

LESZEK KASPRZAK

GENEZA ZABURZEŃ GLACITEKTONICZNYCH W SPIĘTRZONEJ MORENIE CZOŁOWEJ KOŁO LESZNA

ZARYS TREŚCI

W artykule przedstawiono wyniki badań geologicznych formy wałowej znajdującej się w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej na północ od Leszna. W wale tym wyróżniono trzy elementy składowe: osady fluwioglacjalne zaburzone glacitektonicznie, osady morenowe reprezentowane przez glinę bazalną i ablacyjną oraz fluwioglacjalną terasę kemowej. Na podstawie stosunku wymienionych serii względem siebie, badań strukturalno-teksturalnych jak również analiz kierunków naprężeń głównych stwierdzono, że badany wał jest moreną czołową spiętrzoną glacitektonicznie w wyniku pchnięcia osadów proksymalnej części sandru leszczyńskiego, przez czoło transgredującego lądolodu.

1. WSTĘP

Problematyka glacitektoniczna posiada już wieloletnią historię badań. Dotychczasowe prace dowiodły w sposób nie budzący wątpliwości faktu istnienia zaburzeń w pierwotnym układzie osadów spowodowanych działalnością lądolodów. W miarę rozwoju badań szczegółowych pojawiają się jednak kwestie sporne uzasadniające potrzebę prowadzenia dalszych prac.

Jednym z ważniejszych zadań w zakresie glacitektoniki jest wypracowanie kryteriów rozróżniania zaburzeń spowodowanych wytapianiem się brył martwego lodu od deformacji wywołanych przez żywy lód lądolodu. Poprawna interpretacja w tym zakresie jest niezbędna dla odtwarzania genezy form oraz ich zespołów. Liczne kontrowersje wzbudza lokalizacja miejsca powstawania zaburzeń glacitektonicznych względem czoła lądolodu, jak również układu sił zaburzających. Nie wchodząc w szczegółowe rozważania można stwierdzić, że aktualnie istnieją zarówno poglądy lokujące miejsce powstawania deformacji glacitektonicznych bezpośrednio przed czołem lądolodu (np. Ciuk 1955, 1974, Gripp 1938, Keller 1954), jak i pod nim (np. Bartkowski 1968, Krygowski 1962, Rutkowski 1959, Zwierzycki 1949). Różnice poglądów dotyczą także układu sił decydujących o powstaniu zaburzeń glacitektonicznych. Zarysowały się

tutaj trzy stanowiska. Pierwsze, uznające, że zarówno składowa pionowa wynikająca z nacisku masy lodu jak i siła skierowana poziomo jako rezultat ruchu postępowego lądolodu, są niezbędne do powstania deformacji glacitektonicznych (np. Brodzikowski 1978, Ciuk 1955, Kozarski 1959). Stanowisko takie wskazuje w konsekwencji na wypadkową obydwu sił składowych, jako siłę odpowiedzialną za powstawanie zaburzeń. Pogląd drugi, prezentowany przez Bartkowskiego (1968), a poparty przez Rotnickiego (1974), wskazuje na statyczny nacisk lądolodu, a więc wysuwający na plan pierwszy siłę skierowaną pionowo, jako jedyny albo główny czynnik zaburzający. Niektórzy autorzy (Brodzikowski 1980, Ruszczyńska-Szenajch 1979) upatrują w szeregu struktur glacitektonicznych wyraźnej dominacji siły poziomej wynikającej jedynie z ruchu lądolodu będącego w awansie. Stanowisko to nie wydaje się dostatecznie udokumentowane. Brodzikowski (1980) rozważa jedynie przykłady pojedynczych struktur, natomiast Ruszczyńska-Szenajch (1979) nie przedstawia zadowalających dowodów geologicznych na istnienie w sytuacjach przez nią badanych, moren czołowych pchniętych.

Morfologicznym efektem procesów glacitektonicznych są spiętrzone moreny czołowe. Koncepcja ich powstania oparta jest na teorii procesu ścinania osadów pod wpływem nacisku transgredującego lądolodu i wynoszenia łusek wzdłuż płaszczyzn ślizgowych. Pogląd taki wydaje się wyraźnie dominować, przynajmniej w odniesieniu do spiętrzonych moren czołowych z obszarów plejstocenijskich zlodowaceń kontynentalnych.

Na podstawie badań lodowców występujących współcześnie w Arktyce, wyróżniono więcej typów moren czołowych. Price (1973) na podstawie badań własnych jak i innych badaczy, wyróżnia dwa typy moren czołowych zawierających zaburzenia glacitektoniczne. Pierwszy typ autor ten wiąże z procesem ścinania, co jest zgodne z poglądami szeregu autorów polskich (Ciuk 1955, Dyjor 1974, Kozarski 1959, Rotnicki 1974, 1976b). Drugi typ moreny czołowej opisanej przez Price'a (1973) wiąże się z procesem spychania osadów przez czoło transgredującego lądolodu. Głównymi cechami poza charakterystyczną budową geologiczną to niewielkie rozmiary oraz asymetria stoków. Warto dodać, że ten typ moreny czołowej nie był na terenie Polski szczegółowo rozpoznany.

W powyższych uwagach zasygnalizowano bardzo ogólnie niektóre główne problemy poruszone w niniejszej pracy. Szczegółowy przegląd literatury problemu dają prace Ciuka (1955), Kozarskiego (1959), Rotnickiego (1974, 1976b), Dyjora (1974) i innych.

Jednakże nawet tak ogólnie potraktowany przegląd problematyki glacitektonicznej wskazuje na istnienie szeregu kwestii wymagających dalszych badań. Zdaniem autora stanowisko badawcze założone w spiętrzonej morenie czołowej koło Leszna, stwarza podstawy do poczynienia dalszych istotnych uwag na temat procesu formowania moren czołowych w wyniku procesu spiętrzania osadów.

