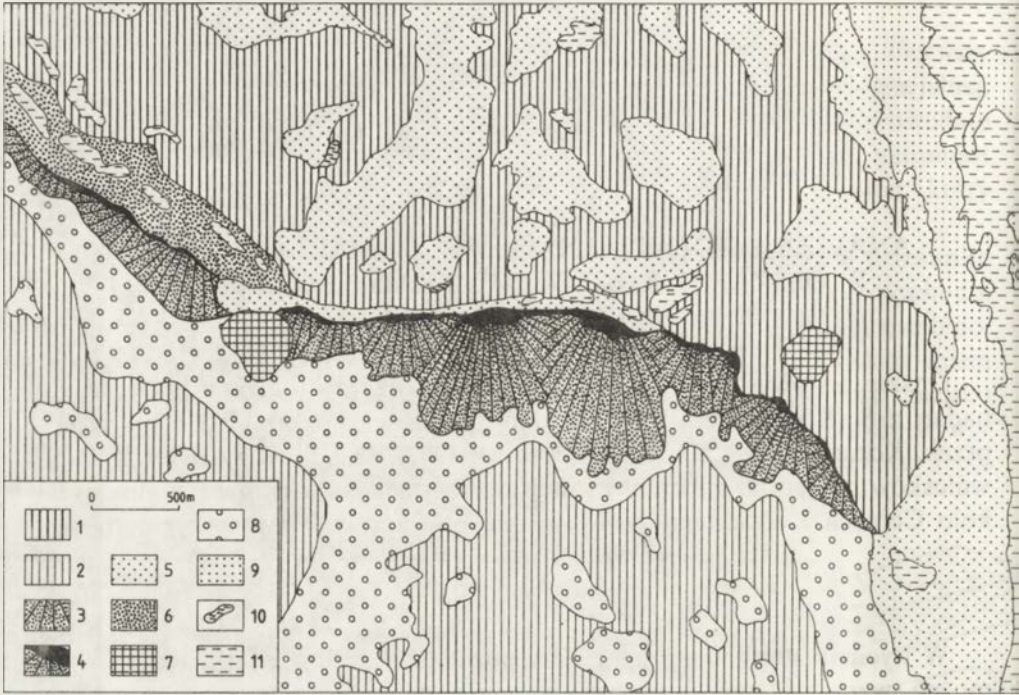
MORFOLOGIA

W wycinku strefy marginalnej fazy poznańskiej koło Ceradza Kościelnego można wyróżnić trzy fragmenty o odmiennych cechach morfologicznych (ryc. 42). Centralne położenie zajmuje krawędź terenowa dzieląca strefę marginalną na część północną – zaplecze i część południową – przedpole. Obszar położony na północ od krawędzi zajmuje rozległe obniżenie o cechach zagłębienia egzaracyjnego (Kasprzak, Kozarski 1984). Deniwelacje na zapleczu nie przekraczają 2,5 m. Drobnopromienne pagórki nie wykazują tutaj żadnego porządku w swoim rozmieszczeniu i wykształceniu. Na południe od krawędzi terenowej znajduje się łagodnie nachylona powierzchnia, opadająca ku południowi do poziomu około 90 m n.p.m. Wschodnie zamknięcie terenu stanowi rynna glacialna Samy z dobrze czytelnymi w morfologii terasami. Na opisanym obszarze obejmującym około 24 km² wykonano 56 wkopów, 22 płytkie wiercenia oraz zbadano odsłonięcie w krawędzi.

ROZMIESZCZENIE I CHARAKTERYSTYKA OSADÓW MARGINALNYCH

Rozmieszczenie facji osadów marginalnych w rejonie Ceradza Kościelnego pokazano na rycinie 43. Natomiast na rycinie 42 przedstawiono struktury i tekstury osadów rozpoznanych we wkopach usytuowanych w strefie przedpola oraz zaplecza krawędzi terenowej.

Główną facją na rozpatrywanym obszarze są gliny bazalne typu lodgement. Gliny tego typu rozciągają się zwartym pokładem pod całym terenem. Badania orientacji dłuższych osi klastów wykazały, że gliny bazalne były akumulowane przez lód poruszający się prostopadle do krawędzi terenowej



Ryc. 43. Mapa osadów glacialnych i fluwio-glacialnych w strefie marginalnej fazy poznańskiej koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984)

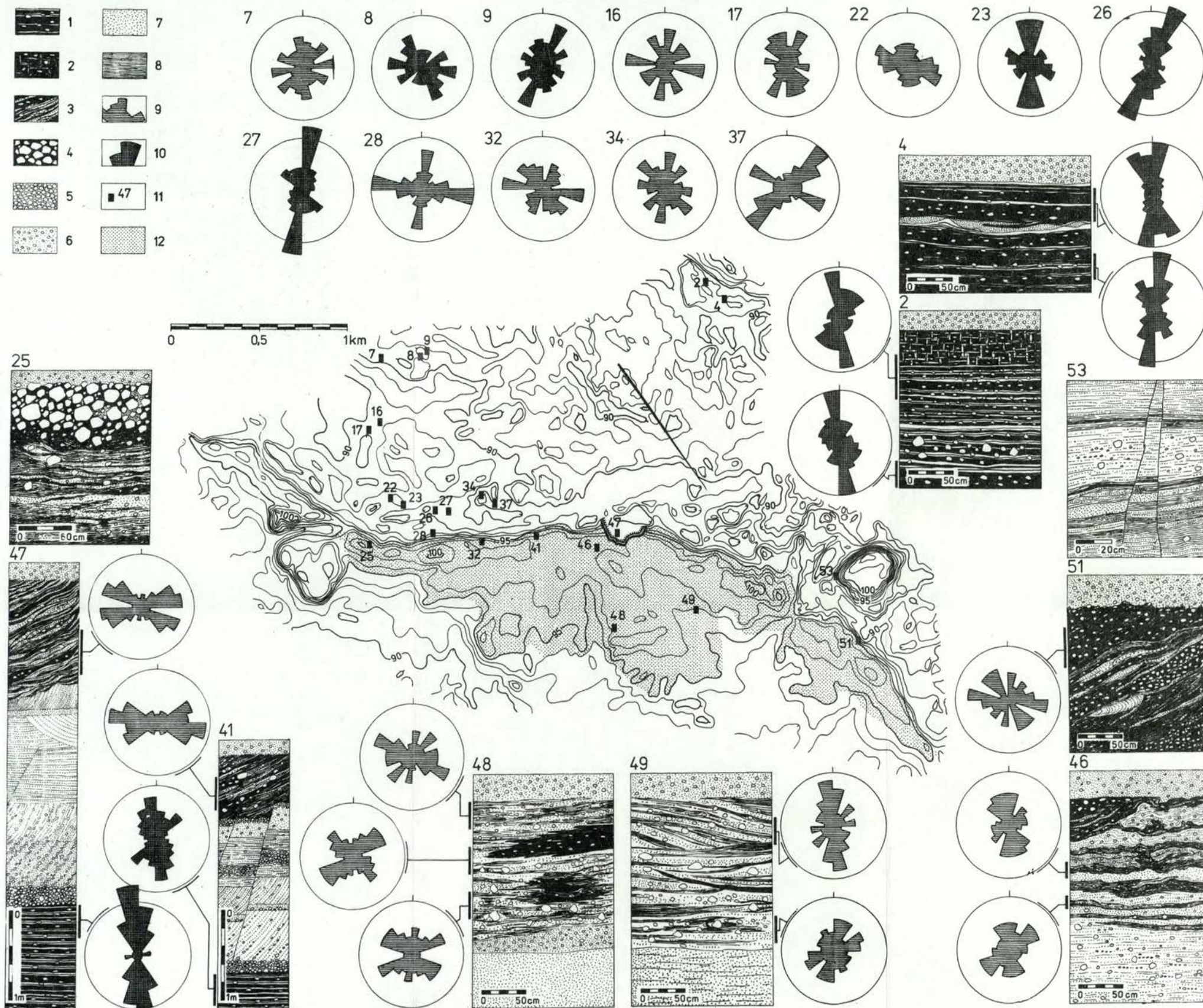
1 – bazalna glina morenowa zaplecza, 2 – bazalna glina morenowa przedpola, 3 – wachlarze allochtonicznych glin spływowych, 4 – gliny i piaski z wytopienia, 5 – osady piaszczysto-kamieniste wałów okólnych, 6 – nagromadzenia głazów i kamieni w strefie krawędziowej, 7 – osady piaszczysto-mułkowe stoliw kemowych, 8 – osady fluwio-glacialne serii sandrowej, 9 – osady piaszczysto-mułkowe teras kemowych w rynn timer Samy, 10 – osady warwowe, 11 – osady biogeniczne

Map of glacial and fluvio-glacial deposits in the Poznań Phase marginal zone in the vicinity of Ceradz Kościelny (Kasprzak, Kozarski 1984)

1 – basal till in hinterland, 2 – basal till in foreland, 3 – allochthonous flow till fans, 4 – melt-out tills and sands, 5 – sandy and pebbly deposits of ice-cored moraine rims, 6 – concentrations of boulders and stones at margins, 7 – sandy-silty sediments of kames, 8 – fluvio-glacial sediments belonging to outwash series, 9 – sandy-silty sediments of kame terraces in the Sama valley, 10 – varved deposits, 11 – biogenic sediments

z północy i z północnego wschodu. Analiza składu mechanicznego potwierdziła ogólnie akceptowaną prawidłowość (Kozarski, Szupryczyński 1973; Boulton, Paul 1976) o większej zawartości części ilastych w glinach bazalnych w porównaniu z innymi typami glin. Obraz strukturalny glin bazalnych jest raczej ubogi. Niekiedy tylko w ogólnie homogenicznej masie glin pojawiają się smugi piaszczyste.

Piaski i żwiry występują jedynie w obrębie stożka fluwio-glacialnego, którego proksymalna część znajduje się w krawędzi terenowej. Inwentarz struktur sedimentacyjnych serii fluwio-glacialnej wskazuje, że piaski i żwiry akumulowane były przez strumienie wód supraglacialnych. Twierdzenie to wspiera także brak w rejonie krawędzi terenowej śladów wpływów wód subglacialnych. W sekwencji pionowej seria fluwio-glacialna o miąższości

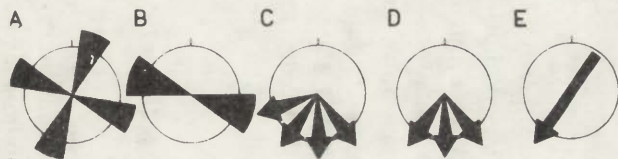
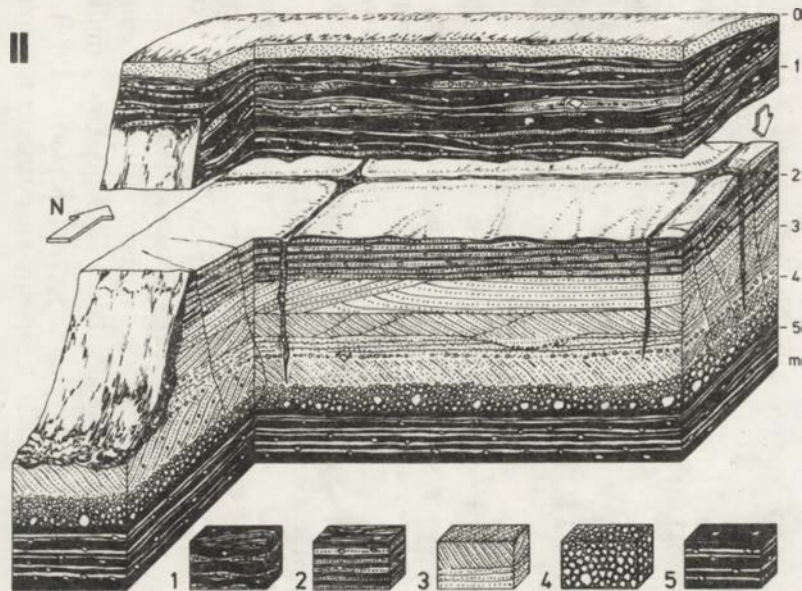
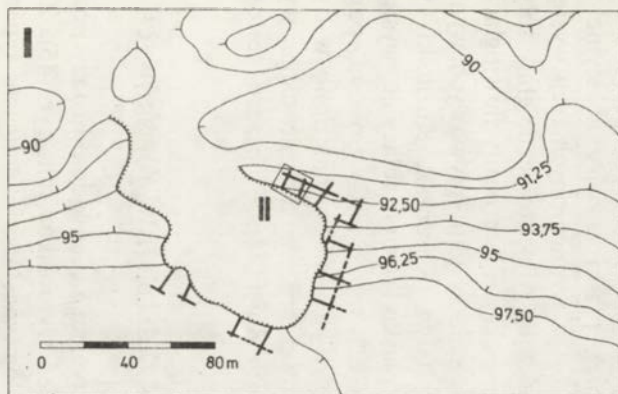


Ryc. 42. Zestawienie zbiorcze struktur i tekstur osadów marginalnych fragmentów strefy marginalnej fazy poznańskiej koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984)

1 – bazalna glina morenowa z poziomymi smugami piaszczystymi, 2 – bazalna glina morenowa z zaznaczoną lupkowatością, 3 – allochtoniczne gliny splywowe, 4 – tloki żwirowo-kamieniste, 5 – nagromadzenia kamieni w osadach fluwioglacjalnych, 6 – żwir, 7 – piasek, 8 – mułek, 9 – orientacja wydłużonych klastów w glinach ablacyjnych, 10 – orientacja wydłużonych klastów w glinach bazalnych, 11 – rozmieszczenie wykopów, 12 – rozprzestrzenienie wachlarzy glin splywowych

Listing of structures and textures of marginal deposits in part of the Poznań Phase marginal zone in the vicinity of Ceradz Kościelny (Kasprzak, Kozarski 1984)

1 – basal till with horizontal sandy streaks, 2 – basal till with a platy structures, 3 – allochthonous flow tills, 4 – concentration of pebbles and stones in the scarp, 5 – concentration of cobbles in fluvioglacial deposits, 6 – gravels, 7 – sands, 8 – silts, 9 – orientation of elongated pebbles in ablation tills, 10 – orientation of elongated pebbles in basal tills, 11 – distribution of dug holes, 12 – distribution of flow till fans



Ryc. 44. Osady i struktury w strefie krawędziowej form marginalnych fazy poznańskiej koło Ceradza Kościelnego

I – układ poligonów szczelin mrozowych, II – blokdiagram przedstawiający główne jednostki sedimentacyjne i struktury szczelin mrozowych; osady: 1 – allochtoniczne gliny splayowe, 2 – osady mulkowo-piaszczysto-żwirowe, 3 – piaski i żwiry o warstwowaniu wydymowym i horyzontalnym, 4 – osady piaszczysto-kamieniste, 5 – glina bazalna; dominujące cechy kierunkowe: A – orientacja struktur szczelin mrozowych, B – orientacja płaszczyzn uskokowych, C – kierunki splywu wód fluwio-glacialnych, D – orientacja klastów w allochtonicznych glinach splayowych, E – orientacja klastów w glinie bazalnej (Kasprzak, Kozarski 1984)

Deposits and structures in the scarp zone of the Poznań Phase marginal forms in the vicinity of Ceradz Kościelny

I – polygonal network of ice-wedge casts, II – blockdiagram showing main sedimentary units and ice-wedge casts. deposits: 1 – allochthonous flow tills, 2 – silty-sandy-gravelly deposits, 3 – dune-like and horizontally stratified sands and gravels, 4 – sandy-stony deposits, 5 – basal till; dominant directional characteristics: A – orientation of ice wedge casts, B – orientation of fault planes, C – fluvio-glacial water flow directions, D – orientation of clasts in allochthonous flow tills, E – orientation of clasts in basal till (Kasprzak, Kozarski 1984)

około 5 m rozdziela gliny bazalne i allochtoniczne gliny spływowe. W piaskach i żwirach zaobserwowano cały system uskoków o niewielkich zrzutach. Pomiarów biegów płaszczyzn uskokowych wykazały dominację kierunku wschód–zachód, a więc orientację równoległą do przebiegu krawędzi w rejonie żwirowni, gdzie serię fluwioglacjalną rozpoznano najdokładniej (ryc. 44). We wszystkich przypadkach zrzuceniu uległy skrzydła północne. Na jednej ze ścian żwirowni obliczono wielkość sumaryczną zrzutów. Na odcinku osadów fluwioglacjalnych o długości 60 m łączny zrzut wyniósł około 2 m. Wynika z tego, że stożek fluwioglacjalny był składany na klinie lodowym, który miał największą miąższość w krawędzi terenowej.

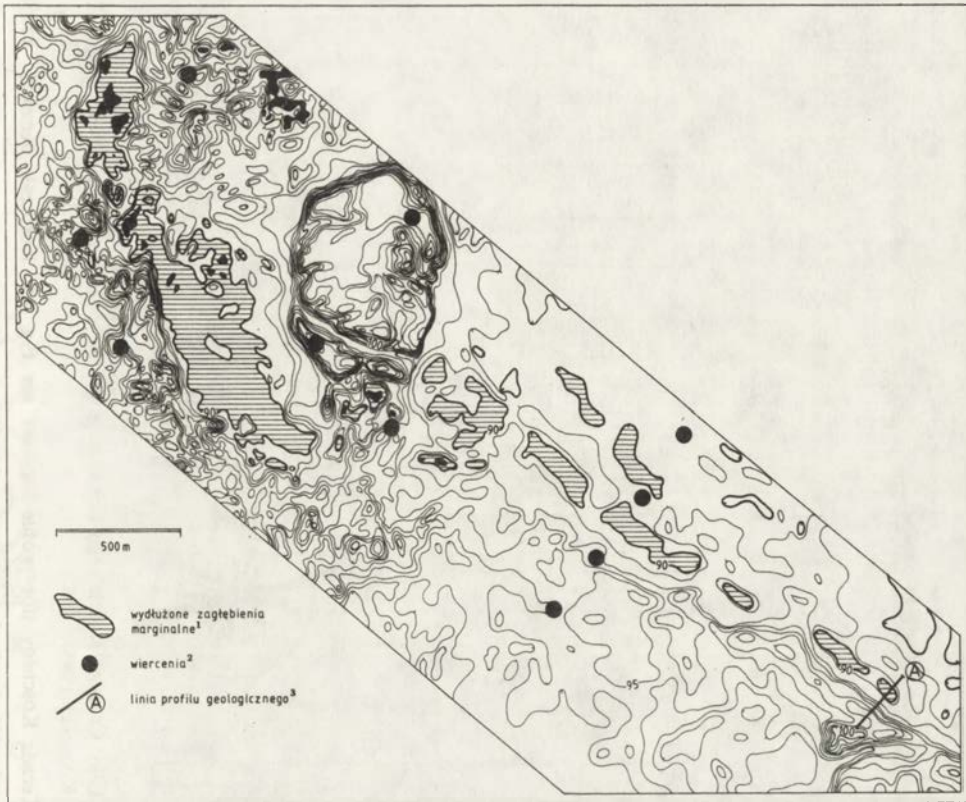
Drugim ważnym znaleziskiem w obrębie serii fluwioglacjalnej są struktury szczelin mrozowych wykształcone zarówno w odmianie syngenetycznej, jak i epigenetycznej. Długości szczelin dochodzą do 3 m. W trakcie prowadzonych badań odsłonięto dwa pełne poligony w planie. Jeden z nich przedstawiono na rycinie 44. Stwierdzone długości boków poligonu wyniosły 8,5, 7,0, 6,7, i 6,0 m. Odkryte w płaszczyźnie horyzontalnej poligony można zaliczyć pod względem geometrycznym do sieci tetragonalnej, gdyż kąty przecięć szczelin mrozowych zbliżone są do 90°. Struktury szczelin mrozowych uznano za dowód istnienia wieloletniej zmarzliny na przedpolu lądolodu w okresie akumulacji stożka fluwioglacjalnego (Kasprzak, Kozarski 1984).

W dwóch wzgórzach, wkomponowanych w formy strefy marginalnej (ryc. 43), znaleziono osady limniglacjalne składające się z piasków i mułków. Wzgórza te zaliczono do form kemowych (Kasprzak, Kozarski 1984).

W obrębie obszaru testowego Ceradz Kościelny rozpoznano następujące kategorie osadów ablacyjnych: allochtoniczne gliny spływowe, parautochtoniczne gliny spływowe (w pracy Kasprzak, Kozarski 1984 nazwano osady ablacyjne tego typu glinami z wytopienia), piaski i żwiry ablacyjne oraz tłoki żwirowo-kamieniste (ryc. 42, 43). Każda z wymienionych facji występuje w charakterystycznej sytuacji geomorfologicznej. Allochtoniczne gliny spływowe tworzą wachlarze o miąższości do 3 m, pokrywające osady fluwioglacjalne stożka. Największa stwierdzona długość wachlarzy glin spływowych wyniosła 900 m, jako wartość przeciętną przyjęto 200 m (Kasprzak, Kozarski 1984). Parautochtoniczne gliny spływowe oraz piaski i żwiry ablacyjne występują głównie na zapleczu, gdzie budują 2–2,5 metrowej wysokości pagórki o nieregularnych kształtach. Osady żwirowo-kamieniste znaleziono w dwóch pozycjach: punktowo w krawędzi terenowej oraz w obrębie ciągu wydłużonych zagłębień wytopiskowych we wschodniej części obszaru testowego (ryc. 42).

ZESTAW FACJALNY OSADÓW CIĄGU ZAGŁĘBIŃ WYTOPISKOWYCH

Pomiędzy Ceradzem Kościelnym a Bytyniem zasięg lądolodu fazy poznańskiej wyznacza ciąg wydłużonych zagłębień wytopiskowych (ryc. 45). Zagłębienia prezentują dwie odmiany morfologiczne. Pierwszym ich typem są



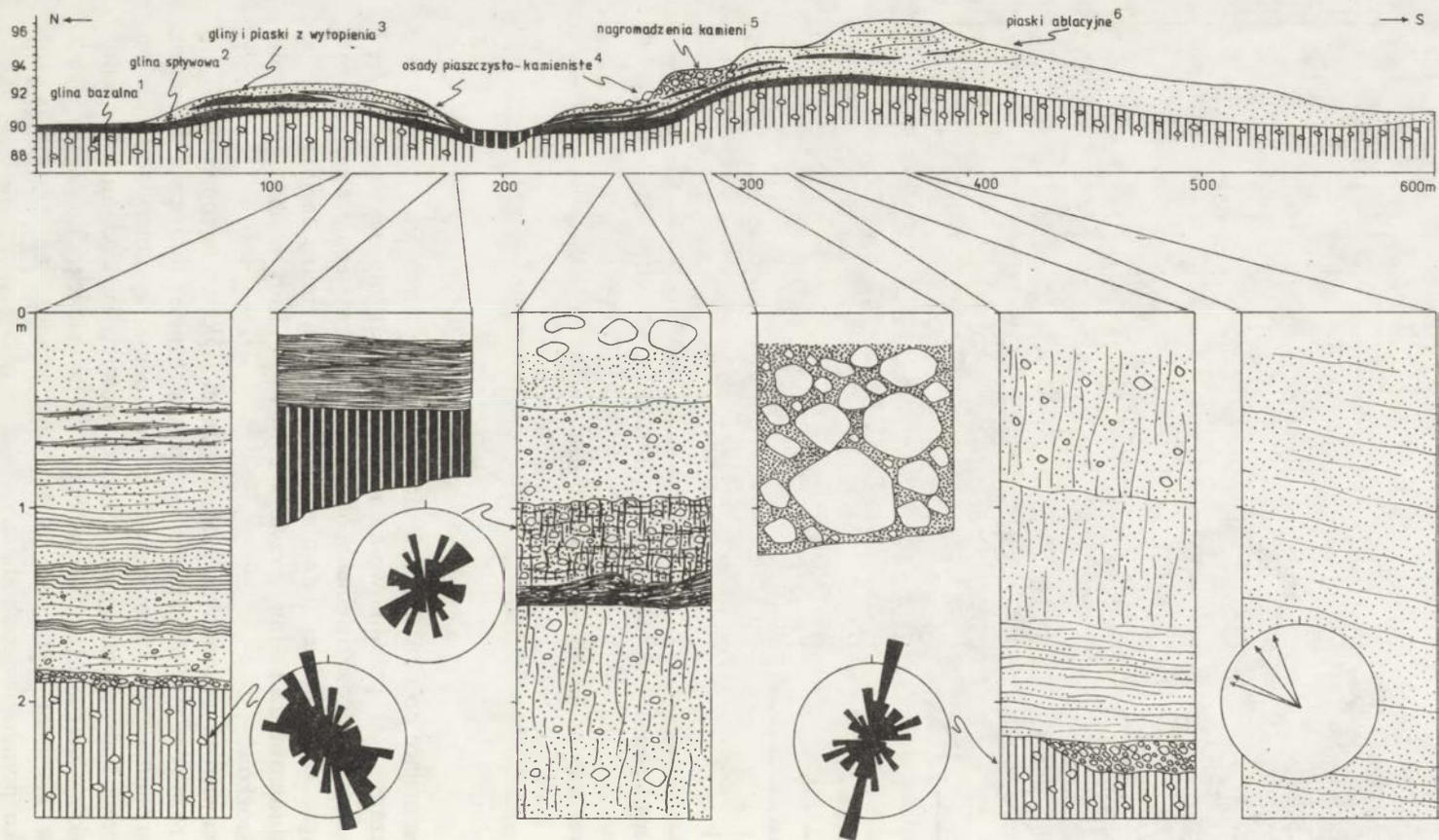
Ryc. 45. Mapa hipsometryczna ciągu wydłużonych zagłębień wytopiskowych przebiegających między Ceradzem Kościelnym a Bytyniem

Morphological map of a train of elongated melt-out hollows running between Ceradz Kościelny and Bytyn

1 – elongated melt-out hollows, 2 – boreholes, 3 – location of geological cross-section

zagłębienia mające po obu stronach niewysokie wały najczęściej wykształcone asymetrycznie. Wał południowo-zachodni jest z reguły wyższy od wału północno-wschodniego. Zagłębienia o takich cechach występują w południowej części ciągu. W północnej natomiast wytopiska są mniej regularne, a od strony południowo-zachodniej przylegają do nich formy o charakterze niewielkich stożków.