2. BUDOWA GEOLOGICZNA SPIĘTRZONEJ MORENY CZOŁOWEJ KOŁO LESZNA

2.1. LOKALIZACJA ZABURZEŃ GLACITEKTONICZNYCH

Strefa marginalna fazy leszczyńskiej przyjmuje na północ od Leszna postać ciągu pagórków o lobowym zarysie. Formy tworzące ciąg posiadają różne rozmiary. Najczęściej są to pagórki o eliptycznych kształtach i osiach dłuższych dochodzących do kilkuset metrów. Wysokości względne nie przekraczają 20 - 30 m.

Na zapleczu form marginalnych znajduje się duże obniżenie, posiadające charakter wyleżyska lobu lodowcowego. Obniżenie to przechodzi ku północy w rynnę z licznymi jeziorami. Na południu natomiast, rozpościera się stożek sandru leszczyńskiego, wcięty poniżej poziomu wysoczyzn morenowych wieku środkowopolskiego, ograniczających sandr od wschodu i zachodu.

Zaburzenia glacitektoniczne znaleziono w formie wałowej położonej 2 km na wschód od szosy Leszno—Osieczna, na wysokości wsi Trzebania. Oś dłuższa wału zorientowana równoleżnikowo, posiada długość ok. 250 m i szerokość ok. 100 m. Wysokość względną, trudną do określenia ze względu na znacznie zaawansowany stan eksploatacji osadów budujących wał można szacować na około 30 m. Stoki posiadają różne nachylenia. Zarysowuje się jednakże wyraźna prawidłowość: stoki proksymalne (północne) we wszystkich profilach posiadają mniejsze nachylenie niż stoki dystalne (południowe). Można zatem mówić o wyraźnej asymetrii wału w profilu poprzecznym.

Od południa do wału przylega proksymalna część sandru leszczyńskiego. Morfologia tej części sandru jest dość urozmaicona zagłębieniami o prawdopodobnie wytopiskowej genezie. Mimo to granica pomiędzy wałem a sandrem jest bardzo wyraźna. Natomiast na północ od badanej formy znajduje się duże, połogie obniżenie wypełnione piaskami bezstrukturalnymi z gładzikami. Sytuację taką rozpoznano w kilku wkopach o głębokości 2 - 2,5 m usytuowanych kilkadziesiąt metrów na północ od dolnego załomu proksymalnego stoku wału. Należy tutaj zaznaczyć, że otoczenie wału nie było przedmiotem szczegółowych badań, w związku z czym uwagi o jego budowie geologicznej mają charakter ogólny.

Budowę geologiczną wału poznano w szeregu odsłonięciach eksploatacyjnych oraz wkopach wykonanych dla potrzeb niniejszej pracy. Zaprezentowano jedynie te odsłonięcia lub ich fragmenty, które w sposób pełny oddają główne cechy budowy wewnętrznej.

Przeprowadzone badania wskazują na istnienie w wale trzech różnych genetycznie elementów budowy geologicznej: serii osadów zaburzonych glacitektonicznie, osadów morenowych oraz serii fluwioglacjalnej terasy kemowej. Wyróżnione tak elementy zestawiono na rys. 4.

2.2. SERIA OSADÓW ZABURZONYCH GLACITEKTONICZNIE

Osady zaburzone glacitektonicznie stanowią główny element budowy geologicznej spiętrzony moreny czołowej koło Leszna. Stosunek tej serii do pozostałych osadów w badanym wale przedstawia rys. 4. Rysunki 1 i 2 przedstawiają najbardziej kompleksowo cechy osadów i charakter deformacji.

W zaburzeniach udział biorą zarówno mułki jak i serie gwałtowno-żwirowe. Sporadycznie, szczególnie w warstwach grubego materiału, znajdują się toczenie ilaste uzbrojone, dochodzące do 0,5 m średnicy. W profilu południkowym zaznacza się prawidłowość polegająca na tym, że w miarę posuwania się w kierunku dystalnym (południowym) wysortowanie osadów staje się coraz gorsze. Zróżnicowanie litologiczne, struktury sedymentacyjne oraz wzmiankowany już fakt, iż od południa do wału przylega sandr leszczyński, pozwalają sądzić, że seria zaburzona glacitektonicznie stanowi fluwioglacjał proksymalnej części sandru leszczyńskiego.

Wszystkie warstwy centralnej i południowej części wału moreny czołowej są w większym lub mniejszym stopniu wyruszone z pierwotnego położenia. Biegi warstw w tych częściach wału wykazują wyraźną zgodność z przebiegiem osi morfologicznej, tzn. porządkują się wzdłuż linii wschód — zachód (por. diagramy na rys. 1 i 2). Wniosek taki wyciągnięto nie tylko z pomiarów biegów w załączonych odsłonięciach, ale także z pomiarów orientacji wychodni tych osadów na powierzchni wału. Znacznie bardziej zróżnicowane są kierunki i wartości upadów. Jednak i w tym względzie rysują się pewne prawidłowości pomocne w rekonstrukcji procesu zaburzania.

Północne partie serii zaburzonej glacitektonicznie charakteryzują północne kierunki zapadania. Natomiast osady w części środkowej i południowej są postawione — zjawisko to jest powszechne w południowej części całego wału. W miarę posuwania się ku południowemu stokowi wału osady zapadają ponownie ku północy (sporadycznie tylko ku południowi), co wskazuje na ich przewalenie (rys. 1, 2). W zaprezentowanych odsłonięciach widać wyraźne strefy płaszczyzn ślizgowych, zawijanie warstw oraz bardzo intensywne zuskokowanie na granicach osadów o upadzie w kierunku północnym (lewe części odsłonieć) i osadów postawionych (prawe części odsłonieć).

Tak przedstawiony obraz stanowi pewne uproszczenie faktycznej sytuacji, jednakże znajduje on swoje potwierdzenie w szeregu dodatkowych obserwacji wykonanych w innych częściach omawianej serii. Stwierdzona miąższość zaburzeń wynosi przynajmniej 25 m.

Deformacje nieciągłe. Deformacje tego typu to wszelkiego rodzaju uskoki. Powstają one z chwilą przekroczenia naprężenia granicznego, którego wartość jest zróżnicowana w zależności od cech litologicz-

nych osadu, warunków wodnych, temperatury itp. formacji poddawanej naciskom (Jaroszewski 1980). Następuje wówczas utrata spójności wewnętrznej, czyli zniszczenie. Widocznym efektem tego procesu są uskoki. Orientacja powierzchni uskokowych zależy przede wszystkim od kierunków działania naprężeń głównych.

W celu stworzenia podstaw do rekonstrukcji kierunków naprężeń i procesu deformowania osadów, konieczne stało się możliwie dokładne zbadanie uskoków oraz ich systemów w zakresie orientacji, wielkości zrzutów i miejsc występowania.

Seria fluwioglacjalna zaburzona glacitektonicznie stanowi, jak to już wspomniano główny, ale jednocześnie tylko jeden z trzech elementów składowych badanego wału (rys. 4). Rodzaje deformacji oraz przedstawione już różnice w orientacji warstw, pozwalają rozdzielić tę serię na część północną oraz południową.

W północnej części odsłonięcia nr 1 (rys. 1) na odcinku od 0 do 5 m widoczny jest system uskoków odwróconych. Biegi płaszczyzn uskokowych układają się wzdłuż kierunku wschód — zachód. Odchylenie nie przekracza 20 gradów. Jest to system uskoków prostych. W miarę zbliżania się do dużego uskoku o charakterze powierzchni ślizgowej na 5 metrze, następuje wzrost zrzutu. Na 10 metrze znajduje się kolejna płaszczyzna ślizgu o podobnym charakterze co poprzednia. Pomędzy nimi występuje system uskoków przecinających się pod stałym kątem i przy zachowaniu konsekwentnie przeciwnych zwrotów. Uskoki te posiadają coraz większe nachylenie, zgodne na 10 metrze z nachyleniem płaszczyzny ślizgu. Powierzchnia ta rozdziela różne pod względem litologicznym osady.

Sama powierzchnia ślizgu bardzo ostro odcina się od osadów leżących na północ od niej, natomiast pomiędzy 10 a 12 metrem kontynuacją jej są drugorzędne powierzchnie ślizgowe. Uskoki znajdujące się tutaj tworzą system uskoków odwróconych o orientacji równoleżnikowej, nie przecinających się. Dalej na południe zuskokowane piaski i mułki przechodzą bez wyraźnej granicy w osady ustawione pionowo lub zapadające pod dużym kątem to ku północy, to ku południowi. Cechą znamioną jest brak w odsłonięciu większych uskoków począwszy od 12 metra. Jedyne w rejonie 19 - 22 metra znajdują się uskoki prawie poziome o niewielkich przesunięciach. W górnej części odkrywki, pomiędzy 20 a 22 metrem zalega pakiet piasków i żwirów, przesunięty z innego miejsca w trakcie procesu zaburzania. W analizowanym odsłonięciu występują także poziome pęknięcia wypełnione materiałem allochtonicznym (pomiędzy 29 a 32 metrem — rys. 1).

W odsłonięciu nr 2 (rys. 2) do 8 metra zalegają dobrze przesortowane osady fluwioglacjalne z licznymi uskokami o minimalnych przesunięciach. Orientacja płaszczyzn uskokowych jest także równoleżnikowa i zgodna z biegiem warstw. Osady zapadają ku północy pod coraz więk-

szym kątem w miarę przybliżania się do jedynej w tym odsłonięciu płaszczyzny ślizgu na 7 - 8 metrze. Powierzchnia ślizgu zapada ku południowi, a więc odwrotnie niż płaszczyzny ślizgowe w poprzednim odsłonięciu. Uskoki znajdujące się pomiędzy 7 a 12 metrem tworzą dwa systemy: jeden z uskokami nachylonymi ku południowi, a drugi ku północy. Orientacja obydwu systemów uskoków jest podobna i układa się na linii wschód — zachód.

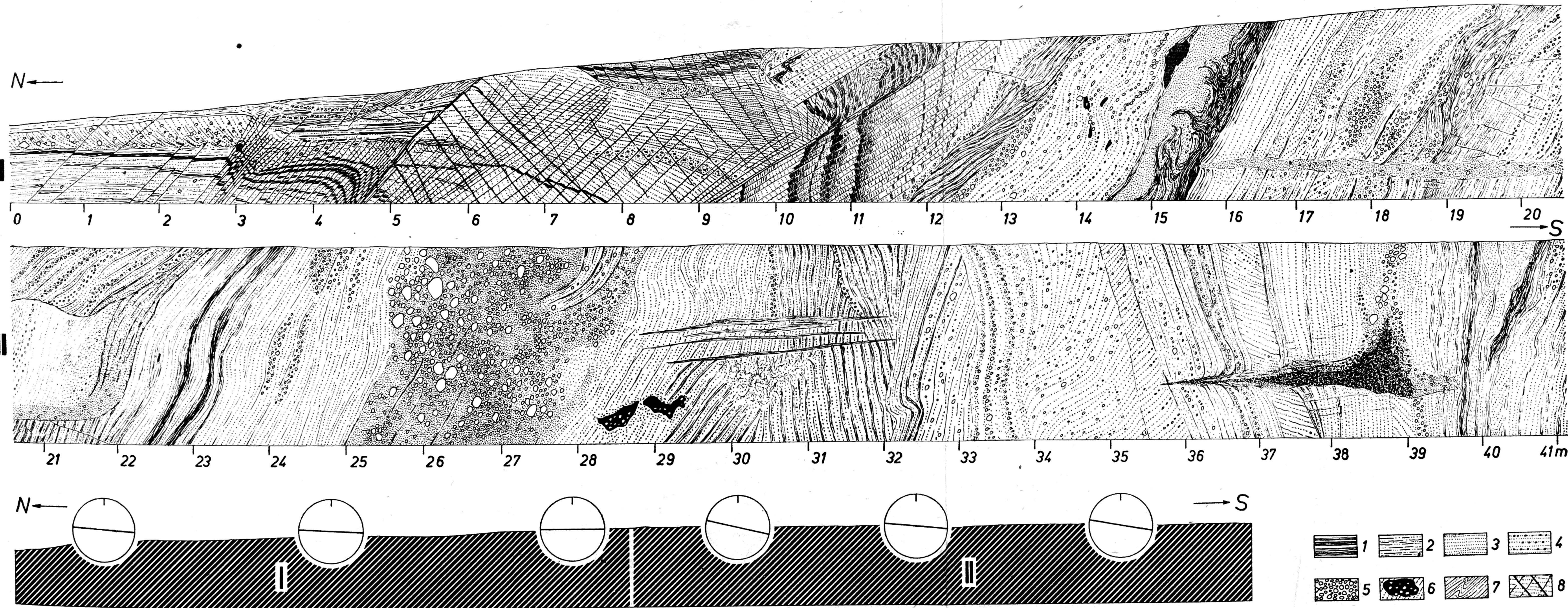
Zgodnie z zasadami klasyfikacji uskoków podanymi przez Jaroszewskiego (1980), opisane powyżej systemy uskoków przecinających się należy uznać za uskoki komplementarne ze względu na konsekwentnie przeciwstawne zwroty, stały kąt między nimi oraz podobną orientację w płaszczyźnie horyzontalnej.