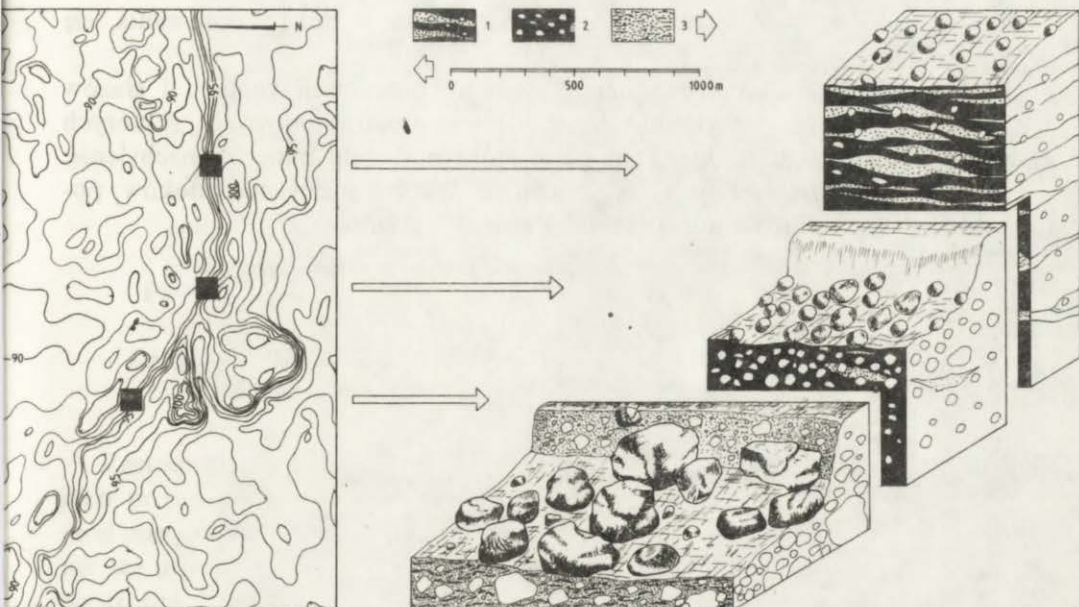
Analiza wierceń wykonanych w obrębie ciągu zagłębień wytopiskowych dowodzi, że różnicom morfologicznym towarzyszą różnice litologiczne. Północną część ciągu budują osady piaszczysto-żwirowe o mieszanej, ablacyjno-fluwioglacjalnej genezie. Największe nagromadzenia osadów tego typu odnotowano w północnym skraju ciągu, gdzie tworzą one wyraźny stożek. Stożek ten opada stromo w kierunku wytopiska, a łagodnie schodzi na przedpole, tzn. w kierunku południowo-zachodnim.



Ryc. 46. Profil geologiczny przez wydłużone zagłębienie wytopiskowe koło Ceradza Kościelnego (lokalizację profilu pokazano na ryc. 45; Kasprzak, Kozarski 1985)

Geologic profile of an elongated melt-out hollow in the vicinity of Ceradz Kościelny (for profile location see Fig. 45; Kasprzak, Kozarski 1985)

1 – basal till, 2 – flow till, 3 – ablation tills and sands, 4 – sandy-pebbly deposits, 5 – concentrations of boulders, 6 – ablation sands



Ryc. 47. Tłoki żwirowo-kamieniste w strefie marginalnej fazy poznańskiej koło Ceradza Kościelnego

1 – przewarstwienia piaszczyste. 2 – glina. 3 – piaski ablacyjne

Gravelly-stony build-ups in the Poznań Phase marginal zone in the vicinity of Ceradz Kościelny (for further explanation see the text)

1 – sandy intercalations. 2 – till. 3 – ablation sands

W południowej części ciągu ilość osadów piaszczystych wyraźnie maleje. W tej części terenu dominują osady ablacyjne, należące do parautochtonicznych glin sphywowych, piasków i żwirów sphywowych. Ponadto w skali całego ciągu istnieje prawidłowość polegająca na większej koncentracji piasków i żwirów fluwioglacjalnych po zewnętrznej, południowo-zachodniej stronie ciągu, niż po stronie przeciwnej.

Przez jedno z zagłębień wytopiskowych poprowadzono profil geologiczny wykonany na podstawie analizy osadów we wkopach (ryc. 46). Profil ten pokazuje prawdopodobnie typowe wykształcenie osadów budujących wały przylegające do wytopisk. Znamienna dla osadów znalezionych na obrzeżeniu zagłębienia bezdopływowego jest obecność osadów żwirowo-kamienistych przechodzących niekiedy w tłoki glazowe (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak, Kozarski 1985).

Zbadano rozmieszczenie osadów kamienistych na odcinku przejściowym pomiędzy krawędzią terenową biegnącą od Ceradza Kościelnego i wyznaczającą proksymalną część stożka marginalnego a pierwszym wyraźnym i wydłużonym wytopiskiem. Wynik tej analizy przedstawiono na rycinie

47. Widać, że ilość materiału grubego wzrasta w miarę posuwania się w kierunku wytopiska.

Prawidłowość zaobserwowana w stopniu koncentracji kamieni i głazów związana jest prawdopodobnie z nachyleniem stoków lodowych, z których materiał ten był zrzucany. Tam gdzie stoki posiadały mniejsze nachylenie, tam ilość osadów grubych jest mniejsza. Wzrost nachylenia stoków powodował skoncentrowane zrzucanie kamieni i głazów.

PROCESY KSZTAŁTOWANIA FORM MARGINALNYCH FAZY LESZCZYŃSKIEJ I POZNAŃSKIEJ OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI NIZINY WIELKOPOLSKIEJ

Zastosowanie kompleksowej analizy facjalnej (Kasprzak, Kozarski 1984), jako procedury badania osadów i form na celowo wybranych fragmentach stref marginalnych fazy leszczyńskiej oraz poznańskiej, umożliwiło rozpoznanie, jak też udokumentowanie odmian osadów glacialnych i sekwencji, w których występują. Część z nich, obejmująca zróżnicowany i bogaty, litofacjalny kompleks ablacyjny, była prawie całkowicie niedostrzegana w dotychczas opublikowanych opracowaniach dotyczących deglacji w środkowej Wielkopolsce.

Wyraz morfologiczny osadów marginalnych jest silnie zróżnicowany i zmienny nawet w obrębie stosunkowo niewielkich wycinków terenu. Dodatkową komplikację stanowi fakt, że odmienne genetycznie osady przybierają niejednokrotnie podobne formy występowania i odwrotnie, podobne osady mogą zdecydowanie różnić się ekspresją morfologiczną. Sytuacja taka wskazuje na konieczność rozważenia procesów odpowiedzialnych za kształtowanie osadów i form marginalnych. Rozpoznanie tych procesów powinno doprowadzić do logicznego i zgodnego ze stanem współczesnej wiedzy glacialnej powiązania osadów oraz form, a tym samym do ich uporządkowania na podstawach genetycznych.

Rozmieszczenie oraz litofacjalne zróżnicowanie osadów (ryc. 9, 19, 26, 31, 43) w zestawieniu z morfologią obszarów testowych (ryc. 2, 15, 23, 30, 42) pozwalają wysunąć twierdzenie, że porządek osadów i form w zbadanych fragmentach stref marginalnych został ukształtowany przez procesy sedymentacyjne, erozyjne jak też deformacyjne, które rozgrywały się w partiach czołowych żywego lądolodu. Na obecność żywego, choć w różnych stanach dynamicznych, czoła lądolodu wskazuje wiele przesłanek natury sedymentacyjnej i morfologicznej. Do najważniejszych z nich można zaliczyć:

– obecność allochtonicznych glin spływowych w pozycji wskazującej na akumulację z czoła lądolodu aktywnie transportującego do strefy marginalnej materiał morenowy (obszary testowe: Leszno-Osieczna, Pniewy, Koszanowo-Podrzewie i Ceradz Kościelny),

- stożki sandrowe i szlaki sandrowe biorące swój początek w strefie marginalnej (obszary testowe: Koszanowo-Podrzewie, Bytyń-Ludowo, Ceradz Kościelny),

- orientacja i cechy budowy geologicznej ciągów pagórków oraz wałów marginalnych (obszary testowe: Leszno-Osieczna, Pniewy, Koszanowo-Podrzewie, Bytyń-Ludowo),

- wydłużone, naśladujące przebieg krawędzi lądolodu, wytopiska po trzonach lodowych (obszar testowy Ceradz Kościelny, częściowo Koszanowo-Podrzewie),

- deformacje glacitektoniczne wywołane awansem czoła lądolodu (obszary testowe: Leszno-Osieczna, częściowo Koszanowo-Podrzewie i Bytyń-Ludowo),

- obecność zagłębienia egzaracyjnego na zapleczu stożka marginalnego koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984).

W świetle przeprowadzonych badań nie można uznać za wystarczające zaliczenie form marginalnych fazy leszczyńskiej i poznańskiej do kategorii moren czołowych (Korn 1912; Behr, Tietze 1913; Assmann, Dammer 1916; Krygowski 1947; Bartkowski 1962, Karczewski, Kozarski, Rotnicki 1980) lub form martwego lodu znamionujących arealny zanik lądolodu (Bartkowski 1967; Stankowski 1968). Mało satysfakcjonująca jest również kombinacja obydwu głównych poglądów, gdyż trudno w ten sposób uzyskać wystarczająco realistyczny obraz procesów morfogenetycznych, zachodzących na rozpatrywanym obszarze w vistulianie. W związku z tym najbardziej celowe jest odwołanie się do obserwacji z obszarów współcześnie zlodowaconych oraz do wyników rekonstrukcji lądolodów plejstoceniowych, uwzględniających niejednorodność procesów sedymentacyjnych w strefach marginalnych.

Procesy kształtowania form i osadów marginalnych fazy leszczyńskiej oraz poznańskiej można podzielić na trzy grupy, którym odpowiadają określone kategorie form:

- 1) procesy zachodzące pod wpływem transgredującego czoła lądolodu;
- 2) procesy zachodzące na stacjonarnym czołe lądolodu i w jego sąsiedztwie;
- 3) procesy zachodzące na czołe lądolodu i w jego sąsiedztwie w fazie recesji frontalnej.

W zastosowanym podziale nie uwzględniono procesów związanych z arealnym zanikiem lądolodu. Stało się tak dlatego, że w obrębie zbadanych obszarów ich udział w kształtowaniu form marginalnych był minimalny. Problem deglacjacji arealnej i związanych z nią form oraz osadów zostanie poruszony w ostatniej części pracy.

FORMY MARGINALNE KSZTAŁTOWANE PRZEZ TRANSGREDUJĄCE CZOŁO LĄDOŁODU

Podstawowym kryterium pozwalającym zaliczyć formy marginalne do kategorii form związanych z transgresywnym lądolodem jest obecność de-

formacji glacitektonicznych. N. W. Rutter (1969) na podstawie badań porównawczych lodowców Alaski podaje jeszcze inne przesłanki świadczące o szybkim awansie lodowca takie, jak: charakter osadów i morfologia zespołów marginalnych. Wydaje się jednak, że w odniesieniu do łądolodu plejstocenijskiego i na obecnym etapie badań mogą to być kryteria o charakterze pomocniczym.

Deformacje glacitektoniczne wykryto w obrębie trzech z zaprezentowanych obszarów testowych:

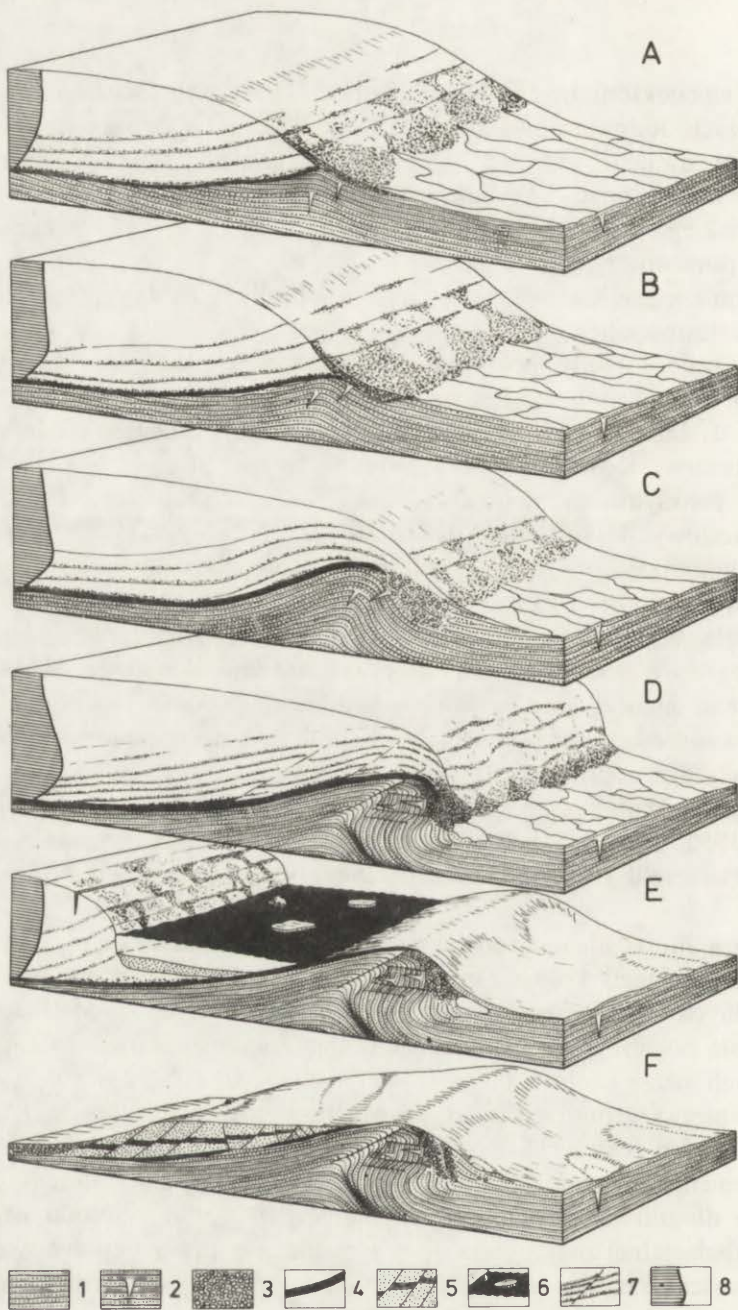
- w wale moreny pchniętej oraz na jej zapleczu w zboczu rynny glacialnej (obszar testowy Leszno-Osieczna),
- w dystalnej części zewnętrznego ciągu marginalnego koło Podrzewia (obszar testowy Koszanowo-Podrzewie),
- w proksymalnej, północnej części wału interlobowego koło Ludowa (obszar testowy Bytyń-Ludowo).

Nie wszystkie z wymienionych deformacji glacitektonicznych uzyskały własny wyraz morfologiczny. Zaburzenia koło Ludowa i Podrzewia mają małą skalę w stosunku do form, w których je znaleziono i dowodzą jedynie żywego czoła łądolodu, który w wyniku okresowej przewagi akumulacji nad ablacją lodu wykonywał nieznaczne ruchy do przodu. Proces deformowania osadów fluwioglacialnych sandru leszczyńskiego posiadał większe znaczenie, gdyż doprowadził do powstania wałów moren pchniętych (ryc. 9). Wały tego rodzaju opisano zarówno z obszarów zlodowaceń współczesnych (Okko 1955; Rutten 1960; Hook 1973), jak i plejstocenijskich (Kupsch 1962; Maarleveld 1981, 1983; Ruegg 1981; van der Wateren 1981; Zandstra 1981).

Analiza litofacyjna osadów i analiza strukturalna deformacji w obrębie wału marginalnego koło Leszna (por. rozdz. Analiza litofacyjna osadów marginalnych w obszarze testowym Leszno-Osieczna) umożliwiła rekonstruowanie poszczególnych faz procesu spiętrzania piasków i żwirów fluwioglacialnych przez czoło transgredującego łądolodu (ryc. 48).

Etap pierwszy poprzedzający rozwój procesów deformacyjnych to okres sypania sandru leszczyńskiego. Sandr ten mający znaczną miąższość i rozprzestrzenienie wskazuje, że łądolód fazy leszczyńskiej znajdował się wówczas w stanie długotrwałej równowagi dynamicznej. Czoło łądolodu oraz wylot rynny subglacialnej znajdowało się w tym okresie na wysokości równoleżnika miejscowości Osieczna, tzn. na północ od współczesnych form marginalnych wyznaczających jego zasięg maksymalny. Stan równowagi sprzyjał nie tylko sypaniu znacznej miąższości serii fluwioglacialnej na przedpołu, głębokiej erozji w rynnie subglacialnej, ale prowadził także do przysypywania czoła łądolodu w wyniku akumulacyjnej działalności wód in- i supraglacialnych, co mogło być czynnikiem ułatwiającym późniejsze zaburzenie proksymalnej części sandru.

Struktury szczelin mrozowych, znalezione w osadach sandrowych zaburzonych glacitektonicznie, pozwalają wnioskować o obecności wieloletniej



Ryc. 48. Rekonstrukcja faz formowania wału moreny pchniętej koło Leszna (Kasprzak 1985b)

1 – piaski i żwiry fluwiogłacialne, 2 – struktury szczylin mrozowych, 3 – osady ablacyjne, 4 – gliny bazalne, 5 – uskoki, 6 – jezioro glacialne, 7 – płaszczyzny ścięcia w lodzie, 8 – przypuszczalny rozkład prędkości ruchu lodu w profilu pionowym

Reconstruction of phases of push moraine formation in the vicinity of Leszno (Kasprzak 1985b)

1 – fluvioglacial sands and gravels, 2 – ice-wedge casts, 3 – ablation sediments, 4 – basal tills, 5 – faults, 6 – glacial lake, 7 – shear planes in ice, 8 – presumed distribution of ice movement rates in vertical profile

zmarzliny na przedpolu lądolodu w bezpośredniej bliskości jego czoła. Taka sama jest wymowa ukierunkowanych wytopisk (Kozarski 1975), które wykryto w proksymalnej części sandru. Położenie szczelin mrozowych na różnych poziomach w przekroju osadów fluwioglacjalnych sandru wskazuje na to, że zmarzlina nie posiadała charakteru epizodycznego, ale że była to rzeczywiście wieloletnia zmarzlina podlegająca agradacji.

W wyniku zmiany bilansu lądolodu nastąpił w okolicach Leszna awans czoła lodowego. Posuwający się lądolód spowodował zaburzenie proksymalnej części sandru. Materiał dokumentacyjny przedstawiony w pracy pozwolił ustalić, że inicjalną strukturą, od której rozpoczął się proces deformacyjny był fałd, początkowo niewielkich rozmiarów (ryc. 48 A, B). Na podstawie analizy kontaktu gliny bazalnej typu lodgement z osadami wału możliwe jest dość dokładne określenie miejsca jego powstania. Stwierdzono, że północne skrzydło fałdu pokrywa glina bazalna. W dolnej części skrzydła kontakt gliny i fluwioglacjału ma charakter sedimentacyjny. Wyżej, w górnej części skrzydła glina transgreduje na osady fluwioglacjalne, ścinając je miejscami. Nie stwierdzono występowania gliny lodgement na południowym skrzydle fałdu. Przytoczone fakty wskazują, że inicjalny fałd rozwinął się na kontakcie czoła lodowca i proksymalnej części sandru. Zaburzenie to miało więc charakter dynamicznego wyciśnięcia. Wały moren wyciśniętych utworzonych przed czołem awansujących lodowców zaobserwowano i opisano z obszarów współcześnie zlodowaconych (np. Dyson 1952; Andrews, Smithson 1966; Price 1970, 1973). R. J. Price w opisanych z przedpola Fjallsjökull (Islandia) gliniastych wałach wyciskanych przed czołem lodowca podkreśla asymetrię profilu poprzecznego. Stoki dystalne nachylone są pod większym kątem od stoków proksymalnych (Price 1970, s. 41, fig. 17). Również inicjalny fałd z moreny pchniętej koło Leszna ma podobny rodzaj asymetrii.

Trudno obecnie ustalić przyczynę zainicjowania zaburzeń. Bardzo prawdopodobne jest powiązanie procesu powstawania inicjalnych fałdów z szybkim ruchem postępowym lądolodu. Ruch tego rodzaju musi prowadzić do gwałtownego zwiększenia obciążeń gruntu. Wiadomo zaś z podstaw mechaniki gruntów (Jaroszewski 1980; Lambe, Whitman 1977), że czynnikiem ułatwiającym powstawanie zaburzeń jest nie tylko wielkość wzrostu przyłożonego obciążenia, ale również czas, w jakim ten przyrost następuje. Szybki ruch czoła lodowca, nawet jeżeli przestrzeń postępu jest rzędu kilkudziesięciu czy kilkuset metrów, spowoduje inną reakcję osadu na dodatkowe obciążenia niż takie samo obciążenie narastające w dłuższym przedziale czasowym. Stwierdzenie takie znajduje swoje potwierdzenie w obszarach zlodowaceń neoglacjalnych.

J. Rabassa, S. Rubulis, J. Suarez (1979) wykazali na podstawie analizy zdjęć lotniczych zasięgu lodowców spływających z Mount Tronador (Argentyna), że powstanie wyróżnionych przez nich kilku wałów moren pchnię-

tych było każdorazowo poprzedzone szybkim awansem czoła lodowca Frias. Podobnie L. A. Bayrock (1967) udokumentował fotograficznie spiętrzenia, w tym również wyciśnięcia, powstające przed czołem lodowca Steele (Kanada), będącego w stanie określanym jako surge, a więc charakteryzującym się gwałtownym wzrostem prędkości ruchu postępowego.

Drugą kwestią, która wiąże się z inicjacją procesu deformacyjnego przed czołem lodowca jest problem transmisji naprężeń. Warto zwrócić uwagę na dość istotną sprawę: jeżeli rozpatrywać lodowiec o ciepłym spągu, to obecność wody bardzo skutecznie chroni osady podłoża lodowca przed zaburzeniami, co wynika z ciśnienia porowego i małej ściśliwości wody (Boulton 1970b, 1975; Boulton, Dent, Morris 1974; Lambe, Whitman 1977). Zjawiskiem tym można stosunkowo prosto wytłumaczyć przyczynę braku zaburzeń w osadach silnie nawodnionych, np. w iłach, gdzie mimo obciążenia znaczną miąższością łądolodu brak niejednokrotnie deformacji. Zupełnie inaczej wygląda przekazywanie naprężeń, a więc i wywoływanie zaburzeń, w przypadku podłoża zmarzniętego.

D. M. Anderson i N. R. Morgenstern (1973) stwierdzili, że zdolność do pełnienia zmarzniętych piasków i żwirów jest bardzo podobna z fizycznego punktu widzenia do pełnienia lodu. Wniosek taki wydaje się słuszny, gdyż zawartość lodu w zmarzniętym podłożu i w bazalnych partiach lodowca mogła być podobna. Przypadek taki można szczególnie dobrze wiązać z lodowcami typu surge, które – jak stwierdził C. M. Clapperton (1975) – są szczególnie bogate w materiał mineralny skoncentrowany w spągu. Jeżeli uznać powyższe wnioski za słuszne w odniesieniu do warunków, które panowały w brzeźnych partiach łądolodu plejstocenijskiego, to można wysunąć tezę, że zmarznięte podłoże i lód mogły w pewnych warunkach zachowywać się jak jedno ciało fizyczne lodowo-mineralne. W takim przypadku przekazywanie naprężeń od lodu do podłoża jest ułatwione, ponieważ dokonuje się pomiędzy ośrodkami o podobnych właściwościach mechanicznych. Prace K. Rotnickiego (1974, 1976) i D. F. M. van der Waterena (1985), oparte na analizie różnego rodzaju deformacji glaciektonicznych, wskazują, że transmisja naprężeń może odbywać się również w poziomie, co w omawianej sytuacji potwierdza hipotezę, że proces deformacyjny, który doprowadził do powstania wału moreny pchniętej, został zainicjowany zaburzeniami typu fałdowego w strefie kontaktu łądolód – sandr.

W miarę dalszego naporu mas lodowych i wzrostu ciśnienia bocznie transmitowanego, struktura fałdowa zwiększała swoje rozmiary, osiągając w końcu wysokość rzędu 25–30 m. Po przekroczeniu wysokości krytycznej fałd nie mógł już dalej zwiększać swojej wysokości. Naprężenie główne działające w płaszczyźnie horyzontalnej musiało spowodować przechylenie fałdu w kierunku południowym (ryc. 48C, D). Należy spodziewać się, że struktura fałdowa powielana była przez również fałdową strukturę

lodu. Przykłady takiego powielania są dość licznie opisywane w literaturze problemu (Hewitt 1967; Boulton 1970a, b).

Wspomniany już charakter kontaktu gliny bazalnej i fluwioglacjatu oraz obecność w piaskach, jak też żwirach fluwioglacjalnych syngenetycznych szczelin mrozowych pozwalają sądzić, że północne skrzydło fałdu było przymarznięte do stopy lądolodu i wraz z lodem napierało na skrzydło południowe powodując stopniowe przechylenie fałdu. Po przekroczeniu wartości stanu zniszczenia, naprężenie poziome spowodowało powstanie płaszczyzn ścieęcia w części przegubowej antykliny (ryc. 48D, E). W tej fazie rozwoju procesu glacitektonicznego musiały także powstać poziome przesunięcia, dalsze odgięcia i przewalenia warstw północnej części serii fluwioglacjalnej. W północnej części wału w zaburzeniach biorą udział nieprzesortowane osady ablacyjne. Mogły one powstawać w czasie letniej ablacji zachodzącej na czoło lodowca i być następnie spychane ku południowi w trakcie zimowego awansu, a tym sposobem włączane w obręb deformacji glacitektonicznych. Niewielkie ilości lodu mogły przedostać się na dystalny stok formowanego wału moreny pchniętej i ulec tam pogrzebaniu w osadach fluwioglacjalnych sandru. Po wytopieniu się pozostały po nich we współczesnej rzeźbie niewielkie wytopiska.

Z chwilą zaistnienia przewagi ablacji nad dostawą lodu do strefy czołowej lądolodu zakończony został proces formowania zaburzonej glacitektonicznie części wału. W kolejnym etapie kształtowania jego rzeźby powstała wolna przestrzeń pomiędzy dopiero co utworzonym wałem moreny pchniętej a zasadniczą masą lodowca. Zaistniały zatem warunki do akumulacji limniglacjalnej (ryc. 48E). Wraz z zanikaniem lodu w otoczeniu wału kształtował się ostateczny obraz osadów ablacyjnych.

Sedymentacja fluwioglacjalna w jeziorze lodowcowym doprowadziła do jego wypełnienia i utworzenia formy mającej postać dużej półki przylegającej od północy do serii zaburzonej glacitektonicznie (ryc. 48F). W okresie akumulacji tej półki, posiadającej cechy quasiterasy kemowej, zasadnicza masa lodowca nie była prawdopodobnie w stadium znacznie posuniętego rozpadu. Masy lodu nie mogły być silnie uszczelnione, gdyż nie byłaby wówczas możliwa akumulacja przez wody roztopowe tak wysokiej quasiterasy kemowej.

FORMY MARGINALNE KSZTAŁTOWANE PRZEZ CZOŁO ŁĄDOLODU W FAZIE POWOLNEJ RECESJI FRONTALNEJ

Bilans akumulacji i ablacji w strefie marginalnej lądolodu decyduje – obok takich czynników jak plastyczność lodu, topografia podłoża i temperatura spągu (Flint 1971) – o stanie dynamicznym jego czoła. Zwiększenie ablacji lodu na niekorzyść akumulacji prowadzi jak wiadomo do recesji. Recesja ta może odbywać się poprzez zamieranie, a więc utratę mobilności

większych połaci lądolodu, lub też przez wycofywanie się czoła lądolodu ciągle żywego i zdolnego do ruchu. Zanik lodowców współczesnych odbywa się zarówno za pomocą deglacji frontalnej, jak i arealnej. Duża ich część, jak na to wskazują publikowane wyniki badań, wycofuje się frontalnie, a dominującym w takich sytuacjach mechanizmem deglacji jest wyodrębnienie się z czoła wałów lodowo-morenowych. Formy tego typu opisano z Alaski i Arktyki Kanadyjskiej (np. Souches 1971; Johnson 1971; Goldthwait 1951; Ward 1952), Grenlandii (Weidick 1968; Hook 1970; 1973), Islandii (Szupryczyński, Kozarski 1970; Kozarski, Szupryczyński 1973; Krüger, Humlum 1981), Spitsbergenu (Klimaszewski 1960; Szupryczyński 1963; Jewtuchowicz 1973; Boulton 1967; Kozarski 1974, 1978, 1982), Skandynawii (Östrem 1959, 1963, 1964), a nawet z lądolodu Antarktydy (Healy 1975). Przytoczone prace, które stanowią tylko nikły procent literatury problemu, pozwalają twierdzić, że proces wyodrębniania wałów lodowo-morenowych jest podstawowym współcześnie obserwowanym mechanizmem recesji frontalnej.

Lód budujący trzony wałów lodowo-morenowych może występować w trzech odmianach genetycznych, jako:

- lód czołowych partii lodowca, który utracił zdolność do ruchu (Kozarski, Szupryczyński 1973),
- lód wyciskany ze spągu lodowca lub lód martwy inkorporowany w wyniku awansu czoła lodowca (Johnson 1971),
- lód pochodzący z rekrytalizacji zasp śnieżnych akumulowanych na czole lodowca (Östrem 1964; Östrem, Arnold 1970).

Dwa ostatnie przypadki posiadają ograniczony zasięg występowania (Kozarski 1982), dlatego też zostały pominięte w dalszej części pracy w dyskusji nad morfogenezą plejstocęńskich zespołów marginalnych. Podstawowym typem wałów lodowo-morenowych są formy zawierające lód lodowcowy, który nie przechodził fazy deformowania glaciektonicznego.

Proces wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych z brzeżnych partii lodowców został dobrze rozpoznany. Podstawowe prace w tym zakresie (Goldthwait 1951; Ward 1952; Östrem 1959; Boulton 1967; Johnson 1971; Kozarski, Szupryczyński 1973; Kozarski 1978) wskazują na jego wielofazowość. W pierwszej fazie czoło lodowca zostaje pokryte warstwą materiału ablacyjnego lub fluwioglacjalnego, wystarczająco grubą, by spowolnić ablację lodu. Z chwilą, gdy pokrywa osiągnie miąższość przekraczającą głębokość letniego rozmarzania, tzn. głębokość warstwy czynnej, ablacja pogrzebanego lodu ustaje (Boulton 1967). W ten sposób zostaje zakonserwowana dolna część lodowca. Wyższe jego partie na skutek mniejszej koncentracji materiału ablacyjnego ulegają w tym czasie przyspieszonej ablacji. Zróznicowanie ablacji pomiędzy obiema strefami lodu oraz działalność wód roztopowych prowadzą do wytworzenia zagłębienia inicjalnego równoległego do krawędzi lodowca. Strumienie wód roztopowych spełniają bardzo ważną rolę w kształtowaniu wału lodowo-morenowego. Woda oddziałuje termicznie na lód i dlatego gromadzenie się jej w zagłębieniu inicjalnym powoduje jego pogłę-

bianie, a w konsekwencji oddzielenie od czoła lodowca pierwszego ciągu wałów lodowo-morenowych (Kozarski, Szupryczyński 1973).

Dalszy rozwój wałów uzależniony jest od tempa wydzielania materiału morenowego na czole lodowca, z którego wyodrębnił się pierwszy, zewnętrzny wał lodowo-morenowy. Jeżeli zakumulowana zostanie kolejna pokrywa, chroniąca czoło lodowca przed ablacją, to może dojść do powtórzenia opisanego cyklu rozwojowego i wytworzenia kolejnego ciągu wałów lodowo-morenowych. Ostatnia faza w ewolucji wałów z trzonami lodowymi ma charakter destrukcyjny. Procesy stokowe, a wśród nich przede wszystkim spływanie materiału ablacyjnego, powodują odsłanianie trzonów lodowych i ich ablację. Proces ten prowadzi do inwersji rzeźby. Miejsca po wytopionym martwym lodzie stanowią w efekcie końcowym zagłębienia, natomiast dawne obniżenia międzywałowe rysują się w rzeźbie jako garby, wały czy też ciągi pagórków. Nie należy oczekiwać, że w każdej sytuacji proces rozwoju wałów lodowo-morenowych pozostawi trwale ślady w rzeźbie. Działalność czynników niszczących, głównie wód roztopowych oraz procesów rozpadu i redepozycji osadów morenowych może doprowadzić do niwelacji rzeźby.

Analiza litofajalna osadów umożliwiła wykrycie, w niektórych rozpatrywanych fragmentach strefy marginalnej fazy poznańskiej, form lub ich zespołów ukształtowanych w procesie wyodrębniania i rozpadu wałów lodowo-morenowych. Autor chciałby w tym miejscu zaznaczyć, że problem plejstoceńskich wałów lodowo-morenowych został postawiony już wcześniej (Kozarski 1978, 1981b), głównie na Pomorzu Zachodnim, ale także na podstawie badań terenowych strefy marginalnej fazy poznańskiej prowadzonych wspólnie z S. Kozarskim (Kasprzak, Kozarski 1984, 1985; Kozarski, Kasprzak 1987).

Formy marginalne fazy poznańskiej, związane genetycznie z procesem wyodrębniania wałów lodowo-morenowych z żywego czoła lądolodu, można podzielić na dwie grupy. Pierwsza z nich obejmuje ciągi pagórków po wałach lodowo-morenowych rozpoznane w obszarze testowym Koszanowo-Podrzewie (ryc. 23, 25, 26); do drugiej grupy zaliczono wydłużone wytopiska (Kasprzak, Kozarski 1984), naśladujące swoim przebiegiem zasięg czoła lądolodu między Ceradzem Kościelnym a Bytyniem (ryc. 45).

Ciągi pagórków po wałach lodowo-morenowych

Przedstawione w części dokumentacyjnej pracy wyniki badań terenowych wskazują, że w budowie ciągów pagórków między Koszanowem a Podrzewiem uczestniczą dwie serie: fluwioglacjalno-limniglacjalna i ablacyjna. Rozmieszczenie obydwu typów osadów charakteryzuje porządek, który polega na istnieniu w ich rozkładzie lineacji (ryc. 26). Ciągi wzgórz zbudowane są w dolnych częściach z piasków i żwirów fluwioglacjalnych, a w górnych z mułków limniglacjalnych (ryc. 27). W profilach pionowych widoczne jest drobnienie osadów ku górze świadczące o stopniowym zmniejszaniu się energii wód roztopowych. Na zboczach pagórków zalega pokrywa

ablacyjna, w której dominują parautochtoniczne gliny spływowe. Miąższość glin zwiększa się w profilach wzgórz od partii szczytowych do brzeżnych i zanika w przyległych obniżeniach.

Obniżenia i zagłębienia bezodpływowe występujące pomiędzy formami wypukłymi układają się podobnie jak te ostatnie, w wyraźne ciągi, a w ich otoczeniu stwierdza się skomplikowaną budowę geologiczną. W częściach obniżeń graniczących ze wzgórzami ustalono obecność silnie przemytych piasków i żwirów ablacyjnych poprzerastanych osadami fluwiogłacjalnymi. Podobnego rodzaju załębianie się glin spływowych i fluwiogłacjału występuje w szczytowych fragmentach wzgórz. W osiowych, najniższych partiach obniżeń dominują piaski i żwiry fluwiogłacjalne, pośród których trafiają się gliniaste oraz piaszczyste wkładki osadów ablacyjnych.

W obrębie serii budującej wzgórze stwierdzono deformacje wywołane wytopianiem się lodu martwego. Zaburzenia wykształcone są jako uskoki lub przechylenia całych segmentów piasków i żwirów fluwiogłacjalnych. Występują one w trzech pozycjach:

- w stropie pagórków,
- w obrębie indywidualnych warstw,
- w brzeżnych partiach pagórków.

Z kolei należy rozważyć przesłanki, które umożliwiły zaliczenie zespołu form między Koszanowem a Podrzewiem do ciągów powstałych po wałach lodowo-morenowych, wyodrębnionych z czoła żywego łądolodu. Przesłanki te można podzielić na dwie grupy. Pierwsza z nich wynika z interpretacji form i osadów w obrębie zbadanego obszaru testowego. Druga grupa przesłanek ma charakter bardziej ogólny, gdyż dotyczy dynamiki i termiki łądolodu fazy poznańskiej. Problematyka ta zostanie omówiona w następnym rozdziale na tle ogólnych prawideł kształtowania stref marginalnych w środkowej części Niziny Wielkopolskiej.

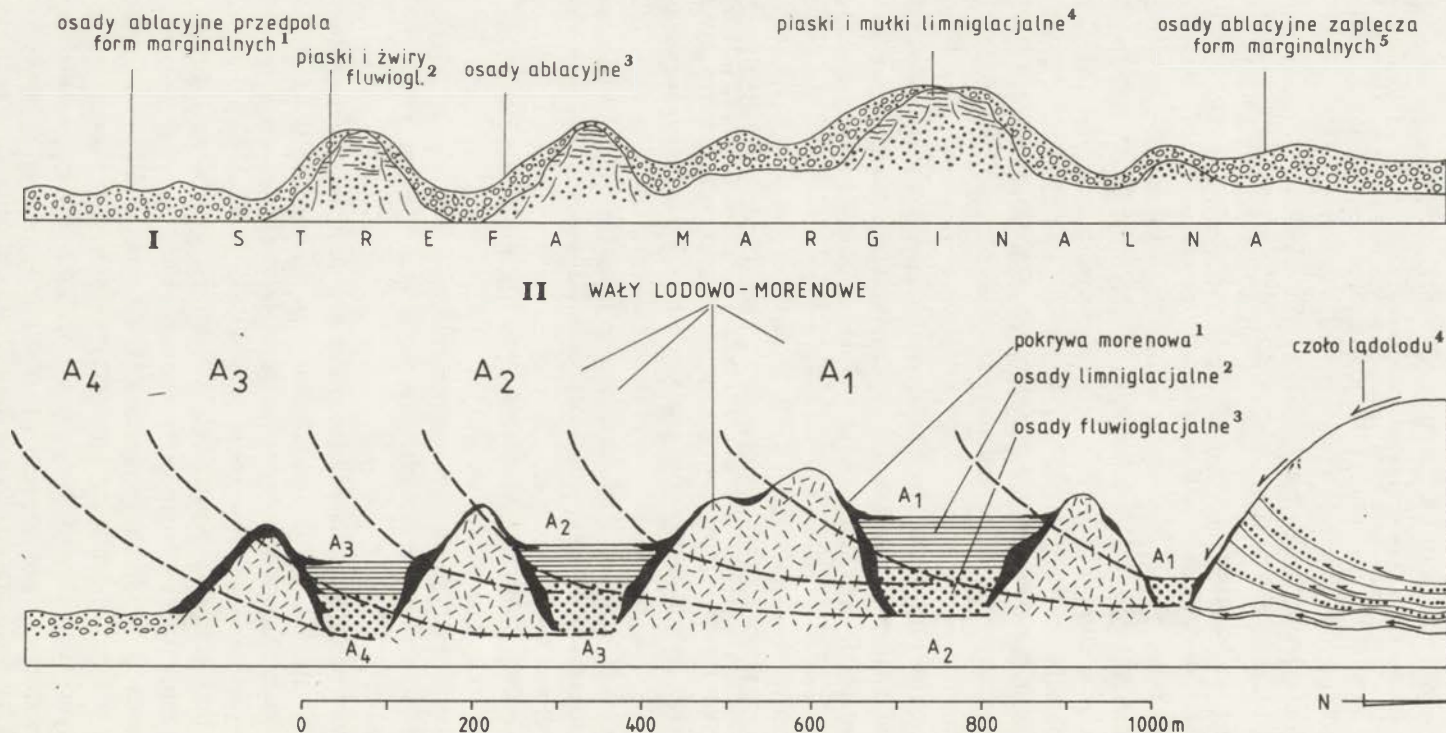
Pierwszą i najważniejszą przesłanką pozwalającą określić morfogenezę rozpatrywanych form jest lineacja geologiczna oraz morfologiczna. Porównanie wyników analizy litofacjalnej (ryc. 26) z rozmieszczeniem form (ryc. 23) prowadzi do wniosku, że zarówno formy, jak i osady układają się przemiennymi strefami. Są nimi obniżenia z dominującymi w nich piaskami i żwirami z domieszką osadów ablacyjnych oraz wyniesienia, które są zdominowane wielometrowej miąższości seriami fluwiolimnigłacjalnymi. Strefy występowania parautochtonicznych glin spływowych zajmują pozycję pośrednią. Obraz linearnej rzeźby komplikuje w pewnym stopniu fakt, że ciągi pagórków są poprzerywane. Jednakże, wielokrotnie obserwowane przecinanie się warstw fluwiogłacjału z powierzchnią zboczy wzgórz dowodzi, że pierwotnie formowały one zwarte wały. Dopiero subsekwentne przeobrażenia spowodowane przez przebijające się na południe wody roztopowe spowodowały rozcięcie wałów na pojedyncze pagórki, występujące jednak nadal na wspólnej podstawie.

Lineacja osadów równoległa do czoła lodowca jest podstawową cechą

stref marginalnych współczesnych lodowców pozostawiających na przedpolu wały lodowo-morenowe. Niewątpliwie w wielu przypadkach procesy destrukcyjne zacierają ślady po walach z trzonami lodowymi. Dzieje się tak wówczas, gdy akumulacja fluwiogłacjalna pomiędzy wałami jest niewielka. Zupełnie inny efekt morfologiczny obecności wałów lodowo-morenowych wystąpi wówczas, gdy pomiędzy wałami zostaną zakumulowane serie piaszczyste i żwirowe dużej miąższości. O tym, że akumulacja taka rzeczywiście zachodzi, przekonują liczne prace (np. Johnson 1971; Kozarski, Szupryczyński 1973; Paul 1983). M. A. Paul (1983) opisał typowe sekwencje osadów glacialnych i fluwiogłacjalnych w supragłacjalnych obniżeniach pomiędzy wałami lodowo-morenowymi. W przekrojach syntetycznych, przytoczonych przez tego autora, obecne są w różnym natężeniu zarówno osady limnigłacjalne, jak i fluwiogłacjalne, zazębiające się często z osadami ablacyjnymi. Decydujące znaczenie dla sedymentacji odbywającej się w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi ma energia wód roztopowych. Jeżeli nie jest duża, to zagłębienia międzywałowe mogą być wypełniane osadami gliniastymi spływającymi ze stoków lodowych. Wraz ze wzrostem energii wód roztopowych zwiększa się udział osadów fluwiogłacjalnych. Zatomowanie przepływów może z kolei doprowadzić do sedymentacji w jeziorach zastoiskowych osadów z dekantacji.

Znamienną cechą osadów budujących pagórki między Koszanowem a Podrzewiem jest ich dwudzielność dotycząca osadów nieglacialnych. Dwudzielność ta polega na występowaniu grubszych osadów fluwiogłacjalnych w dolnych częściach profili, a drobnych piasków i mułków limnigłacjalnych w górnych (ryc. 27). Z opisanego uprzednio mechanizmu wyodrębniania z czoła lodowca wałów lodowo-morenowych wynika, że jest to proces, który zachodzi sukcesywnie, tzn. strefa aktywności procesu przenosi się w miarę upływu czasu w głąb lodowca. Znaczy to, że wypełnianie zagłębień międzywałowych odbywa się również sukcesywnie. Trudno byłoby wyobrazić sobie jednoczesną akumulację we wszystkich zagłębieniach. Sytuacja taka jest mało prawdopodobna, ponieważ wały z trzonami lodowymi stanowią zapórę dla wód roztopowych, które wypływają na przedpole po linii największego spadku.

Biorąc powyższe pod uwagę można przypuszczać, że serie fluwiogłacjalne w dolnych częściach pagórków między Koszanowem a Podrzewiem pochodzą z okresu spływu wód roztopowych równoległego do czoła lądolodu, a więc z pierwszej fazy wypełniania zagłębień pomiędzy wałami lodowo-morenowymi. Natomiast serie limnigłacjalne powstawały w okresie, gdy w zagłębieniach międzywałowych zanikał spływ równoległy. Sytuacja taka sprzyjała tworzeniu się odrębnych basenów sedymentacyjnych typu jeziornego. W tym samym czasie, w których w leżących dalej od lądolodu zagłębieniach między wałami lodowo-morenowymi akumulowane były piaski i mułki limnigłacjalne, w zagłębieniach międzywałowych położonych bliżej czoła lądolodu dominowała jeszcze sedymentacja fluwiogłacjalna wód spływających wzdłuż jego krawędzi.



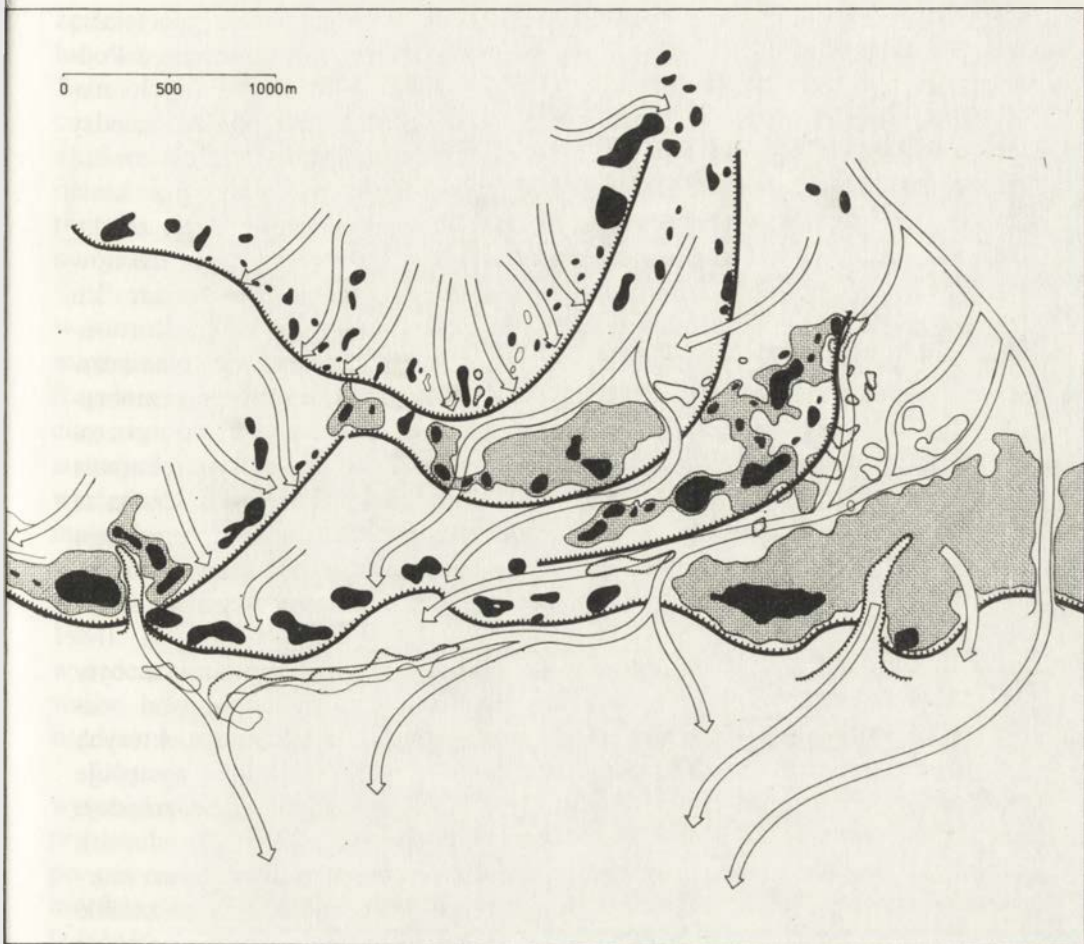
Ryc. 49. Model relacji czasowych pomiędzy osadami budującymi pagórki po wałach lodowo-morenowych

A_4, A_3, A_2, A_1 - wiek osadów: A_4 - osady najstarsze, A_1 - osady najmłodsze

Model of temporal relationships between deposits of which hummocks left behind by ice-morainic ridges are built up

Upper fig.: I - marginal zone, 1 - ablation deposits in foreland of marginal forms, 2 - fluvioglacial sand and gravel, 3 - ablation deposits, 4 - limniglacial sand and silt, 5 - ablation deposits in hinterland of marginal forms; Lower fig.: II - ice-cored ridges. 1 - moraine cover, 2 - limniglacial deposits, 3 - fluvioglacial deposits. 4 - active ice-sheet front; A_4, A_3, A_2, A_1 - age of deposits

(A_4 - earliest deposits, A_1 - latest deposits)



Ryc. 50. Model odwodnienia strefy marginalnej fazy poznańskiej między Koszanowem a Podrzewiem (dalsze objaśnienia w tekście)

Model of drainage from the Poznań Phase marginal zone between Koszanowo and Podrzewie (for further explanation see the text)

Proponowany model relacji czasowych, zachodzących pomiędzy osadami fluwiogłacialnymi i limnigłacialnymi deponowanymi w zagłębieniach między wałami lodowo-morenowymi, przedstawiono na rycinie 49. Należy w tym miejscu wyraźnie zaznaczyć, że model skonstruowano dla osadów znalezionych w ciągu pagórków rozpatrywanego fragmentu strefy marginalnej fazy poznańskiej. W związku z tym nie wyczerpuje on wszystkich możliwych sytuacji, a dotyczy tylko jednej z nich. Sposób wypełniania obniżień między wałami z pogrzebanymi trzonami lodowymi jest skomplikowany i zależy od wielu czynników takich, jak: tempa recesji czoła lądolodu, zawartości materiału mineralnego w lodzie, czy drożności systemu odwodnienia proglacialnego.