Warto tutaj zauważyć, że warstwy od powierzchni ślizgowej na 8 do 12 metrów tworzą fragment fałdu, a w każdym razie zawijają się w kierunku płaszczyzny ślizgu. Osady te dalej ku południowi w załączonym przekroju (rys. 2) przechodzą bez dodatkowych zaburzeń we fluwioglacjał ustawiony pionowo lub prawie pionowo. I w tym odsłonięciu występują szczeliny wypełnione obcym materiałem jak to miało miejsce w poprzednim odsłonięciu.

Charakter deformacji nieciągłych zbadano ponadto w innych dostępnych częściach wału w celu wyciągnięcia wniosków o bardziej ogólnym charakterze. Okazało się, że orientacja wschód — zachód jest typowa dla prawie wszystkich uskoków serii zaburzonej glacitektonicznie. Seria ta daje się podzielić na podstawie analizy orientacji warstw i uskoków na dwie części. Część północna posiada charakter monokliny zapadającej na północ i wchodzącej pod glinę bazalną a także osady określone jako kemowe (rys. 4). Część południową natomiast stanowią osady ułożone pionowo lub przewalone w kierunku południowym. Obydwie części rozdzielają dość długie, jak na skalę wału, płaszczyzny ślizgowe. W bezpośrednim sąsiedztwie występuje najbardziej intensywne zuskokowanie.

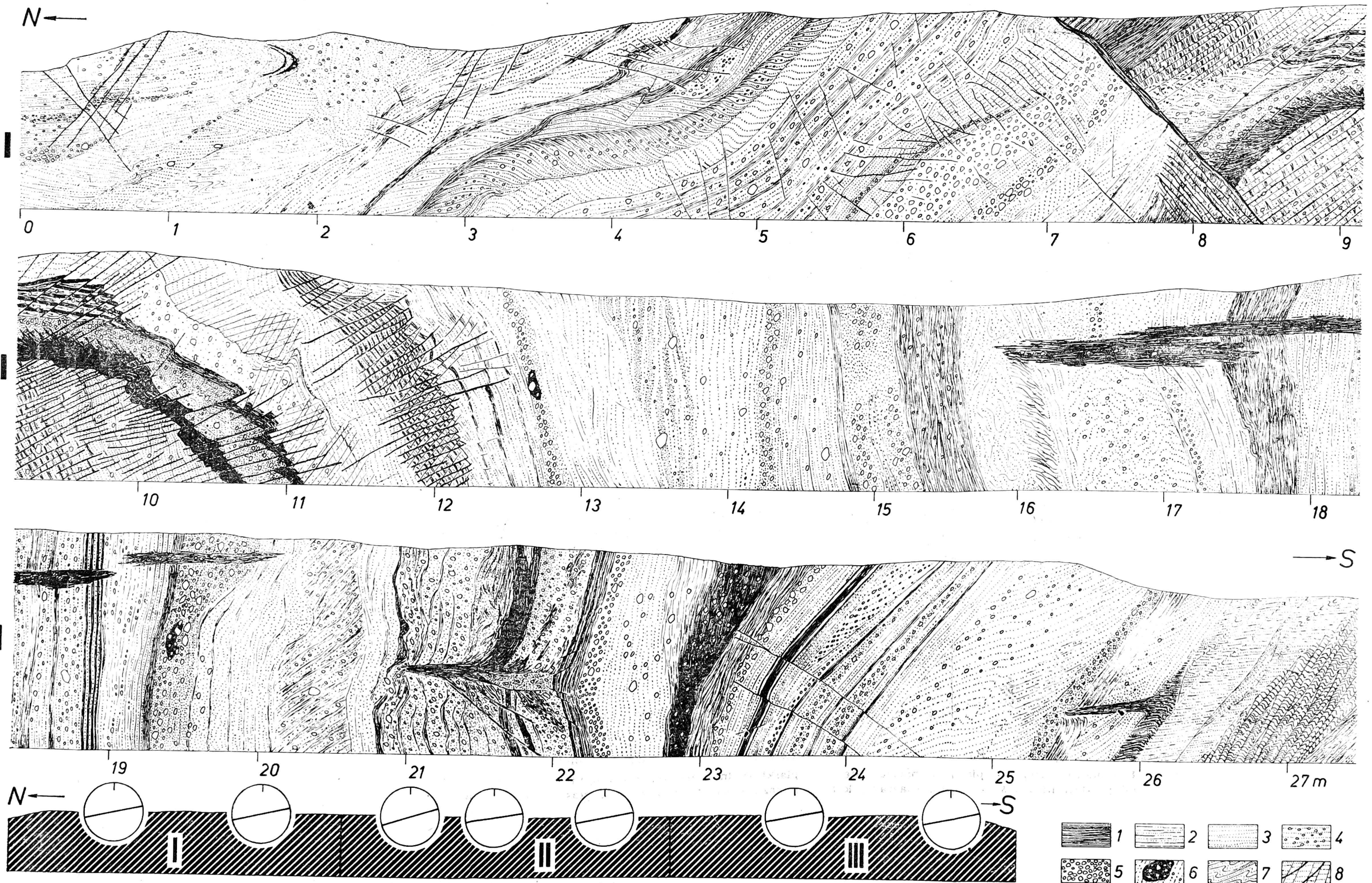
D e f o r m a c j e c i ą g ł e. Deformacje ciągłe tworzą się w warunkach naprężeń nie przekraczających wartości dla stanu zniszczenia (Jaroszewski 1980, Sitter de L. U. 1956). Tego typu zaburzenia nie są liczne w omawianej serii osadów.