Drugą przesłanką wzmacniającą przedstawioną interpretację genetyczną jest charakter odwodnienia form marginalnych pomiędzy Koszanowem a Podrzewiem (ryc. 50). Proponowany układ strumieni wód roztopowych zrekonstruowano na podstawie rozmieszczenia zagłębień i stref obniżień między ciągami pagórków oraz obecności osadów fluwioglacjalnych. Jest rzeczą zrozumiałą, że przedstawiona rekonstrukcja nie może być precyzyjna. Linie spływu wód roztopowych przebiegały przynajmniej w końcowej fazie zaniku trzonów lodowych częściowo po martwym lodzie. Ostateczny zanik trzonów lodowych spowodował deformacje osadów w zagłębieniach i zmianę ich morfologii. Z tego też względu bezskuteczne okazały się próby zrekonstruowania kierunków płynięcia wód fluwioglacjalnych na podstawie pomiarów odpowiednich struktur sedymentacyjnych. Jednak mimo znaczącego przeobrażenia rzeźby widać na załączonym schemacie, że linie spływu wód roztopowych organizowały się sukcesywnie i zagęszczały w miarę wyodrębniania się z czoła lądolodu kolejnych ciągów wałów lodowo-morenowych. Cecha ta oraz obecność odcinków równoległych i poprzecznych w stosunku do przebiegu ciągów jest często opisywana z przedpoła lodowców współczesnych rozpadających się na wały lodowo-morenowe (np. Kozarski, Szupryczyński 1973; Krüger, Humlum 1981).

Zewnętrzne wały lodowo-morenowe i formy po nich powstające były w znacznie większym stopniu narażone na niszczącą działalność wód roztopowych wypływających z głębi strefy marginalnej. Stąd też na niektórych odcinkach zewnętrznego ciągu brak form wypukłych. Sytuacja taka występuje w środkowozachodniej części obszaru (ryc. 23), w miejscu gdzie znajduje się strefa początkowa niewielkiego sandru (por. ryc. 23 i 26). Jednak nawet w tak niekorzystnej z punktu widzenia przetrwalności form marginalnych sytuacji obecność trzonu lodowego została zaznaczona w rzeźbie elipsoidalnym zagłębieniem bezodpływowym, naśladującym orientacją przebieg zewnętrznego ciągu pagórków. Warto zwrócić uwagę, że na sandrze zagłębienia bezodpływowe mają zupełnie odmienną orientację nawiązującą do spadku terenu, a więc najprawdopodobniej do linii spływu wód fluwioglacjalnych, które zakumulowały sandr (ryc. 50). Pozostałe formy marginalne, szczególnie te z nich, które są położone we wschodniej części zespołu, uległy znacznie mniejszym przeobrażeniom. Wody roztopowe omijały je, wypływając na przedpole przez głęboko wcięty przełom wyraźnie widoczny w rzeźbie wschodniego skraju strefy marginalnej (ryc. 23). Przełomem tym wypływała zasadnicza masa wód topniejącego lądolodu z zagłębienia zajętego częściowo przez Jezioro Lubosińskie.

Ciągi wydłużonych zagłębień wytopiskowych po wałach lodowo-morenowych

Proces rozwoju form marginalnych przez wyodrębniania i rozpad wałów lodowo-morenowych nie zawsze musi prowadzić do powstania ukierunkowanych ciągów pagórków, jak np. między Koszanowem a Podrzewiem. Inaczej

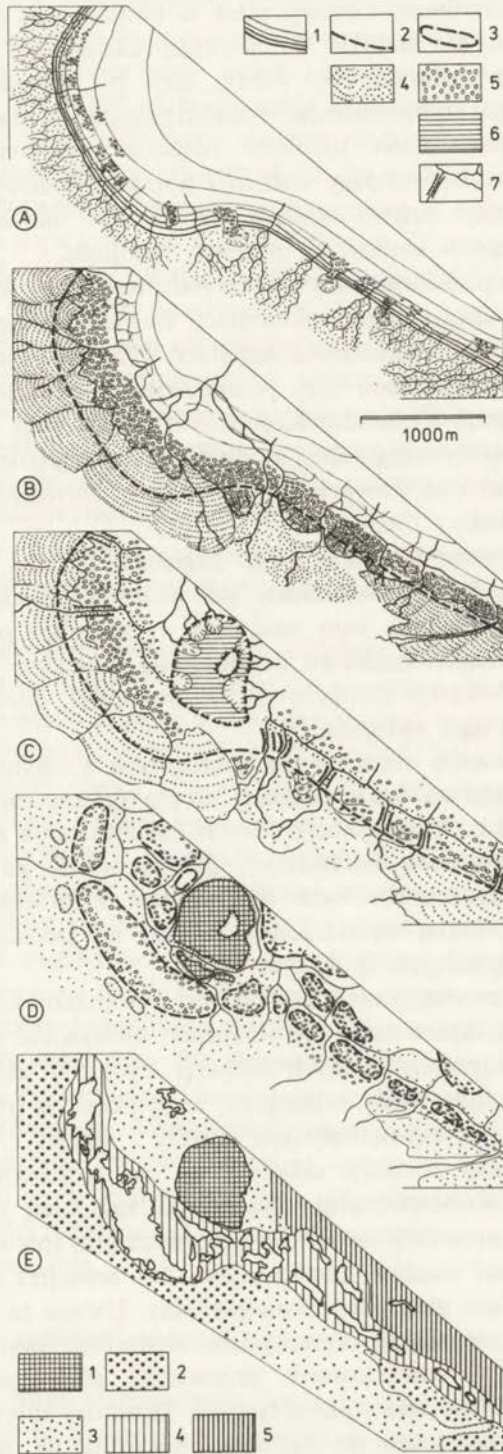
zostaną ukształtowane formy i osady, jeżeli w obniżeniach pomiędzy wałami lodowo-morenowymi nie dojdzie do większej akumulacji fluwioglacjalnej. Sytuacja taka może zdarzyć się wtedy, gdy po okresie stacjonowania czoła lądolodu nastąpi szybka recesja. W takim przypadku materiał wydzielany z płaszczyzn ślizgu na czole lądolodu zostanie rozłożony na większym obszarze. Brak akumulacji między wałami z trzonami lodowymi może zostać również spowodowany innymi względami, jak np. niewielką zawartością detrytus mineralnego w czołowych partiach lądolodu.

Pozostałością po plejstocenijskich wałach lodowo-morenowych rozwiniętych w warunkach mało sprzyjających akumulacji fluwioglacjalnej w obniżeniach międzywałowych są ciągi wydłużonych zagłębień wytopiskowych. W zbadanych fragmentach strefy marginalnej fazy poznańskiej najokazalej prezentuje się ciąg zagłębień pomiędzy Ceradzem Kościelnym a Bytyniem (ryc. 45). W pozostałych częściach strefy marginalnej ukierunkowane zagłębienia wytopiskowe występują pojedynczo i są stowarzyszone z innymi formami, przez co mają mniej regularny układ.

Południowo-wschodni fragment ciągu zagłębień między Ceradzem Kościelnym a Bytyniem został rozpoznany już wcześniej (Kasprzak, Kozarski 1984). Podkreślono wówczas jego znaczenie i zaliczono osady znalezione w otoczeniu wydłużonych zagłębień do odrębnej kategorii, określonej facją wałów okólnych. Autorzy zasugerowali jednocześnie duże zróżnicowanie osadów w obrębie ciągu wytopisk.

Obecnie, na podstawie badań przeprowadzonych w całym ciągu zagłębień wytopiskowych, można wyróżnić odmiany morfologiczne zagłębień i osadów przylegających do nich. Kartograficzny obraz kształtowania zespołu wytopisk po trzonach wałów lodowo-morenowych przedstawiono na rycinie 51. Oś morfologiczna całego zespołu form zgodna jest z przebiegiem krawędzi lądolodu fazy poznańskiej wyznaczonej również na podstawie innych genetycznie form marginalnych (por. ryc. 54).

Jednym z typów morfologicznych zagłębień wytopiskowych występujących w ciągu są te z nich, które mają na obrzeżach niewysokie wały (Kasprzak, Kozarski 1984). Na prezentowanych mapach (ryc. 51) zajmują środkową i wschodnią część ciągu. Wały otaczające zagłębienia są różnej wysokości (ryc. 46). Z reguły wał zewnętrzny jest wyższy i szerszy. Analiza budowy geologicznej wykazała, że wały składają się ze zróżnicowanego zespołu osadów (ryc. 46). W bezpośrednim otoczeniu zagłębień dominują osady ablacyjne wykształcone w facji parautochtonicznych glin spływowych, piasków i żwirów z gniazdami osadów kamienistych. Na zewnątrz osady ablacyjne przechodzą w kompleks ablacyjno-fluwioglacjalny. Uwaga ta dotyczy jedynie zewnętrznego ciągu zagłębień. Tam, gdzie wydłużone wytopiska formują dwa równoległe ciągi, zdecydowanie przeważają gliny parautochtoniczne z minimalnym udziałem osadów piaszczystych. Struktury spływowe znajdujące w osadach przylegających do zagłębień wskazują na wielokrotne procesy redepozycji, jakie rozgrywały się w trakcie wytapiania trzonów lo-



dowych. Wymienione cechy morfologiczne umożliwiły uznanie rozpatrywanych zagłębień (Kasprzak, Kozarski 1984) za formy zbliżone do podobnych powstających po wytopieniu trzonów lodu lodowcowego pagórków lodowo-morenowych w strefie krawędziowej lodowca Sidu na Islandii (Kozarski, Szupryczyński 1973).

Odmienny typ morfologiczny prezentują wytopiska w zachodniej części ciągu (ryc. 45, 51). Zagłębienia mają mniej regularne kształty. Ponadto w ich bezpośrednim otoczeniu zalegają przede wszystkim osady piaszczysto-żwirowe. Od strony zewnętrznej do zagłębień przylegają piaszczysto-żwirowe stożki fluwioglacjalne. Nachylenia ich stoków są zróżnicowane. Stoki skierowane do zagłębień wytopiskowych są strome. W przeciwnym kierunku stożki schodzą łagodnie nachylenymi skłonami na powierzchnię przedpola form marginalnych.

Zmienność morfologiczna zagłębień wytopiskowych wynika, jak to przedstawiono na rycinie 51, z odmiennego rodzaju depozycji na czole łądolodu w fazie poprzedzającej wyodrębnienie wałów lodowo-morenowych. W zachodnim fragmencie ciągu wydłużonych zagłębień wytopiskowych wyodrębnienie trzonów lodowych pozostawało w związku z akumulacją stożków sandrowych. Powłoką konserwującą pogrzebany lód czołowych partii łądolodu były piaski i żwiry. W miarę wytapiania powstałych później wałów lodowo-morenowych piaski i żwiry fluwioglacjalne osiadały oraz obrywały się od strony zagłębień wytopiskowych. Proces ten doprowadził do częściowego wypełnienia zagłębień fluwioglacjałem i pogrzebania glin ablacyjnych. Trzony lodowe we wschodniej części konserwowane były w przeważającej mierze przez osady kompleksu ablacyjnego i dlatego w otoczeniu wytopisk znacznie większą rolę odgrywają gliny ablacyjne.

Ryc. 51. Rekonstrukcja kartograficzna procesu wyodrębniania i zaniku wałów lodowo-morenowych, który doprowadził do powstania ciągu wydłużonych zagłębień wytopiskowych między Ceradzem Kościelnym a Bytyniem

Oznaczenia do map A, B, C, D:

1 – żywe czoło łądolodu fazy poznańskiej, 2 – martwe czoło łądolodu pokryte osadami fluwioglacjalnymi lub ablacyjnymi, 3 – wały lodowo-morenowe, 4 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 5 – osady ablacyjne, 6 – jezioro glacialne, 7 – strumienie wód roztopowych

Oznaczenia do mapy E:

1 – piaski i mulki limniglacjalne, 2 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 3 – piaski i żwiry fluwioglacjalne z domieszką osadów ablacyjnych, 4 – piaski i żwiry ablacyjne, 5 – parautochtoniczne gliny spływowe

Cartographic reconstruction of formation and waning of ice morainic ridges and the resulting elongated melt-out hollows train between Ceradz Kościelny and Bytyn

Symbols relating to maps A, B, C, D.

1 – active ice sheet front belonging to the Poznań Phase, 2 – stationary ice sheet front covered with fluvioglacial or ablation sediments, 3 – ice-morainic ridges, 4 – fluvioglacial sands and gravels, 5 – ablation sediments, 6 – glacial lake, 7 – meltwater streams

Symbols relating to map E:

1 – glaciolacustrine sands and silts, 2 – fluvioglacial sands and gravels, 3 – fluvioglacial sands and gravels with admixed ablation sediments, 4 – ablation sands and gravels, 5 – parautochthonous flow tills

Próba oszacowania wysokości wałów lodowo-morenowych
w strefie marginalnej fazy poznańskiej

Jedną z licznie opisywanych cech wałów lodowo-morenowych, znajdujących w strefach marginalnych lodowców współczesnych, jest nachylenie stoków wałów z trzonami lodowymi. W tabeli 2 zestawiono na podstawie literatury wartości nachyleń stoków wałów lodowo-morenowych. Zestawione dane różnią się, ponieważ pomiary, czy szacunki, nachyleń podawane w poszczególnych publikacjach dotyczą różnych faz rozpadu wałów lodowo-morenowych. Większość autorów podaje, że wały z trzonami lodowymi osiągają w fazie stabilizacji nachylenia rzędu 40–45°. S. R. Loomis (1970) szacuje nachylenia stoków wału moreny środkowej z trzonami lodowymi na 39–43°. Są to jak widać wartości zbliżone do obserwowanych w marginalnych wałach lodowo-morenowych. Nie wchodząc na obecnym etapie badań w dalsze aspekty zróżnicowania nachyleń wałów z trzonami lodowymi, można przyjąć, że ich nachylenia w stadium dojrzałości wynoszą $\pm 40^\circ$.

Tabela 2
Wartości nachyleń stoków wałów lodowo-morenowych lodowców współczesnych

Lodowiec (region)	Kąt nachylenia stoków wałów lodowo- morenowych	Autor
Kaskawulsh (Jukon, Kanada)	39–43°	S. R. Loomis (1970)
Thule (Grenlandia)	24–52°	R. Le B. Hook (1970)
Vatnajökull (Islandia)	35–40°	W. V. Lewis (1940)
Matanuska (Alaska)	60°	D. E. Lawson (1979)
Sidu (Islandia)	40°	S. Kozarski, J. Szuprzyński (1973)
Myrdalsjökull (Islandia)	40–60°	J. Krüger, O. Humlum (1981)
Spitsbergen	16–45°	G. S. Boulton (1972a)
Valhallfonna (Spitsbergen)	45°	G. S. Boulton (1975)
Hansa (Spitsbergen)	26°	A. Szponar (1975)
Torella (Spitsbergen)	20–45°	A. Karczewski, E. Wiśniewski (1977)
Donjek (Jukon, Kanada)	45°	P. G. Johnson (1971)

Nachylenie zboczy wałów lodowo-morenowych nie zależy od warunków lokalnych takich, jak topografia czy klimat, lecz wynika przede wszystkim z praw stabilizacji skarp zbudowanych z lodu i materiału morenowego. Słuszności tego stwierdzenia dowodzi załączone zestawienie nachyleń stoków wałów. Dane znajdujące się w zestawieniu pochodzą ze stref marginalnych lodowców egzystujących w różnych warunkach klimatycznych i topograficznych. Można w związku z tym przyjąć, że większość plejstocenijskich wałów lodowo-morenowych musiała w pewnej fazie swego rozwoju osiągnąć

stabilizację zboczy przy nachyleniu rzędu 40° . Można postawić pytanie, czy np. brak wystarczającej ilości materiału ablacyjnego, chroniącego lód, nie powodował zmiany nachylenia stoku. Zdaniem autora ryzyko popelnienia błędu i w takim przypadku nie jest wielkie. Przy małej dostawie materiału morenowego z płaszczyzn ślizgu wały lodowo-morenowe będą niższe i węższe, ale kąt nachylenia ich zboczy będzie również zbliżony do 40° . Jeżeli zatem w ogóle dochodziło w strefie marginalnej lądolodu do wyizolowania z jego czoła wałów lodowo-morenowych, to nachylenia ich zboczy musiały być zbliżone do nachyleń stoków podobnych wałów z trzonami lodowymi, obserwowanymi obecnie na przedpolach lodowców strefy polarnej.

W celu znalezienia wysokości wału należy poza nachyleniem jego stoku dysponować przynajmniej jeszcze jednym parametrem opisującym go w profilu poprzecznym. Może to być szerokość podstawy wału. Szerokość plejstoceńskich wałów lodowo-morenowych w fazie zaniku można określić na podstawie szerokości wydłużonych zagłębień marginalnych po wałach z trzonami lodowymi oraz na podstawie odległości między ciągami pagórków, które pierwotnie wypełniały zagłębienia międzywałowe.

Dysponując dwoma wartościami, tj. nachyleniem stoku (40°) i szerokością podstawy (l) łatwo wyliczyć wysokość wału lodowo-morenowego (h) stosując prosty wzór geometryczny na wysokość trójkąta równoramiennego:

$$h = \operatorname{tg} 40^\circ \frac{1}{2} l$$

Podany wzór wymaga jeszcze pewnej modyfikacji, w celu otrzymania bardziej realistycznych danych o wysokości wału z trzonem lodowym. Modyfikacja ta dotyczy szerokości podstawy wału (l). Badania w profilu geologicznym przebiegającym przez jedno z zagłębień ciągu wydłużonych wytopisk (ryc. 46) między Ceradzem Kościelnym a Bytyniem wykazały, że szerokość zagłębienia wytopiskowego obserwowana w terenie nie pokrywa się z jego szerokością w profilu osadów. W przypadku badanego zagłębienia różnica wynosiła prawie połowę szerokości wytopiska obserwowanego w terenie, tzn. pod względem geologicznym zagłębienie było prawie o połowę szersze. Sytuacja taka wydaje się łatwa do wytłumaczenia, gdyż zagłębienie wytopiskowe ulega zmniejszeniu na skutek częściowego wypełnienia przez osady ablacyjne z końcowej fazy zanikania trzonu lodowego. Podobny problem istnieje w odniesieniu do szerokości wałów lodowo-morenowych, pomiędzy którymi akumulowane były osady występujące w ciągach pagórków między Koszanowem i Podrzewiem. Również w tym przypadku należy wydłużyć pomierzoną na mapie, czy wyznaczoną w terenie, szerokość trzonu lodowego, gdyż po wytopieniu wałów lodowo-morenowych, osady fluwio- i limniglacialne w wyniku zaniku podpierających je stoków lodowych obrywały się zmniejszając tym samym szerokość zagłębień po trzonach. Ponieważ autor nie dysponuje na razie innymi obserwacjami w profilach geologicznych przecinających zagłębienia po trzonach lodowych, proponuje

zwiększenie wartości l o połowę jej długości wyznaczonej na podstawie morfologii. W takim ujęciu wysokość plejstocenijskich trzonów lodowo-morenowych można obliczyć ze wzoru:

$$h = \operatorname{tg} 40^\circ \frac{1}{2} (l + \frac{1}{2} l).$$

Na podstawie przedstawionej metody szacowania wysokości trzonów lodowych wykonano obliczenia odnoszące się do ciągu zagłębień wytopiskowych między Ceradzem Kościelnym a Bytyniem i dla ciągów pagórków po wałach lodowo-morenowych występujących w obszarze testowym Koszanowo-Podrzewie. Wyniki zestawiono w tabeli 3. Wyników nie zaokrąglono w celu zilustrowania metody.

Tabela 3

Wysokość plejstocenijskich wałów lodowo-morenowych w obszarze testowym Ceradz Kościelny i Koszanowo-Podrzewie

Wyszczególnienie	$(l + \frac{1}{2}l)$	$\frac{1}{2} (l + \frac{1}{2}l)$	$\operatorname{tg} 40^\circ$	Wysokość trzonu
Ceradz Kościelny-Bytyn				
Szerokość zagłębień wytopiskowych na podstawie mapy w skali 1:10 000 (l)				
70m	105m	52,5m	0,84	44,1m
100m	150m	75,0m	0,84	63,0m
80m	120m	60,0m	0,84	50,4m
90m	135m	67,5m	0,84	56,7m
Koszanowo-Podrzewie				
Odległość pomiędzy ciągami pagórków (l)				
200m	300m	150m	0,84	126m
300m	450m	225m	0,84	189m

Jeżeli uznać poprawność proponowanej metody, to obliczone wysokości trzonów lodowych były zróżnicowane pomiędzy obydwoimi rozpatrywanymi obszarami badań. Wały lodowo-morenowe, po których pozostały wydłużone wytopiska pomiędzy Ceradzem Kościelnym a Bytyniem, posiadały wysokości od 40 do ponad 60 m. Natomiast wały z trzonami lodowymi, pomiędzy którymi zakumulowane zostały serie fluwioglacjalno-limniglacjalne, budujące ciągi pagórków na obszarze testowym Koszanowo-Podrzewie, były wyższe i w fazie stabilizacji mogły osiągać wysokości dochodzące do 200 m.

FORMY MARGINALNE KSZTAŁTOWANE PRZEZ STACJONARNE CZOŁO ŁĄDOŁODU

Zrównoważenie ablacji i akumulacji w strefie marginalnej łądolodu powoduje stabilizację jego czoła. Fakt ten ma określone konsekwencje geo-

morfologiczne. Stacjonowanie czoła lądolodu prowadzi do skoncentrowanego wydzielania materiału z płaszczyzn ślizgu i do jego osadzania na czole lub odprowadzania dalej i deponowania na przedpolu. W strefie marginalnej fazy poznańskiej wykryto dwa typy form, których akumulacja zachodziła w warunkach dłuższego postoju czoła lądolodu.

Stożki marginalne

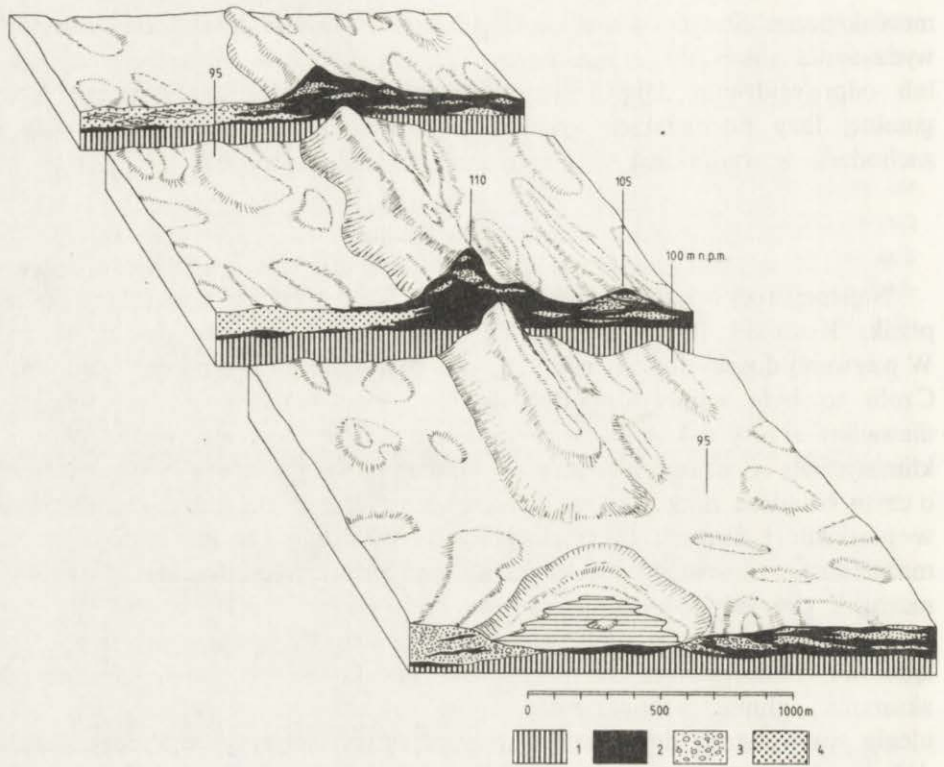
Najlepiej rozpoznano stożek marginalny koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984). Stożek ten był akumulowany w dwóch fazach. W pierwszej doszło do sedymentacji typu fluwioglacjalnego na czole lądolodu. Czoło to było najprawdopodobniej nachylone łagodnie na co wskazują niewielkie zrzuty uskoków po wytopionym klinie lodu martwego. Warunki klimatyczne w czasie akumulacji stożka fluwioglacjalnego były surowe, o czym świadczą znaleziska struktur syngenetycznych po lodzie szczelinowym w piaskach i żwirach fluwioglacjalnych. W drugiej fazie rozwoju stożka marginalnego doszło do osadzenia na jego powierzchni wachlarzy allochtonicznych glin spływowych.

Zmiana jakościowa, jaka zaszła w procesach sedymentacyjnych na czole lądolodu, manifestująca się przejściem od akumulacji fluwioglacjalnej do akumulacji gliniastej mogła zostać spowodowana dwoma przyczynami: albo uległa zmniejszeniu ilość wód supraglacjalnych spływających po czole lądolodu, albo zwiększeniu uległa ilość materiału morenowego wydobywającego się z płaszczyzn ślizgu. Ponieważ struktury szczelin mrozowych przywiązane są tylko do serii fluwioglacjalnej i nigdzie nie występują w allochtonicznych glinach spływowych (Kasprzak, Kozarski 1984), to można przypuszczać, że okres akumulacji glin spływowych był cieplejszy w stosunku do tego, w którym zachodziła sedymentacja fluwioglacjalna.

Opisane rodzaje depozycji na stacjonarnym czole lądolodu doprowadziły do wytworzenia stożka marginalnego, który od strony lądolodu ma wyraźną krawędź sedymentacyjną. Cecha ta pozwala przyrównać stożek koło Ceradza Kościelnego do zbliżonych form opisanych z obszaru zlodowacenia środkowopolskiego przez Z. Michalską (1959) i K. Straszewską (1969).