W odsłonięciach nr 1 i 2 (rys. 1 i 2) widoczne są fragmenty fałdów pocięte uskokami. Warto zwrócić uwagę, że są one rozwinięte w osadach piaszczysto-mułkowych, a więc w materiale drobnym. Niewielkie fałdowe deformacje znaleziono i w innych częściach serii fluwioglacjalnej. Dość częste są sytuacje, gdzie pomiędzy pionowo ustawionymi warstwami części południowej zdeformowanego fluwioglacjału, znajdują się 2 - 3 metrowej długości pakiety osadów leżących horyzontalnie, ale zafałdowanych.



Rys. 1. Seria osadów fluwioglacjalnych zaburzona glacitektonicznie — odsłonięcie nr 1

1 — piaski ilaste, 2 — piaski drobnoziarniste, 3 — piaski średnioziarniste, 4 — piaski ze żwirzem, 5 — żwir, 6 — toczące ilaste uzbrojone, 7 — fałdy wleczeniowe, 8 — uskoki. Diagramy kołowe pokazują orientację warstw w płaszczyźnie horyzontalnej



Rys. 2. Seria osadów flowiglacialnych zaburzona glacictektonicznie — odsłonięcie nr 2

1 — piaski ilaste, 2 — piaski drobnoziarniste, 3 — piaski średnioziarniste, 4 — piaski ze żwirem, 5 — żwir, 6 — toczące ilaste uzbrojone, 7 — fałdy wleczeniowe, 8 — uskoki. Diagramy kołowe pokazują orientację warstw w płaszczyźnie horyzontalnej

Z małych struktur należy wymienić fałdy wleczeniowe w różnych stadiach rozwoju. Mamy tutaj do czynienia zarówno ze zgięciami lamin, widocznymi szczególnie dobrze w osadach o skośnym warstwowaniu, jak i z typowymi fałdami wleczeniowymi z zarysowaną powierzchnią ślizgu (rys. 2).

Struktury szczelin mrozowych. W osadach zaburzonych glacitektonicznie znaleziono dwie struktury klinowe (rys. 1: 36 - 39 m, rys. 2: 21 - 22 m). Stanowią one fragmenty poligonów mrozowych. Pierwotne wypełnienie lodem zostało zapisane w sposób typowy, poprzez powstanie charakterystycznych uskoków zrzutowych. W celu upewnienia się o peryglacjalnym charakterze opisywanych struktur wykonano wkoppy w głąb ścian, które potwierdziły peryglacjalną genezę szczelin.

Dla rozważanego w niniejszej pracy problemu najbardziej istotny jest fakt, że znalezione struktury w sposób jednoznaczny określają pierwotne położenie osadów, w których je znaleziono. Można na ich podstawie twierdzić, że w miarę posuwania się ku południowi, w omawianych profilach mamy osady coraz młodsze. Znaczy to, iż strop zaburzonej serii fluwioglacjalnej znajduje się z prawej strony. Wniosek ten ma podstawowe znaczenie dla przeprowadzonej w dalszej części pracy, próby odtworzenia procesu powstania spiętrzonej moreny czołowej koło Leszna.