Wały marginalne

W strefie marginalnej fazy poznańskiej rozpoznano trzy typy wałów marginalnych. Pierwszy typ reprezentuje wał usytuowany na południe od Bytnia (ryc. 52). Jak wynika z przedstawionej w pracy dokumentacji, wał składa się w całości z glin spływowych z niewielkim udziałem piasków i żwirów ablacyjnych. Drugą obserwacją, istotną z punktu widzenia genezy wału jest położenie na granicy wysoczyzny morenowej i piaszczysto-żwirowych osadów stożków fluwioglacjalnych. Fakt ten wskazuje, że osady wału akumulowane były od strony lądolodu, a nie w szczelinie utworzonej w lodzie



Ryc. 52. Blokdiagram obrazujący układ głównych facji osadów marginalnych w wale koło Bytynia

1 - glina bazalna. 2 - parautochtoniczne gliny splywowe. 3 - piaski i żwiry ablacyjne. 4 - piaski i żwiry fluwio-glacialne

Blockdiagram showing arrangement of main marginal sedimentary facies in a marginal ridge in the vicinity of Bytyn

1 - basal till. 2 - parautochthonous flow tills. 3 - ablation sands and gravels. 4 - fluvio-glacial sands and gravels

martwym, jakby to mogło wynikać z interpretacji T. Bartkowskiego (1967). Wniosek taki wspomaga obecność wytopisk po lodzie martwym tylko po stronie północnej wału. Warto w tym miejscu zwrócić uwagę, że na zapleczu stożka marginalnego koło Ceradza Kościelnego stwierdzono wytopiska występujące w podobnej pozycji, tzn. tylko na zapleczu.

Biorąc pod uwagę przedstawione obserwacje można twierdzić, że wał koło Bytynia został zakumulowany przez splywanie osadów ablacyjnych z czoła lądolodu. Pokrywa gliniasta miała w pierwszej fazie kształt stożka pokrywającego czoło lądolodu. Dopiero wytopienie pogrzebanego lodu doprowadziło do oberwania się proksymalnej części stożka i nadania osadom gliniastym formy wału. Gliniaste wały podobne do bytyńskiego najwcześniej opisał V. Okko (1955) z Islandii sugerując, że procesem odpowiedzialnym za ich powstanie jest zrzucanie materiału morenowego z czoła lodowca (ang. *dumping*). W przypadku wału koło Bytynia autor skłania się raczej do procesu

splywania osadów gliniastych. Nie można jednak wykluczyć, że była to kombinacja obydwu procesów, gdyż nie wszędzie po stronie proksymalnej wału występują wytopiska. Może to oznaczać, że w niektórych częściach tego wału materiał morenowy zrzucał się z powierzchni czoła lądolodu wprost na przedpole. Mogło to wystąpić tam, gdzie czoło było strome. Współcześnie sytuacje takie znane są z Islandii (Kozarski, Szupryczyński 1973). Wały gliniaste znaleźli również R. Nelson i D. M. Michelson (1977) w lobie Green Bay w stanie Wisconsin (USA). Autorzy ci nie precyzują genezy wałów. Jednak opis i załączone blokdiagramy wskazują, że mogły one powstać w sposób zbliżony do opisanego.

Drugi typ marginalnych form wałowych reprezentuje wał koło Pniew. Składają się na niego dwie serie: starsza fluwioglacjalna i młodsza ablacyjna wykształcona w facji allochtonicznych glin spływowych. Cztery fakty wydają się być najbardziej istotne z punktu widzenia morfogenezy wału:

- 1) osadzenie serii fluwioglacjalnej następowało z kierunku północnego do wschodniego, tj. od strony czoła lądolodu;
- 2) gliny spływowe deponowane były również z tego samego kierunku;
- 3) po północno-wschodniej stronie wału przebiega ciąg wytopisk po martwym lodzie;
- 4) do ciągu wytopisk, od strony wysoczyzny morenowej, przylegają niewysokie wzgórza zbudowane z materiału ablacyjnego.

Wymienione fakty pozwalają dostrzec pewne podobieństwo pomiędzy wałem koło Pniew a wałem bytyńskim. Polega ono na tym, że na zapleczu tak jednego, jak i drugiego występują zagłębienia bezodpływowe. Natomiast różnica polega na tym, że w przypadku Pniew materiałem konserwującym czoło lądolodu był stożek fluwioglacjalny, na który dopiero później spływały gliny allochtoniczne. Pod względem budowy geologicznej wał koło Pniew podobny jest zatem do stożka marginalnego Ceradza Kościelnego. W przypadku wału koło Pniew seria fluwioglacjalna lepiej zakonserwowała czoło lądolodu, prowadząc do wytworzenia wału lodowo-morenowego. Wał ten z jednej strony pokrywały piaski i żwiry fluwioglacjalne oraz allochtoniczne gliny spływowe, natomiast z drugiej, od strony lądolodu tylko osady ablacyjne. Właśnie osady proksymalnego stoku wału lodowo-morenowego budują widoczne we współczesnej rzeźbie niewysokie wzgórza przylegające od strony zapleczka do ciągu wydłużonych wytopisk po trzonach lodowych.

Podsumowując należy stwierdzić, że obydwie typy form wałowych obecnych w strefie marginalnej fazy poznańskiej powstały z przeobrażenia stożków gliniastych lub fluwioglacjalno-gliniastych zakumulowanych na czole lądolodu.

Trzecim typem wału rozpoznanego na omawianym obszarze jest wał koło Ludowa położony na styku dwóch lobów i z tego względu określony jako wał interlobowy (ryc. 30, 31, 36, 37, 38). O tym, że można włączyć go w skład form marginalnych kształtowanych w fazie stacjonarnego czoła lądolodu świadczą dwie okoliczności:

1) parautochtoniczne gliny spływowe pokrywają wierzchnie partie wału i wieńczą serię fluwiogłacjalną; pozycja glin spływowych dowodzi, że przez cały okres osadzania serii fluwiogłacjalnej do wału przywierał lód lodowcowy; lód ten jeszcze po zakumulowaniu serii fluwiogłacjalnej musiał nadal leżeć znacznie wyżej niż powierzchnia szczytowa wału;

2) struktury glaciektoniczne znalezione w piaskach i żwirach proksymalnej części wału dowodzą, że lód przylegający do wału był lodem żywym; ponieważ w innych częściach obydwu lobów kształtujących wał nie znaleziono dowodów na transgresję, należy przypuszczać, że czołowe partie lobów były tam w stanie równowagi dynamicznej.

Istnieje jeszcze jeden problem, który należy poruszyć przy omawianiu genezy wału interlobowego. Wał koło Ludowa ma orientację południkową i przebiega w osi Ozu Bukowsko-Mosińskiego. K. Rotnicki (1960) za początek tego ozu uznaje za J. Kornem (1913) pagórki koło Młynkowa, położone zaledwie kilka kilometrów na południe od wału interlobowego. Pomiedzy wałem a pagórkami koło Młynkowa leży kilka wzniesień zdających się łączyć Oz Bukowsko-Mosiński z wałem. Nie można więc wykluczyć, że dolne części serii fluwiogłacjalnej wału interlobowego korelują z osadami ozu. Możliwości takiej nie brano do tej pory pod uwagę dlatego, że wał interlobowy był włączany w ciąg czołowo-morenowy (Korn 1912; Rotnicki 1960). Ponieważ autor nie prowadził szczegółowych badań zmierzających do rozwiązania przedstawionej kwestii, należy traktować związek pomiędzy wałem koło Ludowa i Ozem Bukowsko-Mosińskim jedynie jako hipotezę.

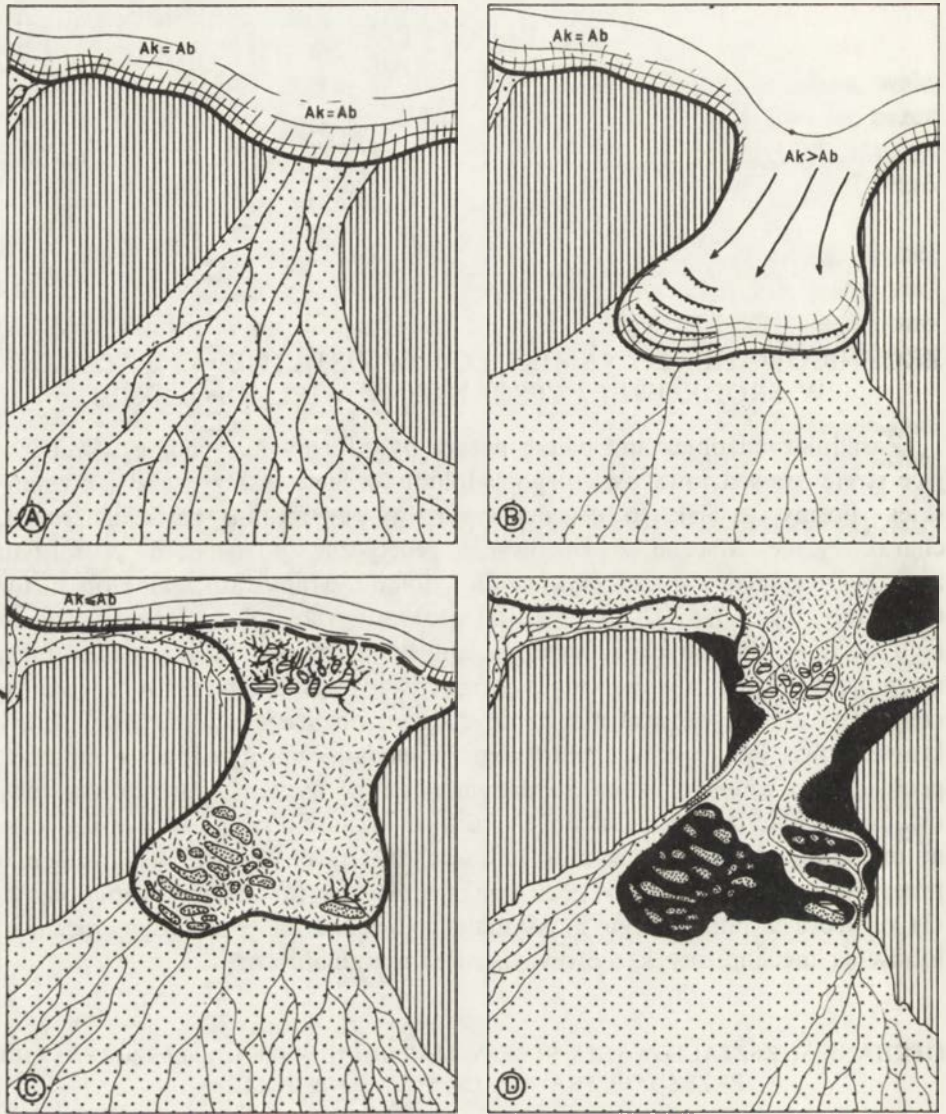
ZRÓŻNICOWANIE DYNAMIKI LOBÓW OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU W ŚRODKOWEJ CZĘŚCI NIZINY WIELKOPOLSKIEJ

Zasadniczymi obiektami badań autora były formy marginalne wyznaczające strefę krawędziową ostatniego łądolodu w fazie leszczyńskiej i poznańskiej. Formy te, jak to przedstawiono w poprzednim rozdziale pracy, charakteryzuje znaczne zróżnicowanie genetyczne pozostające w ścisłym związku ze stanem dynamicznym czoła łądolodu. Mapy litofacjalne obszarów testowych (ryc. 9, 20, 26, 31, 43) pokazują, że obraz rozmieszczenia facji osadów glacialnych i fluwioglacjalnych na przedpolu i zapleczu form marginalnych jest również silnie zróżnicowany. Analiza rzeźby i osadów szeroko rozumianych stref marginalnych, tzn. obejmujących zarówno formy krawędziowe, jak i sytuację morfologiczno-geologiczną przedpola i zaplecza, prowadzi do wniosku, że na zbadanym obszarze można wyróżnić trzy loby ostatniego łądolodu o odmiennych cechach dynamicznych. Dynamikę lobu autor rozumie jako bilans mas lodowych w trzech fazach: (1) osiągnięcia przez lob łądolodu linii zasięgu maksymalnego, (2) stacjonowania czoła, (3) odwrotu z linii zasięgu maksymalnego. Pochodną stanu dynamicznego lobów są mechanizmy kształtowania stref marginalnych.

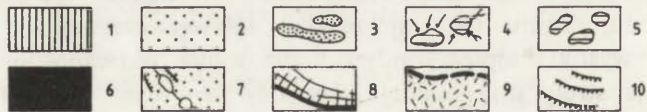
MECHANIZM KSZTAŁTOWANIA STREFY MARGINALNEJ FAZY LESZCZYŃSKIEJ PRZEZ LOB TRANSGRESYWNY (LOB LESZNA)

Osady i formy marginalne rozpoznane na północ od Leszna pozwalają wnioskować, że za ich ukształtowanie odpowiedzialny był gwałtowny awans czoła łądolodu. Awans ten doprowadził do wytworzenia lobu, który ze względu na wysoki stopień zindywidualizowania nazwano lobem Leszna. Kształtowanie strefy marginalnej lobu Leszna można podzielić na kilka faz, z których pierwsza poprzedza wyodrębnienie się lobu z czoła łądolodu (ryc. 53).

1. Dojście i stabilizacja czoła łądolodu fazy leszczyńskiej na linii równoleżnika Osiecznej (ryc. 53A). Fazę tę cechował stan długotrwałej równowagi dynamicznej czoła łądolodu. Świadczą o tym znaczne rozmiary i miąższość sandru leszczyńskiego. Sandr ma w północnym swoim fragmencie związek z rynną glacialną i jest włożony w rozcięcie wysoczyzn wieku środkowopolskiego. Struktury szczelin mrozowych znalezione na różnych poziomach serii fluwio-



0 1 2 3 4 5km



Ryc. 53. Etapy kształtowania strefy marginalnej fazy leszczyńskiej na północ od Leszna
 1 – wysoczyzny morenowe wieku środkowopolskiego, 2 – piaski i żwiry fluwioglacjalne serii sandrowej, 3 – waly moren pchniętych, 4 – akumulacja w jeziorach glacialnych, 5 – stoliwa kęmove, 6 – osady ablacyjne, 7 – przełomy, 8 – żywe czoło lądolodu, 9 – martwy lód, 10 – strefy kompresji na czołe lądolodu

Stages of formation of the Leszno Phase marginal zone to the north of Leszno

1 – morainic plateaux due to the Middle-Polish glaciation, 2 – fluvioglacial sands and gravels of outwash series, 3 – push moraines, 4 – accumulation in glacial lakes, 5 – kames, 6 – ablation sediments, 7 – gaps, 8 – active ice-sheet front, 9 – dead ice, 10 – compression zones at the ice sheet front

glacialnej (Kasprzak 1985a, b) wskazują na obecność wieloletniej zmarzliny w czasie akumulacji sandru.

2. Gwałtowna transgresja w postaci lodowca wypustowego, który spiętrzył osady sandrowe i utworzył u wylotu rynny wały moren pchniętych (ryc. 53B). Wysokość kompleksu wałów zaburzonych glacitektonicznie pozwala przypuszczać, że lob miał miąższość przynajmniej 50–60 m. Mógł więc wylać się na otaczające rynnę glacialną wysoczyzny i tam również pozostawić swoje ślady. Główna masa transgredującego lobu miała kierunek ruchu równoległy do osi rynny glacialnej. Wskazuje na to orientacja wałów moren pchniętych, kierunek największego nacisku odtworzony na podstawie analizy strukturalnej deformacji glacitektonicznych wału moreny pchniętej i zbocza rynny glacialnej oraz orientacja dłuższych osi klastów w glinach bazalnych typu *lodgement* pozostawionych przez lob Leszna.

3. Utrata mobilności i przejście całego lobu w stan stagnacji (ryc. 53C) i powolnego zaniku. W okresie tym zakumulowane zostały osady terasy kemowej przylegającej do wału moreny pchniętej. Prawdopodobnie w tym samym czasie akumulowane były kemy przegradzające rynnę koło Osiecznej. Akumulacja tych form mogła odbywać się na kontakcie martwego lodu po lobie Leszna i aktywnego jeszcze lodu zasadniczej masy lądolodu.

4. Dalsze cienienie i wytapianie lodu martwego w rynnie (ryc. 53D). W fazie tej wyodrębnione zostały osady ablacyjne strefy krawędziowej lobu i terenów przylegających do rynny glacialnej. Dalsza ablacja lodu martwego doprowadziła do zakumulowania przemytych osadów ablacyjnych w najniższych częściach strefy marginalnej.

Przedstawiony schemat rozwoju rzeźby strefy marginalnej na północ od Leszna ma jeszcze wiele luk, których nie zdołano wypełnić za pomocą przeprowadzonych badań. Trudno np. zdecydować czy północny fragment sandru stanowił pierwotnie rynnę glacialną, jak to zaproponowano na rycinie 53, czy może był doliną sandrową. Najprawdopodobniej wszelkie ślady dowodzące słuszności jednej lub drugiej koncepcji zostały zniszczone w wyniku awansu języka lodowca wypustowego. Autor nie ma również pewności czy wszystkie wały marginalne mają charakter spiętrzeń glacitektonicznych. Niemniej, podobieństwo morfologiczne mogące wskazywać na podobną genezę jest uderzające.

Niezależnie od przedstawionych wątpliwości, istnieje wiele przesłanek pozwalających wnosić, że opisany awans języka lodowca wypustowego miał cechy pozwalające zaliczyć lob Leszna do grupy lodowców określanych mianem „surge” (por. Paterson 1981).

Najważniejszą cechą lodowców typu surge, co do której istnieje pełna zgodność poglądów, jest ich wyraźnie większa prędkość w porównaniu z prędkościami przemieszczania się pozostałych lodowców nazywanych często normalnymi (Rutter 1969; Eyles, Menzies 1983). W. B. Paterson (1981) określa szybkość lodowców surge na 100 i więcej razy większą niż lodowców o normalnym bilansie mas lodowych. Liczba zbadanych, najczęściej

za pomocą zdjęć lotniczych, lodowców surge jest znaczna. W samej tylko Ameryce Północnej udokumentowano 204 lodowce tego typu (Meier, Post 1969). Jeżeli jednak uwzględnić, że liczba lodowców na tym kontynencie wynosi kilka tysięcy, to przyznawanie lodowcom typu surge charakteru zjawiska wyjątkowego jest w pełni uzasadnione.

Podjęto już próby udowodnienia na obszarach zlodowaceń plejstocenijskich obecności łobów łańdolodu o cechach zbliżonych do lodowców surge, np. H. E. Wright (1980) widzi analogię między lodowcem Klutlan (interior Alaski) a kompleksem marginalnym pochodzenia supraglacjalnego w Minnesocie (USA). Podobnie postąpili L. Clayton i S. R. Moran (1974), przyrównując strefę marginalną ostatniego łańdolodu na terenie stanu Dakota (USA) do obecnie kształtowanych stref marginalnych lodowców typu surge na Alasce. Trudno ocenić poprawność proponowanych analogii, szczególnie że dotyczą stref marginalnych plejstocenijskich w znacznie większej skali niż rozpatrywany przez autora łob Leszna. Wydaje się jednak, że szukanie bardzo konkretnych analogów plejstocenijskich stref marginalnych wśród jednostkowo traktowanych lodowców surge może być zawodne. Główną przeszkodą jest zbyt małe rozpoznanie prawidłowości kształtowania stref marginalnych przez lodowce surge. Są oczywiście w literaturze opisy stref marginalnych lodowców tego typu (np. Løken 1969; Post 1966; Harrison 1964; Driscoll 1979; Wellman 1982), ale nie oznacza to wcale, że wykryte zostały ogólne prawidłowości rządzące ich powstawaniem, które byłyby możliwe do przeniesienia na warunki plejstocenijskie. Przykładem może tutaj być próba sformułowania poglądu na temat różnic w wykształceniu strefy marginalnej lodowca surge i normalnego przedstawiona przez N. W. Ruttera (1969). Autor ten stwierdził na podstawie badań dwóch sąsiadujących ze sobą lodowców Jukonu (lodowiec Bighorn – surge i lodowiec Grizzly – normalny), że lodowce typu surge w znacznie mniejszym stopniu niż lodowce normalne, są zdolne tworzyć strefy marginalne z trzonami lodowymi. Natomiast L. Clayton i S. R. Moran (1974), powołując się na obserwacje lodowców surge na Alasce, uzasadniają obecność moren z trzonami lodowymi w okresie kształtowania przez łob typu surge plejstocenijskich form marginalnych w Dakocie (USA).

Przedstawione rozbieżności spowodowały, że autor oparł swoje wnioski dotyczące możliwości istnienia w czasie ostatniego zlodowacenia łobu typu surge na północ od Leszna na tych zaobserwowanych prawidłowościach mechanizmu surge, które są obecnie uzgodnione i najmniej kontrowersyjne. Prawidłowości takie podaje M. F. Meier (1969), opierając się na wynikach seminarium na temat mechanizmu kształtowania lodowców typu surge. Można je ująć następująco:

- istnieje wiele różnych typów lodowców surge, ale nie stwierdzono wśród nich lodowca o zimnym, tzn. przymarzniętym do podłoża spągu,
- lodowce typu surge nie wykazują bezpośredniego związku z klimatem, przyczyny ich szybkiego ruchu zatem mają charakter lokalny,

– większość, jeżeli nie wszystkie, awansują cyklicznie, tzn. proces surge zachodzi wielokrotnie,

– wśród bezpośrednich przyczyn nagłego awansu czoła lodowca należy wymienić na pierwszym miejscu zmianę szorstkości podłoża, którą mogą wywołać zmiany hydrologiczne na kontakcie lód/podłoże.

Biorąc pod uwagę przedstawione prawidłowości mechanizmu surge lodowców współczesnych oraz wnioski wynikające z analizy osadów i form strefy marginalnej fazy leszczyńskiej na północ od Leszna, można wyróżnić wiele przesłanek uzasadniających zaliczenie lobu Leszna do typu surge. Za takie autor uznaje:

1) Dogodne warunki topograficzne do wystąpienia nagłego awansu czoła lądolodu. Osady i formy lobu Leszna występują w nawiązaniu do głęboko wciętej rynny glacialnej lub doliny sandrowej, która stwarzała dobre możliwości rozładowywania napięć wytwarzanych we wnętrzu lądolodu leszczyńskiego na drodze wypustu lodu.

2) Lob Leszna zajmuje pozycję wyjątkową w strefie marginalnej ostatniego lądolodu fazy leszczyńskiej, tzn. stanowi wyraźne wybrzuszenie w jej przebiegu.

3) Formy strefy marginalnej należą głównie do kategorii moren pchniętych, związanych z szybkim ruchem postępowym czoła lobu.

4) Piaszczysto-żwirowy charakter pokryw ablacyjnych oraz ich niewielka miąższość mogą wskazywać na: a) krótkotrwałość procesu rozwoju strefy marginalnej, b) niewielką zawartość materiału morenowego w lodzie. Kwestia ujęta w tym punkcie może budzić pewne wątpliwości. C. M. Clapperton (1975) twierdzi, że miąższość osadów supraglacialnych lodowców subpolarnych i umiarkowanych typu surge jest duża, gdyż wzrost liczby cykli regelacyjnych w spągu powoduje bardziej efektywną inkorporację materiału z podłoża. Zdaniem autora stwierdzenie C. M. Clappertona nie musi być prawidłowością ogólną. Duże prędkości przemieszczania się mas lodowych lodowców surge mogą sprzyjać inkorporacji osadów podłoża, ale nie powinny tworzyć dogodnych warunków do transportu tego materiału do strefy supraglacialnej. Warunki takie mogą występować na czole lodowca w strefie kompresji i wynoszenia materiału morenowego wzdłuż płaszczyzn ślizgu ku górze. Trudno jednak odnieść je do całego lobu surge. Dlatego też, wiarygodny wydaje się jeden z wniosków N. W. Ruttera (1969), który porównując lodowce normalne z lodowcami typu surge, wyróżnia jako jedno z kryteriów niewielką ilość materiału supraglacialnego pozostawianego przez te ostatnie.

5) Gliny typu *lodgement* oraz mikrołuski, które znaleziono pod glinami dowodzą zmiennego reżimu termicznego w stopie lobu Leszna. Gliny bazalne typu *lodgement* wskazują na ciepły spąg lobu (Boulton, Paul 1976), natomiast charakter deformacji może dowodzić okresowego przymarzania lodu do podłoża.

6) Osady sandrowe, po których transgredował lob, mogły poprzez

okresowe nawodnienie redukować tarcie na kontakcie podłoże/lód i ułatwić ruch lodu.

Podsumowując rozważania dotyczące lobu Leszna należy jeszcze zaznaczyć, że żadna z wymienionych przesłanek traktowana samodzielnie nie dowodzi obecności lobów typu surge w plejstocenijskich strefach marginalnych. Dopiero łączne potraktowanie wielu kryteriów umożliwi zaliczenie rozpatrywanego lobu do typu surge.

MECHANIZM KSZTAŁTOWANIA STREFY MARGINALNEJ FAZY POZNAŃSKIEJ PRZEZ LOB STACJONARNY (LOB CERADZA KOŚCIELNEGO) I LOB RECESYJNY (LOB KOSZANOWA-PODRZEWIA)

W wyniku przeprowadzonych badań uzyskano dane dotyczące kierunku ruchu lodu w czołowych partiach lądolodu fazy poznańskiej. Dane te pochodzą z trzech źródeł:

1) z analizy orientacji dłuższych osi klastów w glinie typu *lodgement* na zapleczu stożka marginalnego koło Ceradza Kościelnego (Kasprzak, Kozarski 1984);

2) z orientacji dłuższych osi klastów w glinie typu *melt-out*, znalezionej na zapleczu wału bytyńskiego;

3) z analizy osi nacisku największego w drobnoskalowych deformacjach glacitektonicznych w: a) proksymalnej części wału interlobowego, b) allochtonicznych glinach spływowych zewnętrznego ciągu marginalnego koło Podrzewia.

Zestawienie informacji o kierunku ruchu lodu z ogólnym przebiegiem form krawędziowych ostatniego lądolodu w fazie poznańskiej (ryc. 54) nasuwa przypuszczenie, że rozpatrywany fragment strefy marginalnej kształtowały dwa strumienie lodu. Lód w strumieniu wschodnim poruszał się ogólnie rzecz biorąc z kierunku północnego z odchyleniem na wschód, natomiast lód strumienia zachodniego z kierunku północnego z odchyleniem na zachód.

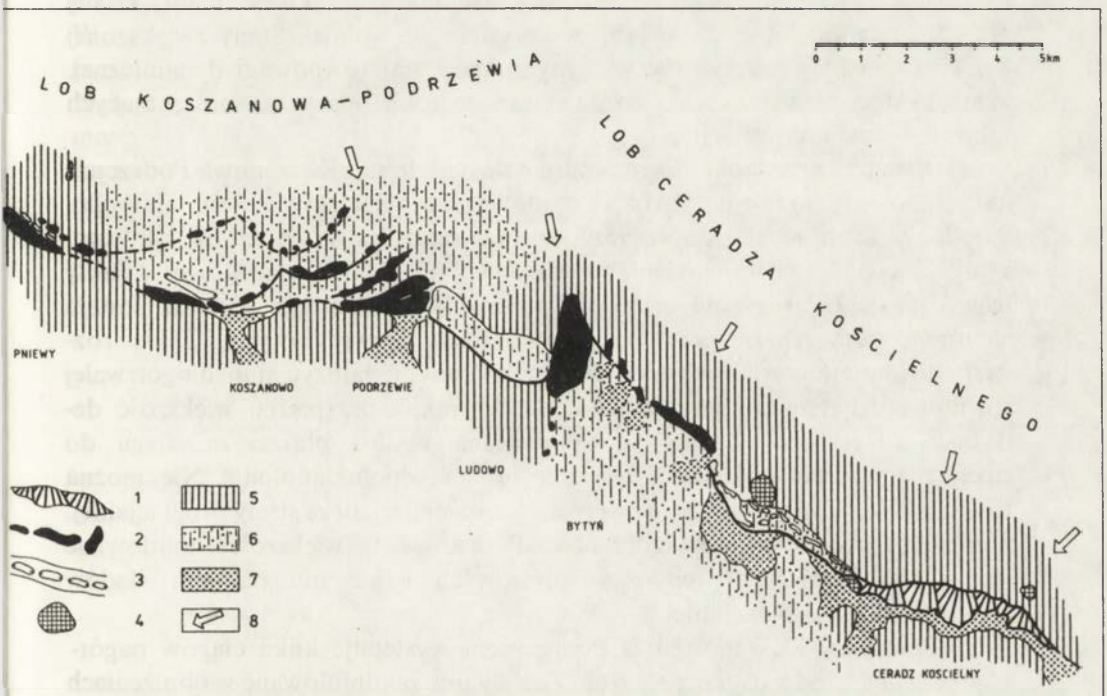
Indywidualne cechy obydwu lobów są najbardziej wyraziste wtedy, jeżeli porównamy obszary testowe Ceradz Kościelny i Koszanowo-Podrzewie. Spowodowało to, że na potrzeby niniejszej pracy wyróżniono we wschodnim fragmencie fazy poznańskiej lob Ceradza Kościelnego, a w zachodnim lob Koszanowa-Podrzewia (ryc. 54).

Na podstawie zebranych do tej pory informacji geologicznych niewiele wiadomo o okresie osiągnięcia przez obydwie loby linii fazy poznańskiej. Można jedynie przypuszczać, że loby te osiągnęły zasięg obecnie wyznaczany przez formy marginalne w wyniku wielkoskalowej recesji lądolodu ostatniego zlodowacenia z linii fazy leszczyńskiej (Kozarski 1981a). Można natomiast, na podstawie porównania wyników analizy facjalnej osadów marginalnych w obrębie obydwóch lobów, wypowiedzieć się na temat postoi i sposobu recesji lobów.

Lob Ceradza Kościelnego charakteryzował dłuższy okres równowagi dynamicznej, po którym nastąpiła szybka recesja, najprawdopodobniej przez zanik mobilności lodu przynajmniej na głębokość 10–15 km. Przesłanki wskazujące na taką interpretację dynamiki lobu zestawiono w punktach:

1) Stożek marginalny koło Ceradza Kościelnego i wał marginalny koło Bytnia zostały zakumulowane w warunkach dłuższej równowagi dynamicznej. O takim stanie dynamicznym lobu Ceradza Kościelnego świadczą również duże ilości osadów fluwioglacjalnych na przedpolu (w porównaniu z przedpolem lobu Koszanowa-Podrzewia).

2) Na zapleczu obydwu form pokrywa ablacyjna jest cienka. Koło Ceradza Kościelnego gliny bazalne dochodzą do samej powierzchni. Na zapleczu wału marginalnego parautochtoniczne gliny spanywowe i piaszczysto-żwirowe osady ablacyjne mają większą miąższość (ok. 5 m), ale tego typu



Ryc. 54. Zestawienie osadów i form marginalnych strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia na odcinku Ceradz Kościelny-Pniewy

1 – stożek marginalny, 2 – wały marginalne, 3 – ciąg wydłużonych zagłębień wytopiskowych po wałach lodowo-morenowych, 4 – kemy, 5 – cienka powłoka osadów ablacyjnych na glinach bazalnych, 6 – pokrywa ablacyjna o dużej miąższości, składająca się z przewadze z piasków i żwirów ablacyjnych, 7 – piaski i żwiry fluwioglacjalne serii sandrowej, 8 – kierunki ruchu lodu w dolnych partiach lądolodu

Listing of marginal deposits and forms in the marginal zone belonging to the Poznań Phase of the last glaciation along the Ceradz Kościelny-Pniewy line

1 – marginal cone, 2 – marginal ridges, 3 – elongated melt-out hollows train left behind by ice-morainic ridges, 4 – kames, 5 – thin mantle of ablation sediments over basal tills, 6 – very thick ablation cover consisting largely of ablation sands and gravels, 7 – fluvioglacial sands and gravels of outwash series, 8 – ice movement directions in lower ice sheet parts

osady, np. koło Ludowa w lobie Koszanowa-Podrzewia, dochodzą do 15 m miąższości.

3) Pomiędzy Ceradzem Kościelnym a Bytyniem wyraźnie zaznaczony jest w rzeźbie tylko jeden ciąg wydłużonych wytopisk po trzonach lodowych wału lodowo-morenowego. Sytuacja taka pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków dotyczących dynamiki czoła lądolodu: a) w okresie stacjonarnym czoła lądolodu doszło do wyodrębnienia wału lodowo-morenowego (w wyniku akumulacji fluwioglacjalnej lub gliniastej na czole); b) kolejny wał lodowo-morenowy nie zdążył się wyodrębnić ze względu na przyspieszenie tempa recesji czoła i akumulacji na nim niewystarczającej pokrywy do spowolnienia procesów ablacji lodu. Z tych samych powodów nie było warunków do akumulacji fluwiolimniglacjalnej między wałem lodowo-morenowym a czołem lądolodu.

W porównaniu z lobem Ceradza Kościelnego, lob Koszanowa-Podrzewia był bardziej dynamiczny. Po okresie stacjonarnym, który trwał krócej niż w pierwszym lobie, czoło lobu wycofywało się wolniej. Stany zwiększonej ablacji czoła były przerywane wyraźnymi okresami równowagi dynamicznej. Wnioski dotyczące dynamiki rozpatrywanego lobu oparto na następujących faktach i ich interpretacji:

1) Rzeźba przedpola form marginalnych lobu Koszanowa-Podrzewia jest słabo urozmaicona. Udział osadów fluwioglacjalnych jest niewielki. Przedpole form marginalnych leży ogólnie rzecz biorąc niżej od zaplecza, które jest nadbudowane osadami ablacyjnymi i fluwioglacjalnymi. Fakty te wskazują, że większość materiału mineralnego zawartego w lobie została zakumulowana na zapleczu i w strefie form krawędziowych. Takie rozdysponowanie materiału byłoby niemożliwe, gdyby założyć stan długotrwałej równowagi dynamicznej czoła lądolodu. W takim przypadku większość detrytus mineralnego byłaby transportowana wzdłuż płaszczyzn ślizgu do strefy marginalnej i składana na czole lub przedpolu lądolodu. Nie można również założyć znacniejszego odprowadzania materiału ze strefy proglacjalnej, ponieważ przedpole lobu Koszanowa-Podrzewia w większości zbudowane jest z parautochtonicznych glin spływowych i nie ma na nim śladów większej erozji proglacjalnej.

2) Pomiędzy Koszanowem a Podrzewiem występuje kilka ciągów pagórków po wałach lodowo-morenowych. Zostały one zakumulowane w obniżeniach między wałami lodowo-morenowymi. Biorąc pod uwagę genezę pagórków i proponowany model sukcesywnego ich powstawania w zagłębieniach międzywałowych można przypuszczać, że: a) wycofywanie się lobu miało charakter powolnej recesji frontalnej z zachowaniem żywego czoła lądolodu, ponieważ tylko w takich warunkach dochodzi do wyodrębniania się równoległych do czła lądolodu wałów lodowo-morenowych, b) recesja musiała zachodzić wolno, gdyż nie tylko wyodrębniane były wały lodowo-morenowe, ale również wypełniane osadami fluwiolimniglacjalnymi zagłębienia pomiędzy nimi.

3) Deformacje glacictektoniczne znaleziono tylko w obrębie lobu Ko-

szanowa-Podrzewia (proksymalna część wału interlobowego, allochtoniczne gliny spływowe w zewnętrznym ciągu marginalnym koło Podrzewia) wskazują, że lob ten mógł w trakcie recesji okresowo nabrzmiwać i deformować osady. Niewielkie zaburzenia podobne do znalezionych w lobie Koszanowa-Podrzewia są właściwe współczesnym lodowcom, które w trakcie recesji wykonują niewielkie ruchy do przodu, np. związane z tzw. awansem zimowym (Rogerson, Batterson 1982).

4) Jeżeli uznać, że proponowana przez autora metoda określania minimalnej wysokości plejstocenijskich wałów lodowo-morenowych daje wystarczająco realistyczne wyniki, to na podstawie przedstawionych wyliczeń można przypuszczać, że lob Koszanowa-Podrzewia miał znacznie większą miąższość w partiach czołowych niż lob Ceradza Kościelnego.

Podsumowując dyskusję nad dynamiką lobów, które ukształtowały strefę marginalną fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia, należy z naciskiem podkreślić, że przedstawiono tylko ogólne zaobserwowane prawidłowości. W obrębie obydwu lobów można dostrzec zróżnicowanie niższego rzędu, przejawiające się w odmienności form krawędziowych sąsiadujących ze sobą. Należy również pamiętać, że na opisane prawidłowości kształtowania strefy marginalnej, a wynikające z dynamiki czoła lądolodu, nakładają się liczne czynniki lokalne, jak np. zawartość materiału mineralnego w lodzie, rodzaj organizacji strumieni supraglacialnych, czy rzeźba podłoża. Zdaniem autora wszystkie te czynniki miały w badanym fragmencie strefy marginalnej charakter drugorzędny.

DYSKUSJA I WNIOSKI

Na podstawie przedstawionych w pracy wyników badań nad osadami i formami marginalnymi faz leszczyńskiej oraz poznańskiej ostatniego zlodowacenia można sformułować kilka wniosków ogólnych oraz szczegółowych dotyczących morfogenezy zbadanych obszarów oraz włączyć się do szeroko obecnie prowadzonej dyskusji nad modelem sedymentacji glacialnej.

1. Kompleksowa analiza osadów i form marginalnych wykazała, że żaden z modeli, za pomocą których tłumaczono dotychczas genezę form marginalnych na rozpatrywanych w pracy fragmentach Niziny Wielkopolskiej nie może być uznany za wystarczająco realistyczny. W obrębie zbadanych obszarów testowych nie stwierdzono bowiem form marginalnych kształtowanych wyłącznie przy obecności martwego lodu lub jedynie przez spiętrzącą działalność czoła lądolodu czy też akumulację materiału morenowego.

2. Formy marginalne fazy leszczyńskiej na północ od Leszna zostały ukształtowane przez procesy glacitektoniczne w wysokoenergetycznym środowisku transgredującego lądolodu. Transgresja ta choć miała charakter lokalny i przybrała postać języka lodowca wypustowego dowodzi, że lądolód w fazie leszczyńskiej był dostatecznie zasobny w lód, by mogło dochodzić w jego obrębie do naprężeń. Wiadomo, że tylko w takich warunkach w wyniku kumulowania i rozładowywania naprężeń wewnętrznych lądolodu może dojść do lokalnego wypustu lodu typu „surge”. Nie można wobec tego nadal utrzymywać ogólnej koncepcji lądolodu fazy leszczyńskiej, który „ostatnim tchem” jak pisał B. Krygowski (1961), osiągnął linię zasięgu maksymalnego, ponieważ jego recesja została poprzedzona stanem równowagi dynamicznej, w trakcie której wystąpiła lokalna transgresja. W świetle przedstawionych wyników badań bliższe rzeczywistości są poglądy badaczy niemieckich (Behr, Tietze 1913), którzy dość wcześnie dostrzegli transgresywny charakter form marginalnych położonych na północ od Leszna.

3. Formy marginalne fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia na zbadanym odcinku przebiegającym pomiędzy Ceradzem Kościelnym a Pniewami powstawały w dolnych partiach czoła żywego lądolodu oraz bezpośrednio przed nim. Lądolód ten znajdował się w stanie równowagi dynamicznej, a później w fazie powolnej recesji. Pozwala o tym wnioskować wykrycie zespołów form po wałach lodowo-morenowych. Odstępowanie lądolodu na drodze wyodrębniania się i później zaniku wałów lodowo-morenowych

wskazuje na recesję frontálną żywego łądolodu, do którego czoła material morenowy był aktywnie transportowany w płaszczyznach łąlizgu.

Większość rozpoznanych form marginalnych fazy poznańskiej wykazuje obecność trzonów lodowych tylko po stronie północnej, a więc od strony czoła łądolodu. Nie można w związku z tym zaliczyć ich do form szczelinowych kształtowanych w obrębie martwego lub pasywnego lodu (Bartkowski 1967; Stankowski 1968). Niewielkie stożki sandrowe biorące początek w strefie form marginalnych pozwalają przypuszczać, że przedpole łądolodu w fazie poznańskiej było wolne od lodu martwego lub też, że łąd ten tworzył na przedpolu jedynie pokrywy niewielkiej miąższości.

4. Odrębnego potraktowania wymagają ciągi pagórków po wałach lodowo-morenowych. Jak wynika z przedstawionego w pracy materiału dokumentacyjnego, budowa geologiczna ciągów pagórków opisanych z obszaru testowego Koszanowo-Podrzewie niewiele odbiega od budowy wewnętrznej form kemowych, których liczne opisy można znaleźć m.in. w pracach W. Niewiarowskiego (1963), T. Bartkowskiego (1967, 1968), czy też A. Karczewskiego (1971). Wykonane badania dowiodły, że podstawową cechą wyróżniającą formy powstające w wyniku wypełniania zagłębień między wałami lodowo-morenowymi jest ich ukierunkowanie zgodne z przebiegiem krawędzi żywego łądolodu. Dlatego też, pomimo podobieństwa budowy wewnętrznej nie można zaliczyć ciągów pagórków po wałach lodowo-morenowych do kemów, które są zdaniem wymienionych autorów klasycznymi wyznacznikami arealnego zamierania łądolodu. łądolód, który utracił zdolność do ruchu nie ma w partiach brzeżnych warunków do uporządkowanego wyizolowania wałów lodowo-morenowych, ponieważ nie można oczekiwać w przypadku lodu martwego aktywnego wydobywania się materiału morenowego z płaszczyzn łąlizgu, co jak wiadomo warunkuje proces wyodrębniania się wałów lodowo-morenowych (Boulton 1967; Kozarski, Szuprzyckiński 1973).

Istnieją w literaturze opisy kemów znajdujących w ciągach moren czołowych i naśladowujących swoim rozmieszczeniem zarys czoła łądolodu (por. Charlesworth 1957; Niewiarowski 1963). W świetle wyników zaprezentowanej pracy można przypuszczać, że ta kategoria kemów, określana niekiedy morenami martwego lodu (lit. por. Bartkowski 1968; Niewiarowski 1963), może mieć zbliżoną genezę do form wiążących się z obecnością plejstocenijskich wałów lodowo-morenowych.

5. Zebrany w trakcie badań terenowych materiał obserwacyjny pozwolił sformułować wnioski dotyczące udziału lodu martwego i aktywnego w formowaniu zbadanych fragmentów stref marginalnych. Obecnie można na tej podstawie ustosunkować się do teorii T. Bartkowskiego (1967), arealnego zamierania ostatniego łądolodu w Wielkopolsce i koncepcji kemów jako form diagnostycznych dla deglacjacji arealnej.

Obecnie szeroko akceptowanym modelem termiki łądolodów plejstocenijskich jest model pochodzący od J. Weertmana (1961), a rozwinięty przez

G. S. Boultona (1972b) ze strefą lodu zimnego w partii czołowej i strefą lodu o temperaturze spągu w pobliżu 0°C w pewnym oddaleniu od krawędzi. Już wcześniej (Kasprzak, Kozarski 1984) wyrażono pogląd o możliwości zaadaptowania tego modelu dla ostatniego lądolodu na Nizinie Wielkopolskiej. Podstawą takiego wniosku jest obecność syngenetycznych szczelin mrozowych na przedpolu form marginalnych fazy leszczyńskiej (Kasprzak 1985a, b), fazy poznańskiej (Kasprzak, Kozarski 1984) oraz na zapleczu tej ostatniej w osadach stożka sandrowego koło Zajączkowa, młodszego od form marginalnych fazy poznańskiej (Kasprzak, Kozarski 1985). Znaleźiska syngenetycznych szczelin mrozowych ze względu na swoją pozycję dowodzą agradacji wieloletniej zmarzliny w trakcie wycofywania się ostatniego lądolodu z linii zasięgu maksymalnego.

Drugim elementem modelu lądolodu plejstocenijskiego wiążącym się z pierwszym, a który należy przyjąć w świetle współczesnej wiedzy glacialogicznej, jest transport materiału mineralnego z pozycji subglacialnej do pozycji supraglacialnej w strefach kompresji, które występują przede wszystkim w czołowych partiach lądolodu (Weertman 1961; Boulton 1972b; Paterson 1981). Tak rozumiany model lądolodu pozwala przewidywać pewne ogólne prawidłowości depozycji glacialnej. Rozpatrując to zagadnienie w kategoriach efektywności depozycyjnej, jak to postuluje S. Kozarski (w druku, b), należy spodziewać się, że największa efektywność depozycji supraglacialnej wystąpi w tych częściach stref marginalnych lądolodu, w których zachodziła długotrwała kompresja. Kompresja wywołana obecnością klina lodu zimnego w partiach czołowych lądolodu umożliwi odchylenie ku górze płaszczyzn ślizgowych i transport materiału morenowego do strefy supraglacialnej. Natomiast w warunkach tensyjnego płynięcia lodu dominować powinna depozycja subglacialna.

Odnosząc przedstawiony model sedymentacji glacialnej do obszarów badań autora można stwierdzić, że obszar testowy Koszanowo-Podrzewie jest przykładem wydajnej depozycji supraglacialnej i to nie tylko w fazie postępu czoła lądolodu, w stanie równowagi dynamicznej, ale również w fazie powolnej recesji. Natomiast obszar testowy Ceradz Kościelny prezentuje wysoką efektywność depozycji supraglacialnej w stanie równowagi dynamicznej czoła lądolodu, ale minimalną w fazie recesji, o czym świadczy nikła pokrywa ablacyjna na zapleczu stożka marginalnego. Pozostałe obszary testowe zajmują pozycje pośrednie.

Należy również rozważyć efektywność depozycyjną zachodzącą w warunkach postulowanego przez T. Bartkowskiego (1967) regionalnego zamierania większych fragmentów lądolodu. W takim przypadku najmniejszą rolę odkrywa depozycja supraglacialna, ponieważ w martwym lub pasywnym lodzie zupełnie brak warunków do transportu materiału morenowego ze strefy subglacialnej do supraglacialnej. Należy w związku z tym przypuszczać, że główna masa materiału mineralnego będzie akumulowana subglacialnie i to w postaci glin typu *melt-out*, wytapiających się z lodu martwego. W przy-

padku regionalnej stagnacji lądolodu nie istnieją zatem warunki sprzyjające powstawaniu form kemowych, dla których głównym źródłem materiału jest morena supraglacialna. Ponadto ilość materiału morenowego wytapianego z lodu martwego jest o wiele mniejsza niż w przypadku lodu żywego, gdzie czynniki czasu i szybkości lodu zwiększają objętość wytapianego materiału z płaszczyn ślizgu.

Konkludując można stwierdzić, że o deglacjacji arealnej świadczy nie obecność form kemowych, lecz brak osadów supraglacialnych. Taki przypadek występuje na zapleczu lobu Ceradza Kościelnego. Natomiast obecność piasków, żwirów i glin supraglacialnych w dużym nagromadzeniu w lobie Koszanowa-Podrzewia dowodzi aktywności lądolodu również w fazie recesji. W proponowanym ujęciu modelu sedimentacji glacialnej należy więc kemy nie tylko wykreślić z rejestru form diagnostycznych deglacjacji arealnej, lecz zaliczyć je do wyznaczników deglacjacji frontalnej, szczególnie jeżeli stowarzyszone są z nimi inne formy marginalne.

LITERATURA

- Åmark A., 1986a, *Glacial tectonics and deposition of stratified drift during formation of tills beneath an active glacier – examples from Skåne, southern Sweden*, Boreas, 15, s. 155–177.
- 1986b, *Glaciotectonics and till or tillite genesis: example from Pleistocene glacial drift in Central Sweden*, Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 51, s. 389–395.
- Anderson D. M., Morgenstern N. R., 1973, *Physics, chemistry, and mechanics of frozen ground: a review*, Permafrost Second International Conf., North America, Washington, s. 257–288.
- Andrews J. T., 1982, *On the reconstruction of Pleistocene ice sheets: a review*, 1, s. 1–30.
- 1983, *The Laurentide Ice Sheet: evidence from the Eastern Canadian Arctic on its geometry, dynamics and history*, Geogr. Pap., Dept. Geogr., Univ. Reading, 86, s. 1–61.
- Andrews J. T., Mahaffy M. A., 1976, *Growth rates of the Laurentide Ice Sheet and sea level lowering (with emphasis on the 115000 BP sea level low)*, Quatern. Res., 6, s. 167–183.
- Andrews J. T., Smithson B. B., 1966, *Till fabric of the cross-valley moraines of north-central Baffin Island*, North West Territories, Canada, Bull. Geol. Soc. Am., 77, s. 271–290.
- Assmann P., Dammer B., 1916, *Geologische Karte von Preussen und benachbarten Bundesstaaten*, Blatt Gr. Gay, 1:25 000, Kgl. Preuss. Geol. Landesanst.
- Augustowski B., 1956, *Spostrzeżenia ze strefy kontaktowej zlodowacenia bałtyckiego i środkowopolskiego w okolicy Wschowy*, Badan. Fizjogr. Pol. Zach., 3.
- 1958, *Uwagi o odwodnieniu stadiu brandenburskiego między Leszmem a Nową Solą (Sum.: Some observations on the drainage of the Brandenburg Stage on the area between Leszno and Nowa Sól)*, Zesz. Geogr. WSP. Gdańsk, 1, s. 173–177.
- 1961, *Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzańskiego (Res.: Traits généraux de la geomorphologie de la partie occidentale de l'interfleuve Odra-Obra)*, Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Wydział Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 3, s. 1–84.
- Bartkowski T., 1962, *Próba kartograficznego ujęcia geomorfologii okolic Buka, Szamotuł i Skoków (Res.: Essai d'interprétation cartographique de la geomorphologie des environs de Buk, Szamotuły et Skoki en Grande Pologne)*, Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Wydział Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 3, s. 1–50.
- 1965, *O formach rozcięcia marginalnego i niektórych formach marginalnych na Nizinie Wielkopolskiej, cz. III (Res.: Formes de la dissection marginale et quelques autres formes de la zone marginale dans la Plaine de la Grande Pologne, III-me partie)*, Badan. Fizjogr. Pol. Zach., 15, s. 7–69.
- 1967, *O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (Res.: Sur les formes de la zone marginale dans la Plaine de la Grande Pologne)*, Pozn. Tow. Przyj. Nauk. Wydział Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 7, s. 1–260.
- 1968, *Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja (Res.: Les kames sur le territoire de la Plaine de Grande Pologne (Wielkopolska) et la deglaciation)*, Badan. Fizjogr. Pol. Zach., 21, s. 7–77.