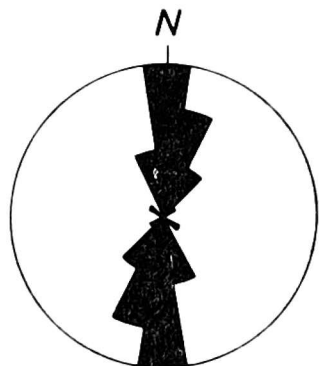
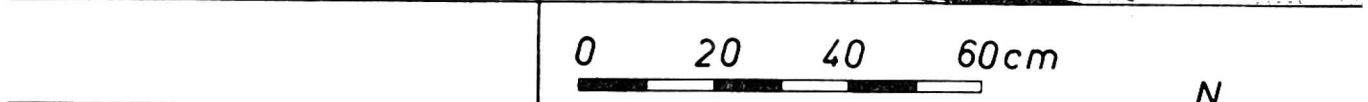
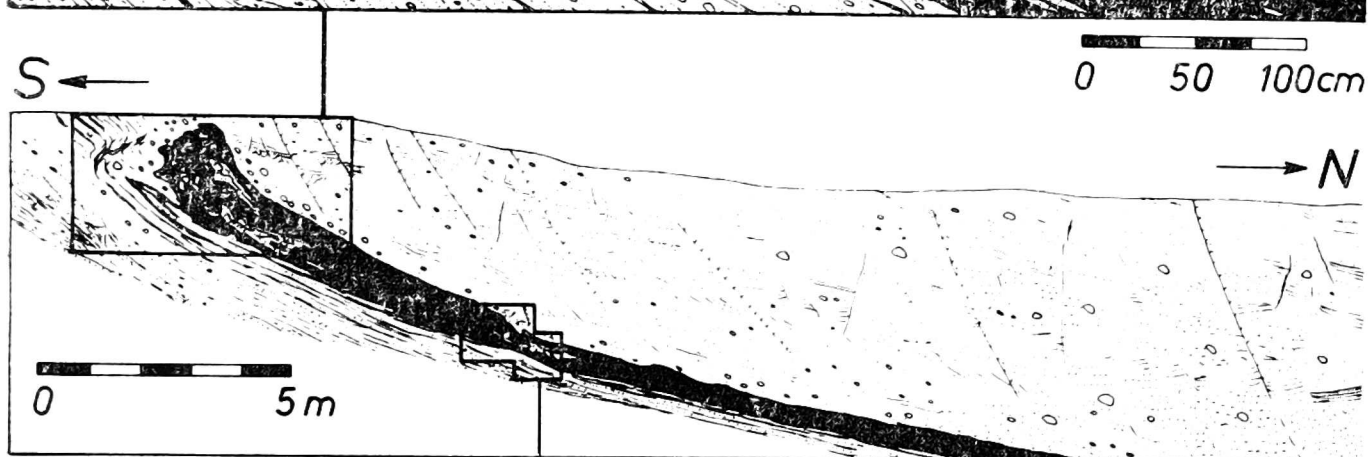
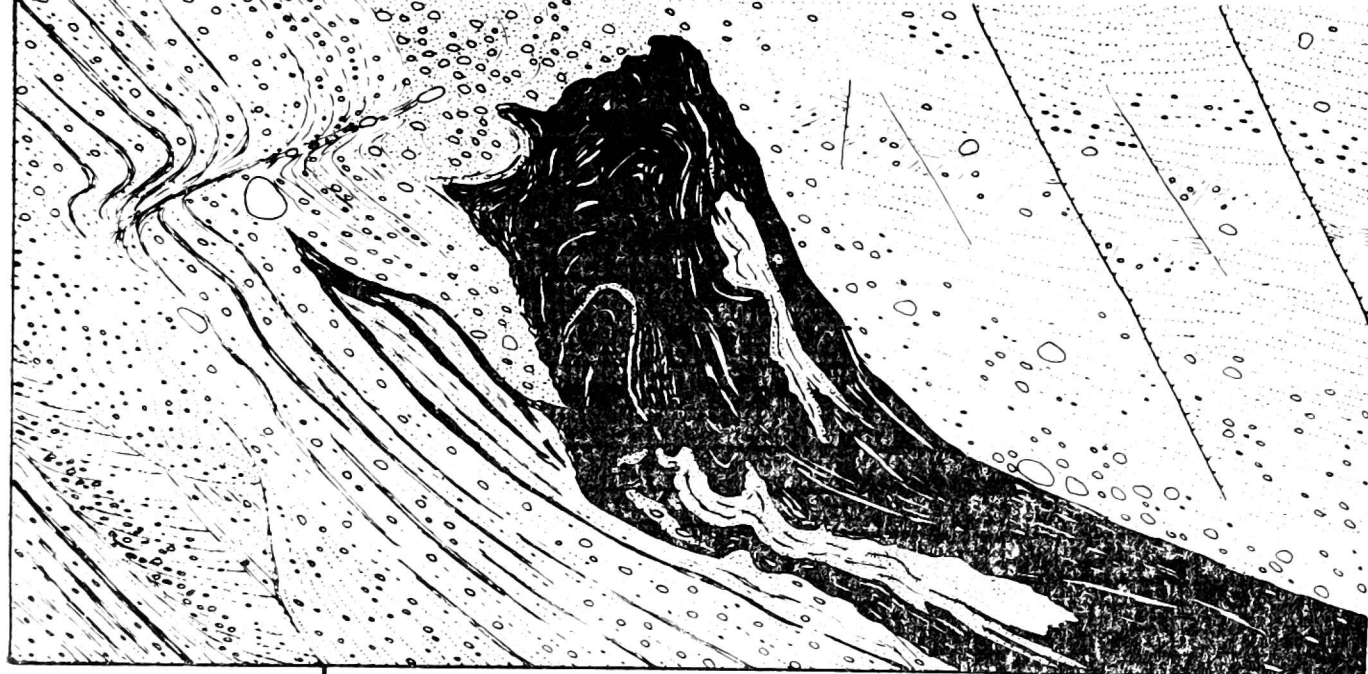
2.3. OSADY MORENOWE




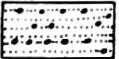
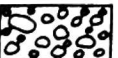



Osady morenowe w badanym wale można podzielić na dwa typy genetycznie odmienne: glinę bazalną oraz glinę ablacyjną.

Glina bazalna nigdzie nie występuje na powierzchni wału. Rozdziela serię osadów zaburzonych glacitektonicznie od osadów terasy kemowej (rys. 4). Interesujący jest charakter kontaktu gliny z osadami leżącymi pod nią. W dolnej części kontakt ten posiada wyraźnie sedymentacyjny charakter (rys. 3, 4 - II). W części górnej glina wkracza na osady postawione i ścina je (rys. 4).

Analiza kontaktu osadów fluwioglacjalnych terasy kemowej i stropowej partii gliny wskazuje, iż pomiędzy akumulacją gliny bazalnej a osadzeniem fluwioglacjału nie było długiej przerwy czasowej, gdyż w wielu miejscach kontakt ten posiada charakter sedymentacyjny (rys. 4 - II). Partie stropowe gliny pozbawione są ponadto śladów wietrzenia czy też erozji.