- Bayrock L. A., 1967, *Catastrophic advance of the Steele Glacier*, Yukon, Canada. Boreal Inst. Univ. Alberta, Occ. Publ., 3, s. 1–35.
- Behr J., Tietze O., 1913, *Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Provinz Posen) zwischen Oder und russischer Grenze*, Jb. der Königl. Preuss. Geol. Landesanstalt, 32, s. 60–75.
- Berendt G., Keilhack K., Schröder M., Wahnschaffe F., 1898, *Neuere Forschungen auf dem Gebiet der Glacialgeologie in Norddeutschland, erläutert an einigen Beispielen*, III Aufschüttungsformen des Inlandeises. H. S. a/Endmoränen, J. Preuss. Geol. Landesanst., 18, s. 88–103.
- Boulton G. S., 1967, *The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sorbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen*, J. Glaciol., 6, s. 717–736.
- 1968, *Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers*, J. Glaciol., 7, s. 391–412.
- 1970a, *On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers*, J. Glaciol., 9, s. 213–229.
- 1970b, *On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers*, J. Glaciol., 9, s. 231–245.
- 1971, *Till genesis and fabric in Svalbard, Spitsbergen*. [w:] Goldthwait R. P. (red), *Till, a Symposium*, Ohio State Univ. Press, Columbus, s. 41–72.
- 1972a, *Modern arctic glaciers as depositional models for former ice sheets*, J. Geol. Soc. Lond., 128, s. 361–393.
- 1972b, *The role of thermal regime in glacial sedimentation*, Inst. Br. Geogr. Spec. Publ. 5, s. 1–19.
- 1975, *Processes and patterns of subglacial sedimentation: a theoretical approach*. [w:] Wright M. E., Moseley F. (red), *Ice Ages: Ancient and Modern*, s. 7–43, Seel House Press.
- 1976, *A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin*, Zesz. Nauk. UAM, Geografia, 12, s. 65–80.
- 1979, *A model of Weichselian glacier variation in the North Atlantic region*, Boreas, 8, s. 373–395.
- Boulton G. S., Dent D. L., Morris E. M., 1974, *Subglacial shearing and crushing, and the role of water pressures in tills from southeast Iceland*, Geogr. Ann., 56 A, s. 135–145.
- Boulton G. S., Jones A. S., Clayton K. M., Kennig M. J., 1977, *A British ice sheet model and patterns of glacial erosion and deposition in Britain*, [w:] Shotton F. W. (red.), *British Quaternary Stud.*, Clarendon Press, Oxford, s. 231–246.
- Boulton G. S., Paul M. A., 1976, *The influence of genetic processes on some geotechnical properties of glacial tills*, Q. J. Engng. Geol., 9, s. 159–194.
- Brodzikowski K., Cegła J., 1981, *Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments*, Rocznik Pol. Tow. Geol., 51, s. 63–82.
- Budd W. F., Smith I. N., 1981, *The growth and retreat of ice sheets in response to orbital radiation changes*, [w:] *Sea level, ice and climatic change* (Inter. Assoc. Hydrolog. Sci.), 131, s. 369–409.
- Charlesworth J. K., 1957, *The Quaternary Era*, 1, London.
- Clapperton C. M., 1975, *The debris content of surging glaciers in Svalbard and Iceland*, J. Glacial., 14, s. 395–406.
- Clayton L., Moran S. R., 1974, *A glacial process-form model*, [w:] Coates D. R. (red), *Glacial Geomorphology*, State Univ. N. Y., s. 89–120.
- Dammer B., 1917, *Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen*, Blatt Ottorowo, Berlin.
- Denton G. H., Hughes T. J., (red.), 1981, *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley, New York.
- Drake L. D., 1971, *Evidence for ablation and basal till in East-central New Hampshire*, [w:] Goldthwait R. P. (red.), *Till, a Symposium*, s. 73–91.

- 1972, *Mechanism of clast attrition in basal till*, Bull. Geol. Am., 83, s. 2159–2166.
- Dreimanis A., 1976, *Tills: their origin and properties*, [w:] Legget R. F. (red.), *Glacial till*, Spec. Publ., 12, s. 11–49.
- 1982, *Genetic classification of tills and criteria for their differentiation. Progress report on activities 1977–1982, and definitions of glacial terms*, [w:] Schlüchter C. (red.), *INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits. Report on Activities 1977–1982*, Zurich, ETH, s. 12–31.
- 1983a, *Penecontemporaneous partial disaggregation and/or resedimentation during the formation and deposition of subglacial till*, Acta Geol. Hisp., 18, s. 153–160.
- 1983b, *Quaternary glacial deposits: implications for the interpretation of Proterozoic glacial deposits*, Mem. Geol. Soc. Am., 161, s. 299–307.
- Dreimanis A., Lundqvist J., 1984, *What should be called till? – in Ten Years of Nordic Research*, Striae, 20, s. 5–10.
- Dreimanis A., Schlüchter C., 1985, *Field criteria for the recognition of till or tillite*, Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 51, 7–14.
- Driscoll F. C. Jr., 1979, *Wastage of the Klutlan ice-cored moraines*, Quatern. Res., 14, s. 31–49.
- Dyson J. L., 1952, *Ice ridged moraines and their relation to glaciers*, Am. J. Sci., 250, s. 204–211.
- Elson J. A., 1961, *The geology of tills*, [w:] Penner E., Butler J. (red.), Proc. 14th Can. Soil. Mechanics Conf., Techn. Memoir, 69, s. 5–36.
- Eyles N., 1979, *Facies of supraglacial sedimentation on Icelandic and Alpine temperate glaciers*, Can. J. Earth Sci., 16, s. 1341–1361.
- Eyles N., Menzies J., 1983, *The subglacial landsystem*, [w:] Eyles N. (red.), *Glacial Geology*, Pergamon Press, s. 19–70.
- Flint R. F., 1947, *Glacial geology and the Pleistocene Epoch*, John Wiley, New York.
- 1971, *Glacial and Quaternary Geology*, John Wiley and Sons, New York.
- Francis E. A., 1975, *Glacial sediments: a selective review*, [w:] Wright A. E., Moseley F. (red.), *Ice Ages: Ancient and Modern*, s. 43–68.
- Gillberg G., 1955, *Glacial erosion and till accumulation in the western marginal zone of the South-Swedish Highlands*, Geol. För. Stockh. Förh., 77, s. 481–524.
- Goldtwait R. P., 1951, *Development of end moraines in east-central Baffin Island*, J. Geol., 59, s. 567–577.
- Gripp K., 1929, *Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-expedition 1927*, Naturwissenschaftlichen Verein in Hamburg, Abh. Geb. Naturw., 22, s. 146–249.
- 1981, *Nicht „flowtill“ sondern „tilloides glacifluvial“*, Eiszeitalter Gegenw., 31, s. 222.
- Grosswald M. G., 1980, *Late Weichselian Ice Sheet of northern Eurasia*, Quatern. Res., 13, s. 1–32.
- Haldorsen S., Shaw J., 1982, *The problem of recognizing melt-out till*, Boreas, 11, s. 261–277.
- Harrison A. E., 1964, *Ice surges of Muldrow Glacier, Alaska*, J. Glacial., 5, s. 365–368.
- Harrison P. W., 1957, *A clay till fabric: its character and origin*, J. Geol., 65, s. 275–303.
- Hartshorn J. H., 1958, *Flowtill in southeastern Massachusetts*, Bull. Geol. Soc. Am., 69, s. 477–482.
- Healy T. R., 1975, *Thermokarst – a mechanism of de-icing ice-cored moraines*, Boreas, 4, s. 19–23.
- Hewitt K., 1967, *Ice-front deposition and the seasonal effect: a Himalayan example*, Trans. Inst. Br. Geogr., 42, s. 93–106.
- Holmes C. D., 1941, *Till fabric*, Bull. Geol. Soc. Am., 52, s. 1299–1354.
- 1949, *Glacial erosion and sedimentation*, Bull. Geol. Soc. Am., 60.

- Hook R. Le B., 1970, *Morphology of the ice-sheet margin near Thule, Greenland*, J. Glaciol., 9, s. 303–324.
- 1973, *Flow near the margin of the Barnes ice cap and the development of ice cored moraines*, Bull. Geol. Soc. Am., s. 3929–3948.
- Hughes T. J., 1981, *Numerical reconstruction of Paleo-Ice-Sheets*, [w:] Denton G. H., Hughes T. J. (red.), *The Last Great Ice Sheets*, John Wiley, New York, s. 222–274.
- Jahn A., 1952/53, *Lodowce „typu Baffina” i problem moren ablacyjnych* (Sum.: *Glaciers of the „Baffin's type” and the problem of the ablation moraines*), Czas. Geogr., 23/24, s. 3–14.
- Jaroszewski W., 1980, *Tektonika uskoków i faldów*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Jewtuchowicz S., 1973, *The present-day marginal zone of Skeidararjökull*, Geogr. Pol., 26, s. 115–137.
- Johnson P. G., 1971, *Ice-cored moraine formation and degradation, Donjek glacier, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada*, Geogr. Ann., 53A, s. 198–202.
- Jong M. G. G., Rappol M., 1983, *Ice-marginal debris-flow deposits in western Allgäu, southern West Germany*, Boreas, 12, s. 57–70.
- Karczewski A., 1971, *Zmienność litologiczna i strukturalna kemów Pomorza Zachodniego a zagadnienie ich klasyfikacji* (Sum.: *Lithological and structural variability of kames in West Pomerania and the problem of their classification*), Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Wydział Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 11, s. 1–57.
- Karczewski A., Kozarski S., Rotnicki K., 1980, *Przeglądowa Mapa Geomorfologiczna Polski, arkusz Poznań, 1: 500 000*, IGiPZ PAN.
- Karczewski A., Wiśniewski E., 1977, *The relief of the marginal zone of the Torell Glacier (Austre Torell) in terms of its recession (SW Spitsbergen)*, Acta UW. Studia Geogr., Results Invest. Pol. Sci., Spitsbergen Expedition, 387, 2, s. 37–62.
- Kasprzak L., 1981, *The facial differentiation of the tills of glacial series at Stare Kurowo, NW Poland*, Quaest. Geogr., 7, s. 73–89.
- 1985a, *Geneza zaburzeń glacictonicznych w spiętrzonym morenie czołowej koło Leszna* (Sum.: *Genesis of the glacictonic deformations in the push moraine near Leszno, West Central Poland*), Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 35A, s. 63–82.
- 1985b, *A model of push moraine development in the marginal zone of the Leszno Phase, West Central Poland*, Quatern. Stud. in Poland, 6, s. 23–54.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984, *Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce* (Sum.: *Facies analysis of marginal zone deposits produced by the Poznań Phase of the last glaciation in Middle Great Poland*), Geografia, 29, s. 1–54.
- 1985, *Paleogeograficzne implikacje wyników analizy facjalnej strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce (mpis)*.
- Klatkowa H., 1982, *Utworki ablacyjne w regionie łódzkim* (Sum.: *The ablation deposits in the Łódź Region*), Acta Geogr. Univ. Lodz., 45, s. 1–75.
- Klimaszewski M., 1960, *Studia geomorfologiczne w zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fjordem a Eiden-Bukta*, Zesz. Nauk. UJ, 32, Prace Geogr., Ser. Nowa, 1.
- Korn J., 1912, *Die Mittel-Posensche Endmoräne und die damit verbundenen Oser*, Jb. Preuss. Geol. Landestanst. Berg. Akad., 33, s. 478–518.
- 1913, *Der Buk-Mischner Os und die Landschaftsformen der Westposener Hochfläche, nebst Bemerkungen über die Bildungsweise der Schildrücken und Oser*, Jb. Preuss. Geol. Landesanst. Berg. Akad., 53.
- Kozarski S., 1960, *Kem o strukturze warwowej koło Damasławka* (Sum.: *A kame with varved structure near Damasławek*), Zesz. Nauk. UAM, Geografia, 3.
- 1962, *Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty* (Sum.: *Recession of last ice sheet from northern part of Gniezno Pleistocene Plateau and formation of the ice-marginal valley of the rivers*

- Noteć-Warta*), Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Wydział Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 2, s. 1–153.
- 1974, *Procesy powstawania i zaniku pagórów lodowo-morenowych w strefach brzeżnych niektórych lodowców rejonu Hornsundu* (Sum.: *Processes origin and decay of ice-cored moraines in marginal zone of some glaciers in the Hornsund region*). Mat. Symp. Spitsbergeńskiego, Wrocław 6–7 IV, 1972, Uniw. Wrocławski.
 - 1975, *Oriented kettle holes in outwash plains*, Quaest. Geogr., 2, s. 99–112.
 - 1978, *Lithologie und Genese der Endmoränen im Gebiet der skandinavischen Vereisungen*, Schriftenr. Geol. Wiss., 9, s. 179–200.
 - 1981a, *Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej* (Sum.: *Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland*), Geografia, 6, s. 1–44.
 - 1981b, *Ablation and moraines in western Pomerania, NW Poland*, Geogr. Ann., 63 A, s. 169–174.
 - 1982, *The genetic variety of ice-cores in the marginal forms of some Spitsbergen glaciers, Hornsund region*, Acta UWr. Studia Geogr., Results Invest. Pol. Sci., Spitsbergen Expeditions, 525, 4, s. 153–164.
 - 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim*, Czas. Geogr., 57, s. 247–270.
 - (w druku) a, *Osady ablacyjne ostatniego zlodowacenia w Polsce środkowozachodniej: identyfikacja i paleogeograficzne implikacje*, Acta UWr.
 - (w druku) b, *Modele depozycyjne stref marginalnych i zanik ostatniego lądolodu w Polsce północno-zachodniej*, Stud. Mater. Oceanol., Gdańsk.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1987, *Facies analysis and depositional models of vistulian ice-marginal features in northwestern Poland*, [w:] Gardiner V. (red.). *International Geomorphology*, 1986 part II. John Wiley and Sons, s. 693–710.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1973, *Glacial forms and deposits in the Sidujökull deglaciation area*, Geogr. Pol., 26, s. 255–311.
- Krüger J., 1970, *Till fabric in relation to direction of ice movement*, Geogr. Tidsskr., 69, s. 133–179.
- 1979, *Structures textures in till indicating subglacial deposition*, Boreas, 8, s. 323–340.
- Krüger J., Humlum O., 1981, *The proglacial area of Myrdalsjökull, with particular reference to Slettjökull and Höfdabrekkujökull*, Folia Geogr. Dan., 15.
- Krüger J., Marcussen I., 1976, *Lodgement till and flow till: a discussion*, Boreas, 5, s. 61–64.
- Krygowski B., 1947, *Przeglądowa mapa geologiczna Polski*, arkusz C2, 1:300 000, PIG, Poznań.
- 1961, *Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej*, cz. 1: *Geomorfologia* (Sum.: *Physical geography of the Great Poland Lowland*). Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Kom. Fizjogr., Poznań.
 - 1975, *Niektóre problemy morfodynamiki Niziny Wielkopolskiej* (Zsf.: *Einige Probleme aus der Morphodynamik des Grosspolnischen Tieflandes*), Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 27A, s. 89–156.
- Kupsch W. O., 1962, *Ice-thrust ridges in western Canada*, J. Geol., 5, s. 582–594.
- Kurimo H., 1980, *Depositional deglaciation forms as indicators of different glacial and glaciomarginal environments*, Boreas, 9, s. 179–191.
- 1982, *Ice-lobe formation and function during the deglaciation in Finland and adjacent Soviet Karelia*, Boreas, 11, s. 59–78.
- Lambe T. W., Whitman R. V., 1977, *Mechanika gruntów*, Arkady, Warszawa.
- Lawson D. E., 1979, *Sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier, Alaska*, CRREL rep., 79–9, s. 1–122.
- 1981a, *Distinguishing characteristics of diamictions at the margin of the Matanuska Glacier, Alaska*, Ann. Glaciol., 2, s. 78–84.

- 1981b, *Sedimentological characteristics and classification of depositional process and deposits in the glacial environments*, CRREL rep., 81–27, s. 1–16.
 - 1982, *Mobilization, movement and deposition of active subaerial sediment flows, Matanuska Glacier, Alaska*, *J. Geol.*, 90, s. 279–300.
- Lewis W. V., 1940, *Dirt cones on the northern margins of Vatnajökull, Iceland*, *J. Geomorph.*, 3, s. 16–26.
- Løken O. H., 1969, *Evidence of surges on the Barnes Ice Cap, Baffin Iceland*, *Can. J. Earth Sci.*, 6, s. 899–901.
- Loomis S. R., 1970, *Morphology and ablation processes on glacier ice*, *Proc. Ass. Am. Geogr.*, 2, s. 88–92.
- Lowe D. R., 1976, *Grain flow and grain flow deposits*, *J. Sedim. Petrol.*, 46, s. 188–199.
- 1979, *Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits*, *Soc. Econ. Palaeont. Mineralog., Spec. Publ.*, 27, s. 75–82.
 - 1982, *Sediment gravity flows. II. Depositional models with special reference to the deposits of high density turbidity currents*, *J. Sedim. Petrol.*, 52, s. 279–297.
- Lundqvist J., 1985, *Glaciotectonic and till or tillite genesis: examples from Pleistocene glacial drift in Central Sweden*, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 51, s. 389–395.
- Maarleveld G. C., 1981, *The sequence of ice-pushing in the Central Netherlands*, *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 34, s. 2–6.
- 1983, *Ice-pushed ridges in the Central Netherlands*, [w:] Ehlers J. (red.), *Glacial deposits in North-West Europe*, A. A. Balkema, Rotterdam, s. 393–397.
- Marcussen I., 1975, *Distinguishing between lodgement till and flow till in Weichselian deposits*, *Boreas*, 4, s. 113–123.
- Mahaffy M. W., 1976, *A three-dimensional numerical model of ice-sheet surges on the Barnes Ice Cap, Northwest Territories*, *J. Geophys. Res.*, 81, s. 1059–1066.
- McDonald B. C., Shilts W. W., 1975, *Interpretation of faults in glaciofluvial sediments*, [w:] *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, *Soc. Econ. Palaeont. Mineralog.*, 23, s. 123–131.
- McDonald B. C., Vincent J. S., 1972, *Fluvial sedimentary structures formed experimentally in a pipe, and their interpretation of subglacial sedimentary environment*, *Geol. Surv. Canada Pap.*, 72/27, s. 1–30.
- Meier M. F., 1969, *Seminar on the causes and mechanics of glacier surges*, St. Hilaire, Canada, September 10–11, 1968: a summary, *Can. J. Earth Sci.*, 6, s. 987–989.
- Meier M. F., Post A., 1969, *What are glacier surges?*, *Can. J. Earth Sci.*, 6, s. 807–817.
- Menzies J., 1982, *A till hummock (proto-drumlin) at the ice glacier bed interface*, [w:] Davidson-Arnott R., Nickling W. (red.), *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*, *Proc. 6th Guelph Symp. on Geomorph.*, 6, s. 33–47.
- Miall A. D., 1978, *Lithofacies types and vertical profile models in braided rivers: a summary*, [w:] Miall A. D. (red.), *Fluvial sedimentology*, *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 5, s. 597–604.
- Michalska Z., 1959, *Zagadnienie genezy krawędzi Opiniogórskiej (Res.: Probleme de la genese de l'escarpment d'Opiniogóra)*, *Acta Geol. Pol.*, 9, s. 393–417.
- Middleton G. V., Hampton M. A., 1973, *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition*, *Soc. Econ. Palaeont. Mineral., Pacific Sec., Short Course Lecture Notes*, s. 1–38.
- Morawski W., 1976, *Flow tills from the area of Warsaw*, [w:] Stankowski W. (red.), *Till, its genesis and diagenesis*, *Zesz. Nauk. UAM, Geografia*, 12, s. 134–137.
- 1981, *Struktury sedimentacyjne plejstoceńskich osadów wodnomorenowych a teoria struktur glacydynamicznych (Sum.: Sedimentary structures in water-morainic pleistocene deposits versus the theory of glacydynamic structures)*, *Kwart. Geol.*, 25, s. 543–554.
 - 1985, *Pleistocene glacial sediments of the water-morainic facies*, *Quatern. Stud. in Poland*, 6, s. 99–116.

- Muller E. H., 1983a, *Dewatering during lodgement of till*, [w:] Evenson E. B., Schlüchter C., Rabassa J. (red.), *Tills and Related deposits*, A. A. Balkema, Rotterdam, s. 13–18.
- 1983b, *Till genesis and the glacier sole*, [w:] Evenson E. B., Schlüchter C., Rabassa J. (red.), *Tills and Related deposits*, A. A. Balkema, Rotterdam, s. 19–22.
- Nelson A. R., Michelson D. M., 1977, *Landform distribution and genesis in the Langlade and Green Bay glacial lobes north-central Wisconsin*, Wis. Acad. Sci., Arts and Letters, 65, s. 41–57.
- Niewiarowski W., 1963, *Types of kames occurring within the area the Last Glaciation in Poland as compared with kames known from other regions*, Rep. VIth Intern. Cong. on Quaternary, Warsaw 1961, 3, Łódź.
- Nye J. F., 1959, *A method of calculating the thickness of ice sheets*, Nature, 169, s. 529–530.
- Olszewski A., 1974, *Jednostki litofacjalne glin subglacialnych nad dolną Wisłą w świetle analizy ich struktur i makrotektur* (Sum.: *Lithofacial units of subglacial boulder clays on the lower Vistula in the light of the analysis of their macrostructures and macrotextures*), Studia Soc. Sci. Torun., 7.
- Okko V., 1955, *Glacial drift in Iceland, its origin and morphology*, Bull. Commn. Géol. Finl., 170, s. 1–133.
- Östrem G., 1959, *Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges*, Geogr. Ann., 41A, s. 228–230.
- 1963, *Comparative crystallographic studies on ice from ice-cored moraine snow banks and glaciers*, Geogr. Ann., 45A, s. 210–240.
- 1964, *Ice-cored moraines*, Geogr. Ann., 46A, s. 282–337.
- Östrem G., Arnold W., 1970, *Ice-cored moraines in southern British Columbia and Alberta*, Geogr. Ann., 52A, s. 120–128.
- Paterson W. B., 1981, *The physics of glacier*, Pergamon Press.
- Paul M. A., 1983, *The supraglacial landsystem*, [w:] Eyles N. (red.), *Glacial geology, an introduction for Engineers and Earth Scientists*, Pergamon Press, s. 71–90.
- Post A. S., 1966, *The recent surge of Walsh Glacier, Yukon and Alaska*. J. Glaciol., 6, s. 375–381.
- Price R. J., 1970, *Moraines at Fjallsjökull, Iceland*, Arctic and Alpine Res., 2, s. 27–42.
- 1973, *Glacial and fluvioglacial landforms*, Geomorphology Text 5, Edinburgh, London.
- Rabassa J., Rubulis S., Suarez J., 1979, *Rate of formation and sedimentology of (1976–1978) push-moraines, Frias Glacier, Mount Tronador (41° 10' S; 17° 53' W), Argentina*, [w:] Schlüchter C. (red.), *Moraines and Varves*, A. A. Balkema, Rotterdam, s. 65–79.
- Rappol M., 1983, *Glacigenic properties of till: studies in glacial sedimentology from the Allgäu Alps and the Netherlands*, Univ. Amsterdam, 34, s. 1–225.
- Richter K., 1933, *Gefüge und Zusammensetzung des nordeutschen Jungmoränengebietes*, Abh. geol.-pal. Inst. Greifswald, 11, s. 1–63.
- Rogerson R. J., Batterson M. J., 1982, *Contemporary push moraine formation in the Yoho Valley, BC*, [w:] Davidson-Arnott R., Nickling W., Fahey B. D. (red.), *Research in Glacial, Glaciofluvial and Glaciolacustrine Systems*, 6th Guelph Symp. on Geomorph., s. 71–90.
- Rotnicki K., 1960, *Oz Bukowsko-Mosiński* (Sum.: *The Buk-Mosina Esker*). Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wydz. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 2, s. 1–165.
- 1963, *Zagadnienie zasięgu stadialu leszczyńskiego i poznańskiego w południowo-wschodniej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej* (Sum.: *Extent of Leszno and Poznań Stages in south-east part of Gniezno Pleistocene Plateau, East Great Poland*), Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 11, s. 133–189.
- 1974, *Ogólne teoretyczne podstawy powstawania deformacji glaciektonicznych*, [w:] *Bad. geol.-inż. dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glaciektonicznie Ziemi Lubuskiej*, Zielona Góra 1974, s. 41–59.

- 1976, *The theoretical basis for and model of the origin of glaciotectionic deformations*, Quaest. Geogr., 3, s. 193–139.
- Różycki S. Z., 1970, *Dynamiczne ulawienie glin zwałowych i inne procesy w dennej części moren łądolodów czwartorzędowych* (Sum.: *Dynamic stratification of tills and other processes in the basal part of moraines of the Quaternary ice sheets*), Acta Geol. Pol., 20, s. 561–586.
- Ruegg G. H. J., 1981, *Ice-pushed Lower and Middle Pleistocene deposits near Rhenen (Kwinteloijen): sedimentary-structural and lithological (granulometrical investigations)*, Meded. Rijks. Geol. Dienst., 35, s. 165–177.
- Rutten M. G., 1960, *Ice-pushed ridges, permafrost and drainage*, Am. J. Sci., 285, s. 293.
- Rutter N. W., 1969, *Comparison of moraines formed by surging and normal glaciers*, Can. J. Earth Sci., 6, s. 991–999.
- Sanford A. R., 1959, *Analytical and experimental study of simple geologic structures*, Bull. Geol. Soc. Am., 70.
- Selley R. C., 1976, *An introduction to sedimentology*, Academic Press, London, New York, San Francisco.
- Shaw J., 1982, *Melt-out till in the Edmonton area, Alberta, Canada*, Can. J. Earth Sci., 19, s. 1548–1569.
- Shilts W. W., 1985, *Geological models for the configuration, history and style of desintegration of the Laurentide Ice Sheet*, [w:] Woldenberg M. J. (red.), *Models in Geomorphology*, Allen and Unwin, s. 73–91.
- Souchez R. A., 1971, *Ice-cored moraines in south-west Ellesmere Island, N. W. T., Canada*, J. Glaciol., 10, s. 245–254.
- Stankowski W., 1968, *Geneza wału Lwówecko-Rakoniewickiego oraz jego obrzeżenia w świetle badań geomorfologicznych, litologicznych i sedymentologicznych* (Sum.: *The origin of Lwówek-Rakoniewice Rampart and its vicinity in the light of geomorphic, lithological and sedimentological investigation*), Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wyd. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 8, s. 1–94.
- 1977, *Struktury deformacyjne w spągu bazalnych glin morenowych* (Sum.: *Deformation structure in the bottom of basal tills*), [w:] Bad. geol. struktur glacitekt., II Symp. Glacitekt., Zielona Góra 1977, s. 151–157.
- Stauffer P. H., 1967, *Grainflow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California*, J. Sedim. Petrol., 37, s. 487–508.
- Straszewska K., 1969, *Boulder festoons accumulated in front of the ice sheet*, Geogr. Pol., 17, s. 161–172.
- Szponar A., 1975, *Ablation of ice-moraine ridges and its morphological effects, with glaciers of the Hornsund region as example*, Acta UW. Studia Geogr., Results Invest. Pol. Sci., Spitsbergen Expedition 251, 1, s. 101–125.
- Szuprzycki J., 1963, *Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu* (Sum.: *Relief of marginal zone of glaciers and types of deglaciation of southern Spitsbergen glaciers*), Prace Geogr., IG PAN, 39.
- Szuprzycki J., Kozarski S., 1970, *Relief of the marginal zone of Sidujökull (Iceland)*, Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Geol.-Geogr., 18.
- Ward W. H., 1952, *The physics of deglaciation of central Baffin Island*, [w:] *The glaciological studies of the Baffin Island Expedition*, J. Glaciol., 2, s. 9–22.
- Wateren F. M. van der, 1981, *Glacial tectonics at the Kwinteloijen sandpit, Thenen, The Netherlands*, Meded. Rijks Geol. Dienst, 35, s. 252–268.
- 1985, *A model of glacial tectonics, applied to the ice-pushed ridges in the Central Netherlands*, Bull. Geol. Soc. Denmark, 34, s. 55–74.
- Weertman J., 1961, *Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets*, J. Glaciol. 3, s. 965–978.
- Weidick A., 1968, *Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland*, Grønlands Geol. Undersøgelse, 165, s. 1–202.

- Wellman P., 1982, *Surging of Fischer Glacier, Eastern Antarctica, evidence from geomorphology*, J. Glaciol., 28, s. 23–28.
- Wright H. E., 1980, *Surge moraine of the Klutlan Glacier, Yukon Territory, Canada and application to the Late Glacial of Minnesota*, Quatern. Res., 14, s. 2–17.
- Van Loon A. J., Brodzikowski K., Gotowala R., 1984, *Structural analysis of kink bands in unconsolidated sands*, Tectonophysics, 104, s. 351–374.
- Virkkala K., 1952, *On the bed structure of till in eastern Finland*, Bull. Comm. Géol. Finl., 157, s. 97–109.
- 1974, *On the Würmian till deposits in Finland*, Zesz. Nauk. UAM, Geografia, 10, s. 59–80.
- Vorren T. O., 1979, *Weichselian ice movements, sediment and stratigraphy on Hardangervidda, south Norway*, Norg. Geol. Unders., 350, s. 1–117.
- Zandstra J. G., 1981, *Petrology and lithostratigraphy of ice-pushed Lower and Middle Pleistocene deposits at Rhenen (Kwintelloijen)*, Meded. Rijks Geol. Dienst, 35, s. 178–191.

MECHANISM DIFFERENTIATION IN THE FORMATION OF MARGINAL ZONES, LESZNO AND POZNAN PHASES OF THE LAST GLACIATION, GREAT POLAND LOWLAND

Summary

Introduction

The interpretation of maps, geological and geomorphological evidence from northwestern Poland leads to inferences (Kasprzak, Kozarski 1984) about the existence of three models which account for the origin of marginal forms in the Great Poland Lowland as well. The first of them, known from the literature as the "alpine" one (Berendt et al. 1898) accounts for the preferred occurrence of end moraines in marginal zones. The second model that was formulated as a variant of the first one after Gripp's expedition to Spitsbergen (1929) recognized the superiority of push moraines to other marginal forms. In the sixties a model for dead-ice forms was built up as the third one. The model that was derived from American sources (Flint 1947) was supplemented and adopted for the Great Poland Lowland by T. Bartkowski (1967) and was presented as a tripartite marginal zone of the ice-sheet, affected by the action of passive and dead ice.

In the last several years there has been considerable progress in glacial research. It has revealed numerous simplifications involved in the existing models of interpretation of marginal forms present in the Great Poland Lowland. They are largely due to too cursory examination of glacial deposits, which results in too simplified reconstructions. Therefore, the formulation of a new model which would account for a variety of processes operating in marginal zones has become necessary. The first step involves studying in detail deposits and identifying mechanisms for marginal zone development. The research conducted in the recent years (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1981, 1985a, 1985b; Kozarski, Kasprzak 1987) has shown that the study of deliberately chosen marginal zone sectors by way of complex facies analysis is the best method of providing a solution to the above problem. This procedure facilitates the reconstruction of all processes which shaped marginal forms and not only of the dominant process, as well as allows definition of the actual role of dead and active ice in forming the marginal zones and in affecting their existing proportions.

PRINCIPLES OF RESEARCH PROCEDURE

Research conducted in the years 1978–1979 allowed identification of five case study areas. They comprised varied sets of marginal forms and deposits, namely one set lying in the marginal zone that belongs to the Leszno Phase and four sets located in the marginal zone belonging to the Poznań Phase of the last glaciation.

The facies analysis of marginal deposits and forms was based on hypsometric base-maps at the scale of 1:10 000. The research methods and techniques applied are as follows:

– analysis of orientation of the long axes of clasts in tills (Figs. 7, 8, 11, 18, 20, 21, 22, 28, 32, 38, 40, 44),

- analysis of disposition and orientation of sandy and gravelly bodies in different intersections (Fig. 8; Phot. 1).
- determination of particle-size distribution of till deposits (Figs. 7, 20, 21),
- examination of sedimentary structures in fluvio-glacial deposits, together with the reconstruction of a direction of fluvio-glacial water flow (Figs. 18, 38),
- structural analysis of deformations (Figs. 7, 8, 12, 13, 14, 22, 29),
- examination of ice-wedge casts (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1985a, 1985b; Fig. 44),
- identification of facies unit extent (Figs. 9, 19, 26, 31, 43),
- analysis of directional elements of the relief (Fig. 33).

The complex analysis of glacial deposits utilizes their classification based on three criteria: (1) primary depositional system, (2) primary depositional environment and (3) mechanisms for deposition (Table 1).

PROCESSES SHAPING MARGINAL FORMS WHICH BELONG TO THE LESZNO
AND POZNAŃ PHASES OF THE LAST GLACIATION: THE MIDDLE PART OF THE
GREAT POLAND LOWLAND

The application of complex facies analysis as a procedure of research into deposits and forms derived from deliberately chosen fragments of marginal zones which belong to the Leszno and Poznań phases has allowed identification of glacial sediment types and sequences in which they occur and has provided documentary evidence on them. Part of them encompassing a diverse and rich ablation complex has almost entirely not been discernible in the publications concerning deglaciation in middle Great Poland Lowland.

From the distribution and lithofacies variability of deposits (Figs. 9, 19, 26, 31, 43), in comparison with morphology of case study areas (Figs. 2, 15, 23, 30, 38), it can be inferred that the orderly arrangement of deposits and forms occurring in the studied portions of marginal zones was affected by depositional processes, erosion and deformation which operated at the front of an active ice-sheet. A number of sedimentological and morphological premises are indicative of the presence of an active ice-sheet front, even if in different dynamic states. The most important premises include:

- (1) the occurrence of allochthonous flow tills in a position indicative of deposition from over the ice-sheet front that transports actively morainic material to the marginal zone (case study areas: Leszno-Osieczna, Pniewy, Koszanowo-Podrzewie and Ceradz Kościelny; Figs. 2, 19, 26, 43);
- (2) outwash cones and sandur tracks originating in the marginal zone (case study areas: Koszanowo-Podrzewie, Bytyń-Ludowo, and Ceradz Kościelny; Figs. 26, 31, 43);
- (3) orientation of hill and marginal ridge trains and characteristics of their geologic structure (case study areas: Leszno-Osieczna, Pniewy, Koszanowo-Podrzewie and Bytyń-Ludowo);
- (4) elongated ice-cored melt-out hollows running along the ice-sheet margins (case study area Ceradz Kościelny, partially Koszanowo-Podrzewie, Figs. 45, 51);
- (5) glaciectonic deformations due to the advance of the ice-sheet front (case study areas: Leszno-Osieczna, partially Koszanowo-Podrzewie and Bytyń-Ludowo; Figs. 5, 7, 12, 13, 14, 29, 40);
- (6) plucking-induced hollows behind a sedimentary scarp in the vicinity of Ceradz Kościelny (Kasprzak, Kozarski 1984).

The processes that shaped marginal forms and deposits belonging to the Leszno and Poznań phases fall under three groups with definite categories of forms correspond, depending on a dynamic state of the ice-sheet front:

- (1) processes which took place under the influence of a transgressing ice-sheet front (push moraines);
- (2) processes occurring at a stationary ice-sheet front and in its close vicinity (hummocky

trains as remnants of ice-cored ridges, trains of elongated melt-out hollows left behind by ice-morainic ridges);

(3) processes operating at the ice-sheet front and in its vicinity during frontal recession (sedimentary scarps, marginal ridges);

(4) processes occurring within dead ice during disintegration of the ice-sheet front.

VARIATIONS IN DYNAMICS OF THE LAST ICE-SHEET LOBES IN THE MIDDLE PORTION OF THE GREAT POLAND LOWLAND

The analysis of relief and deposits of broadly understood zones i.e. those comprising both marginal forms and the morphologic-geologic setting of the foreland and hinterland, reveals that study area contains three lobes of the vistulian ice-sheet with different dynamic characteristics. The lobe dynamics is understood here as ice mass balance in three phases, namely 1) that of ice-sheet lobe advance to the maximum position, 2) that of front standstill position, and 3) that of retreat from a position of maximum advance. Mechanisms for the formation of marginal zones are a result of the dynamic state.

1. A mechanism of the formation of the Leszno Phase marginal zone by a transgressive lobe. The identification of marginal deposits and forms to the north of Leszno suggests that they were formed by a sudden surging advance of the ice-sheet front. The formation of the Leszno lobe marginal zone may be divided into a few phases, the first of which precedes deployment of the lobe from the ice-sheet front (Fig. 53).

1) Movement of the Leszno Phase ice-sheet towards the Osieczna parallel and its stabilization (Fig. 53A). During that phase the ice-sheet front was in long-term dynamic equilibrium, as can be inferred from vast size and considerable thickness of the Leszno outwash plain. 2) Sudden surging transgression of a projecting glacier which thrust outwash deposits and formed push-moraine ridges at the outlet of the tunnel valley (Fig. 53B). 3) Loss of mobility and stagnation of the whole lobe followed by its gradual disappearance (Fig. 53C). Kame-like terrace deposits adjacent to a push moraine were then accumulated. 4) Further thinning and melting of dead ice in the tunnel valley (Fig. 53D), which led to deposition and flow of ablation sands, gravels and tills on the mineral substratum.

2. A mechanism of the formation of the marginal zone belonging to the Poznań Phase by a stationary or recessive lobe (Ceraadz Kościelny or Koszanowo-Podrzewie lobes, respectively). The comparison of information about ice movement direction with overall marginal from trends of the last ice-sheet during the Poznań Phase (Fig. 54) has shown that the marginal zone portion under consideration was affected by two ice streams. Generally speaking, ice in an eastern stream moved from the north to deviate eastward, whereas that a western stream travelled from the north to deviate westward. A longer period of dynamic equilibrium followed by rapid recession characterized the eastern stream called Ceraadz Kościelny lobe, compared with the western stream (the Koszanowo-Podrzewie lobe). The recession most probably involved the waning of ice mobility at the depth of at least 10–15 km. The Koszanowo-Podrzewie lobe was extremely dynamic. After a period of the stationary position, which had lasted for a shorter time than that of such a position of the Ceraadz Kościelny lobe, the front retreated at a slower rate. The state of increased front ablation was interrupted by marked periods of dynamic equilibrium. The recession resembled frontal deglaciation. Within both lobes there is low-order variation reflected in differences between adjacent marginal forms. It is a result of the influence of local factors such as mineral material contents of the ice and the adjustment of supraglacial streams or substratum relief, on the mode of development of the marginal zone resulting from the ice-sheet front dynamics.

CONCLUSIONS

From the research results concerning marginal deposits and forms which belong to the Leszno and Poznań phases of the Vistulian glaciation, a few general and detailed

conclusions on the morphogenesis of the study areas may be drawn and introduced into the current wide-ranging discussion on the model of glacial sedimentation.

1. The complex analysis of marginal deposits and forms has shown that none of the models, by means of which the origin of marginal forms in the Great Poland Lowland has been accounted for, can be considered realistic enough. It has been established that study areas do not contain any marginal forms shaped merely at the presence of dead ice or due to the thrusting action of the ice-sheet front.

2. The Leszno Phase marginal forms lying north of Leszno were produced by glaciectonic processes in the high-energy environment of transgressing ice-sheet. Although this transgression was local in nature and occurred as a projecting glacier tongue, it indicates that the Vistulian ice-sheet was abundant enough in ice during the Leszno Phase so that stresses might occur within it. It is known that surging projection of the ice may occur in such conditions only, due to the accumulation and release of internal ice-sheet stresses.

3. Marginal forms belonging to the Poznań Phase of the last glaciation, which lie between Ceraadz Kościelny and Pniewy, were formed in the lower portions of an active ice-sheet and immediately in front of it. The ice-sheet was in dynamic equilibrium and then retreated slowly. The evidence is provided by sets of forms left behind by ice-morainic ridges. The withdrawal of the ice-sheet by way of production and disappearance of ice-cored ridges is indicative of frontal recession of the active ice-sheet. Moraine material was actively transported towards its front along slip planes.

The majority of the Poznań Phase marginal forms contain ice-core remnants on the north side only, i.e. on the ice-sheet-front-facing side. Therefore, they do not fall under crack forms produced within dead or passive ice (Bartkowski 1967, Stankowski 1968).

4. The geologic structure of hummocky trains left behind by ice-cored ridges, which are reported from the Koszanowo-Podrzewie case study area, resembles that of kame forms which are described in numerous publications, for example those by W. Niewiarowski (1963), T. Bartkowski (1967, 1968) or A. Karczewski (1971). Therefore, the hummocky trains left behind by ice-cored ridges cannot fall under kames in spite of similarities in the internal structure. According to the above authors, the kames are classic indicators of areal ice-sheet disintegration. There are no conditions favourable to orderly isolation of ice-morainic ridges at the margins of the ice-sheet that is no longer capable of moving since it cannot be expected in the case of dead ice that moraine material will issue actively from slip planes, which is known to condition the process of isolation of ice-cored ridges (cf. Boulton 1967; Kozarski, Szupryczyński 1973).

5. J. Weertman's model (1961) modified by G. S. Boulton (1972) comprising a cold-ice zone in the frontal part and an ice-zone with the temperature of approximately 0°C at the base over a certain distance from the margin is a widely accepted model of Pleistocene ice-sheet thermal properties. A view on possible adaptation of this model for the Vistulian ice-sheet in the Great Poland Lowland has been put forward before (Kasprzak, Kozarski 1984). The basis for such an inference is the presence of syngenetic ice wedge casts in the foreland of marginal forms belonging to the Leszno Phase (Kasprzak 1985a, 1985b) and Poznań Phase (Kasprzak, Kozarski 1984), and behind the Poznań Phase extent line. Owing to their position, syngenetic ice wedge casts are indicative of permafrost aggradation in areas where the ice-sheet retreated from the maximum advance position.

The transport of mineral material from subglacial to supraglacial position in the zone of compression which largely occur in the frontal ice-sheet portions is the other element of the Vistulian ice-sheet, which is associated with the first one and should be accepted in the light of the present glaciological knowledge (Weertman 1961, Boulton 1972, Paterson 1981). The ice-sheet model that is understood so allows prediction of certain general principles of glacial deposition. If the problem is tackled in terms of depositional efficiency, as is postulated by S. Kozarski (in press, a), it should be expected that the highest efficiency of supraglacial deposition will be recorded in the part of marginal zones where

long-term compression occurred. Compression due to the presence of a cold ice wedge in the frontal ice-sheet portions facilitates divergence of slip planes upward and the transport of moraine material to the supraglacial zone. On the other hand, subglacial deposition should prevail in conditions of tension ice flow.

In case the above model of glacial sedimentation is applied to the present author's study area, it can be established that the Koszanowo-Podrzewie case study area is an example of effective supraglacial deposition, not only during steady-state of the ice-sheet front but also during the phase of slow recession. High efficiency of supraglacial deposition is recorded in the Ceradz Kościelny study area in the state of dynamic equilibrium of the ice-sheet front, whereas minimum efficiency occurs during recession, as can be inferred from a faint ablation cover. The remaining case study areas are at an intermediate position.

In the end account should be taken of depositional efficiency occurring in conditions of regional waning of large ice-sheet parts, which has been postulated by T. Bartkowski (1967). In this case supraglacial deposition is of least significance since there exist no favourable conditions in the dead or passive ice for the transport of moraine material from subglacial to supraglacial zones. Thus, it can be presumed that the main mass of mineral material is subglacially deposited in the form of melt-out tills resulting from the melting out of dead ice. In the case of regional ice-sheet stagnation there exist no favourable conditions for the formation of kame forms; a supraglacial moraine serves as the main source of material for them. Moreover, the quantity of moraine material melted out of the dead ice is considerably smaller than in the case of active ice where temporal factors and ice movement rates increase the volume of material melted out of slip planes.

In essence, it can be stated that it is not the presence of kame forms but the absence or scarcity of supraglacial deposits that is indicative of areal deglaciation. This takes place behind the Ceradz Kościelny lobe. The presence of large amounts of sands, gravels and supraglacial tills in the Koszanowo-Podrzewie lobe provides evidence on ice-sheet activity during recession as well. According to the proposed model of glacial sedimentation, kames should not only be removed from a list of forms diagnostic of areal deglaciation but should fall under indicators of frontal deglaciation, particularly if they represent orientated trains associated with other marginal forms.

Translated by Ewa Wielebska

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ МЕХАНИЗМОВ ФОРМИРОВАНИЯ МАРГИНАЛЬНЫХ ЗОН ЛЕЩИНСКОЙ И ПОЗНАНЬСКОЙ ФАЗ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВЬЯ НА ВЕЛЬКОПОЛЬСКОЙ НИЗМЕННОСТИ

Резюме

Анализ карт и работ в области геологии, а также геоморфологии свидетельствует о том (Kasprzak, Kozarski 1984), что существуют три модели, с помощью которых объясняют генезис маргинальных форм в северо-западной Польше, также и на Велькопольской низменности. Первая модель, известная в литературе как „альпийская” (Berendt et al. 1898), отличается предпочтением концепции краевых морен. Другая модель, являющаяся мутацией первой, появившаяся после экспедиций К. Гриппа (1929) на Шпицберген, признаёт первенство среди маргинальных форм моренам надвига. В шестидесятых годах появилась третья модель — форм мертвого льда. Эта модель, источником возникновения которой были американские исследования (Flint 1947), была принята для Велькопольской низменности и обогатилась благодаря Т. Бартковскому (1967). В ней была принята концепция тройной маргинальной зоны, сформированной пассивным и мертвым льдом.

Прогресс в области гляциальных исследований, наблюдаемый в последнем двадцатилетии, привёл к выявлению многочисленных недостатков в упомянутых выше моделях интерпретации маргинальных форм Велькопольской низменности. Эти недостатки являются результатом слишком поверхностного анализа гляциальных отложений, который привёл к упрощённым реконструкциям. В связи с этим было необходимо построить новую модель, учитывающую разнородность процессов, происходящих в маргинальных зонах. Первым шагом, ведущим в этой цели, было подробное исследование отложений и определение механизмов формирования маргинальных зон. Исследования, проведенные в прошлые годы (Kasprzak, Kozarski 1984; Kasprzak 1981, 1985a, 1985b; Kozarski, Kasprzak 1986), обнаружили, что лучшим методом решения проблемы является исследование комплексным фациальным анализом целесообразно выбранных участков маргинальных зон. Такая процедура дает возможность реконструкции всех процессов, в результате которых образовались маргинальные формы, а не только доминирующего процесса и позволяет определить действительную роль мертвого и активного льда в формировании маргинальных зон, а также пропорций между этими льдами.

На основании представленных в работе результатов исследований маргинальных форм и отложений фаз лещинской и познаньской вистулианского (северопольского) ледниковья были сформулированы выводы относительно морфогенезиса изученных территорий.

1. Комплексный анализ маргинальных отложений и форм показал, что ни одна из моделей, посредством которых объяснялся до настоящего времени генезис маргинальных форм Велькопольской низменности, не может считаться достаточно реалистичной. В границах выбранных для проведения тестов территорий не были найдены маргинальные формы, образовавшиеся исключительно при наличии мертвого льда или в результате напорной деятельности краш ледника.

2. Маргинальные формы лещинской фазы на север от Лешно сформировались в результате гляциотектонических процессов в высокоэнергетической среде

надвигающегося ледника. Надвижение льда, не смотря на то, что было локальным и приобрело форму выводного ледника, доказывает, что количество льда во время лещинской фазы было достаточным для того, чтобы в нем образовывались напряжения. Известно, что только в таких условиях в результате роста и разрядки внутренних напряжений в леднике может произойти вывод типа сурге (surge).

3. Маргинальные формы познаньской фазы последнего ледниковья на участке между Церадзом Костельным и Пневями формировались в нижней части живого ледника и непосредственно перед ним. Этот ледник находился в состоянии динамического равновесия, а потом в фазе медленной рецессии. Об этом свидетельствуют комплексы форм после ледово-моренных валов. Отступление ледника путем выделения, а затем отмирания ледово-моренных валов, указывает на фронтальное отступление живого ледника, к краю которого моренный материал активно поставлялся в плоскостях скольжения. В большей части изученных маргинальных форм познаньской фазы выявлены следы тел льда только с северной стороны, т.е. со стороны края ледника. В связи с этим нельзя причислить их к трещинным формам образовавшимся в мертвом или пассивном льде (Bartkowski 1967; Stankowski 1968).

4. Ряды холмов, образовавшихся после ледово-моренных валов, описанных на выбранной для теста территории Кашаново — Поджеве отличаются геологическим строением близким камовым формам, многочисленные описания которых можно найти м.пр. в трудах В. Невяровского (1963), Т. Бартковского (1967, 1968) или А. Карчевского (1971). Исследования доказали, что главной чертой, отличающей формы, образующиеся в результате заполнения понижений между ледово-моренными валами, является их направление согласно краю живого ледника. Потому, не смотря на схожесть внутреннего строения, нельзя причислить холмов, образовавшихся после ледово-моренных валов, к камам, которые по мнению упомянутых авторов являются классическим определителем ареального отмирания ледника. Ледник, который потерял способность движения, не обладает усвоих краёв условиями для упорядоченного изолирования ледово-моренных валов, т.к. нельзя ожидать, чтобы из мертвого льда извлекался моренный материал из плоскостей скольжения, что, как известно, обуславливает процесс выделения валов, заключающих тело льда (см. Boulton 1967; Kozarski, Szuprzyckiński 1973).

Перевела Камажина Стрешевска

**WYDAWNICTWA IGiPZ PAN
VARIA**

Bibliografia geografii polskiej 1982, 1986, s. 409, zł 600,-

Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich 1984, 1985, 1986, s. 111, zł 250,-

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce

Zeszyt 5. Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576-1870, 1984, cz. 1 s. 109, cz. 2 tab. 220, zł 3500,-

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret. 1978, s. 164, 37 map, zł 140.-

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1986

- 1 K. OSTASZEWSKA – Zastosowanie modeli matematycznych do przewidywania zmian rozmieszczenia ludności Polski, s. 74, zł 80,--
- 2 Z. MIKULSKI (red.) – Niektóre problemy metodologiczne hydrologii, s. 73, zł 80,--
- 3 T. KOZŁOWSKA-SZCZĘSNA (red.) – Wyniki badań bioklimatu Polski. Cz. I, s. 92, zł 80,--
- 4 M. ROŚCISZEWSKI, Z. SIEMEK (red.) – Współczesne problemy światowych procesów rozwoju, s. 96, zł 80,--
- 5 J. SZUPRYCZYŃSKI (red.) – Zbiornik Włocławski – niektóre problemy geografii fizycznej, s. 107, zł 80,--
- 6 A. JELONEK – Ruch naturalny ludności w Polsce w latach 1948–1984, s. 72, zł 80,--

1987

- 1 A. WERWICKI – Geografia usług makroregionu funkcjonalnego Warszawy, s. 93, zł 90,--
- 2 K. PUCHALSKI – Atrakcyjność społeczno-gospodarcza jako czynnik rozwoju miasta (na przykładzie miast regionu Warszawy), s. 92, zł 90,--
- 3 A. BREYMEYER (red.) – Lasy iglaste na obszarze Polski, s. 111, zł 90,--
- 4 S. ŻUREK – Złoża torfowe Polski na tle stref torfowych Europy, s. 84, zł 90,--
- 5 M. KUPISZEWSKI – Pomiar migracji w prognozowaniu i modelowaniu zmian rozmieszczenia i struktury ludności, s. 78, zł 90,--
- 6 J. DĘBSKI – Założenia i realizacja planu przestrzennego zagospodarowania Polski w latach 1971–1985, s. 92, zł 90,--

1988

- 1 H. LIBURA – Badania wyobrażeń geograficznych na przykładzie mieszkańców Sanoka, s. 90, zł 100,--
- 2-3 J. KOSTROWICKI (red.) – Wybrane zagadnienia z geografii rolnictwa, s. 103, zł 200,--
- 4 I. DYNOWSKA (red.) – Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski, s. 95, zł 100,--
- 5-6 L. KASPRZAK – Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej, s. 159, zł 200,--