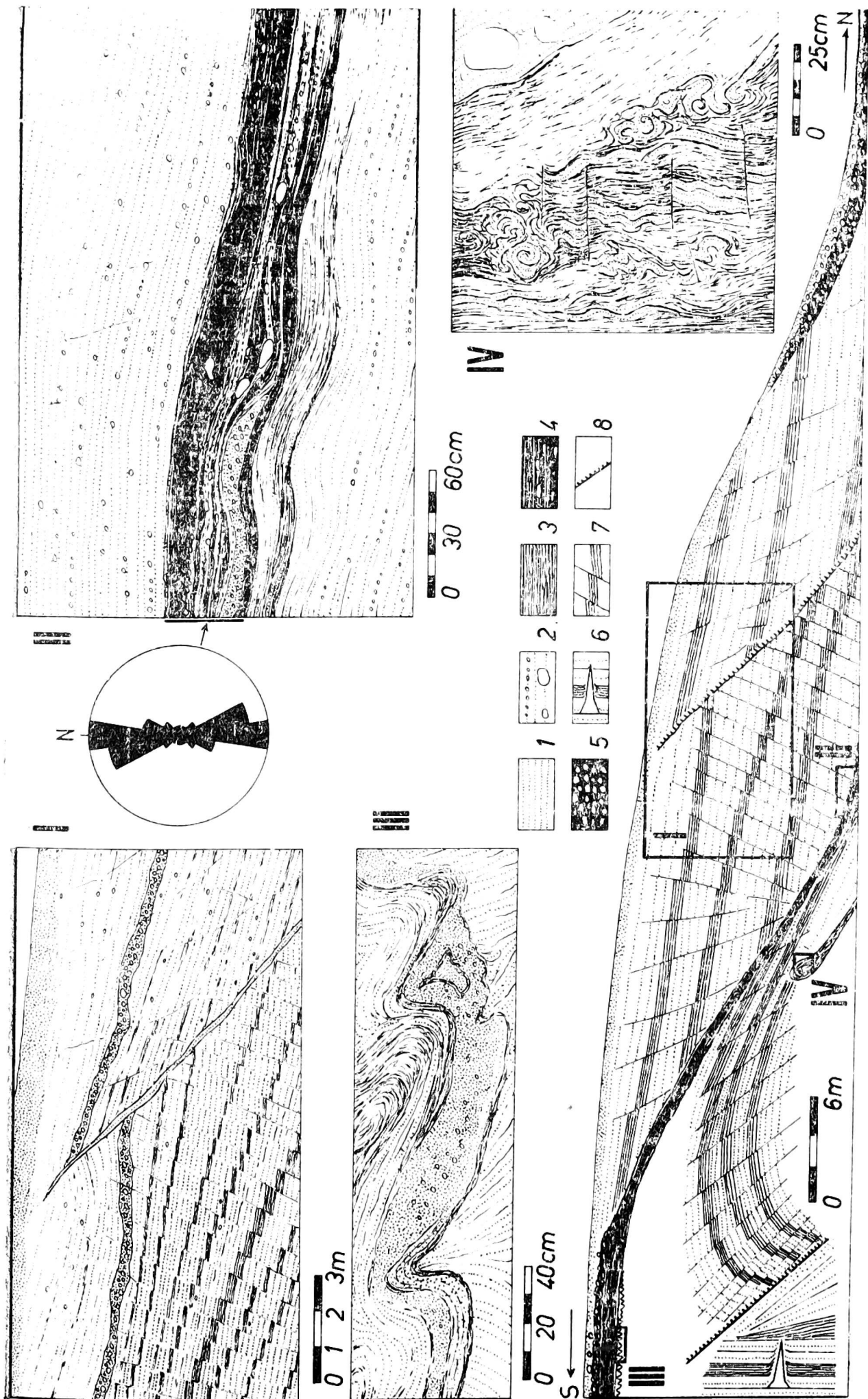
Glina bazalna posiada szereg cech pozwalających precyzyjniej określić ją jako glinę typu lodgement deponowaną w trakcie ruchu mas lodowych. Są to przede wszystkim ciała piaszczysto-żwirowe, które odsłonięte w planie, stanowią soczewki wydłużone wzdłuż osi północ-południe. Zbadano orientację dłuższych osi eliptycznych głazików. W obydwu ba-



- | | | | |
|--|---|---|---|
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |

Rys. 3. Gлина bazalna typu lodgement

1 — piaski ilaste, 2 — piaski drobnoziarniste, 3 — piaski średnioziarniste, 4 — piaski ze żwir, 5 — żwir, 6 — gлина bazalna typu lodgement z gładzikami i laminami piaszczystymi, 7 — uskoki główne, 8 — uskoki drugorzędne. Diagram pokazuje orientację detrytusu skalnego w glinie bazalnej



Rys. 4. Zestawienie zbiorcze elementów budowy geologicznej moreny czołowej koło Leszna

1 — piaski drobne, 2 — piaski ze żwirem, 3 — piaski ilaste, 4 — glina bazalna typu lodgement, 5 — glina ablacyjna, 6 — struktura szczeliny mrozowej, 7 — uskoki, 8 — płaszczyna ślizgu. Diagram kolowy pokazuje orientację detryktusu skalnego w glinie bazalnej typu lodgement

danych przypadkach stwierdzono orientację północ-południe (rys. 3, 4 - II). Obydwie te cechy są diagnostyczne dla gliny lodgement (Boulton 1970a, 1970b, 1971, 1972, 1975, 1976; Dreimanis, Reavely 1953; Krüger 1970, 1979; Lindsay 1970). Należy wreszcie zaznaczyć, że wskazana powyżej orientacja północ-południe jest prostopadła do biegów warstw, płaszczyzn uskokowych i ślizgowych opisanych z serii fluwioglacjału zaburzonego przez lądolód.

Glina ablacyjna nie stanowi ciągłej pokrywy na powierzchni wału. Występuje ona płatami w szczytowych partiach wału oraz u jego północnego podnóża (rys. 4). Jest znacznie bardziej piaszczysta od gliny bazalnej. Badania orientacji detrytusu wykazały brak uporządkowania.

Na stoku dystalnym wału w wykonanych wierceniach ręcznych do głębokości 2 m nie stwierdzono gliny.

2.4. SERIA OSADÓW TERASY KEMOWEJ

Od północy do omówionych uprzednio osadów przylegają mułkowo-piaszczysto-żwirowe osady kemowe (rys. 4). Tylko w dolnych częściach stoku pokrywa je glina ablacyjna. Kontakt ma charakter sedymentacyjny.

Najciekawszym elementem terasy kemowej jest duży uskók odwrócony o północnym kierunku zapadania (rys. 4 - I). Dzieli on osady kemowe na dwie części. W części południowej widoczna jest duża ilość uskoków odwróconych. W części prawej natomiast uskoki są bardzo rzadkie i są to jedynie uskoki normalne o zrzutach rzędu centymetrów (rys. 4 - I).

W osadach kemowych dominuje warstwowanie horyzontalne w piaskach i żwirach, a faliste w mułkach. W części południowej osadów kemowych w pobliżu gliny bazalnej zaobserwowano liczne kanały erozyjne, wskazujące na dużą turbulencję wód w tym rejonie. Warstwy posiadają tam bardzo małą rozciągłość lateralną.

3. GENEZA SPIĘTRZONEJ MORENY CZOŁOWEJ KOŁO LESZNA

3.1. PROBA ODTWORZENIA KIERUNKÓW NAPRĘŻEŃ GŁÓWNYCH

Na każdy punkt przestrzeni geologicznej działa pewien układ naprężeń. Upraszczając rzeczywistość przyrodniczą, można przedstawić określony stan naprężeń za pomocą trzech sił skierowanych prostopadle względem siebie (Jaroszewski 1980). Jeżeli siły te są sobie równoważne to nie ma możliwości jakichkolwiek przemieszczeń w osadzie. Jeśli zatem obserwujemy w osadach uskoki, będące rezultatem przesunięć, zna-

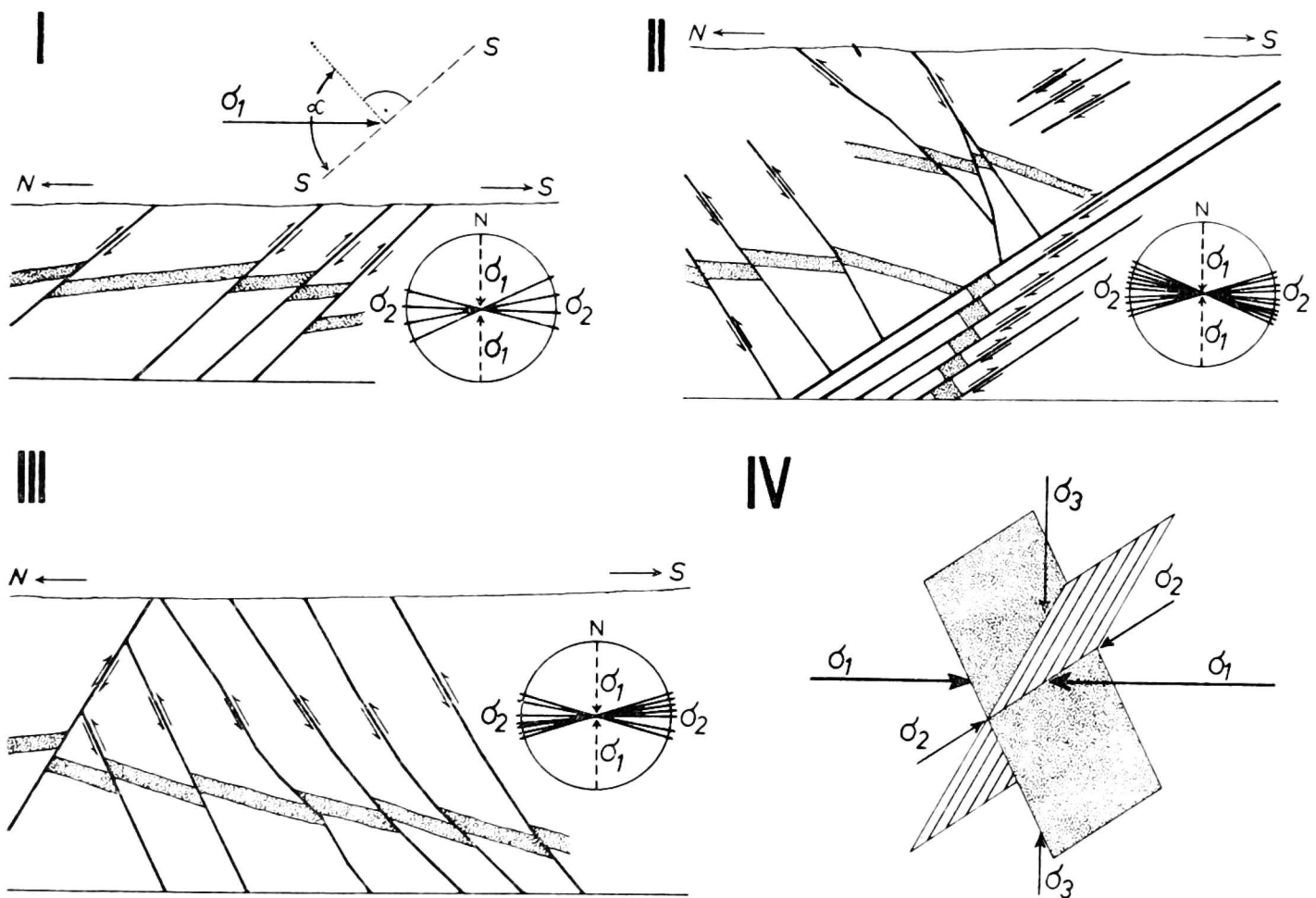
czy to wówczas, że nastąpiło albo zmniejszenie, albo zwiększenie któregoś z naprężeń. Z reguły najbardziej istotne jest określenie kierunku działania naprężenia głównego, który wskazać może jakiego rodzaju siła zaburzyła pierwotną strukturę osadu. Możliwość taka istnieje w przypadku dysponowania pomiarami cech geometrycznych większej ilości uskoków. Najlepiej do tego celu nadają się uskoki komplementarne, czyli uskoki ułożone względem siebie pod pewnym stałym kątem i o przeciwnych zwrotach (Jaroszewski 1980). Oczywiście nie może to być jedna generacja uskoków nałożona na drugą, gdyż w takim przypadku w trakcie powstawania poszczególnych generacji mogły istnieć różne układy naprężeń (Rotnicki 1976a). Systemy uskoków prostych, a więc nie przecinających się, ale nachylonych pod pewnym stałym kątem, pozwalają również na dokonywanie rekonstrukcji kierunków naprężeń. Dokładność w takim przypadku jest jednak znacznie mniejsza.

Ze zbadanych odsłoneń w wale spiętrzonyj moreny czołowej wybrano do badań szczegółowych trzy systemy uskoków (rys. 5). Pierwszy z zaprezentowanych to system uskoków odwróconych, znajdujący się na pierwszych dwóch metrach odsłonecia nr 1 (rys. 1). Uskoki te poddano analizie kierunków naprężeń zgodnie z metodyką przedstawioną przez Jaroszewskiego (1980). Oś naprężenia głównego (δ_1) posiada orientację północ — południe (rys. 5 - I). Nie można w tym przypadku ustalić nachylenia osi, wiadomo jednak, że był to nacisk ogólnie mówiąc poziomy i z sektora północnego. Oś naprężenia pośredniego (δ_2) wyznaczają biegi płaszczyzn uskokowych. Widać tu pewien rozrzut, który nie ma większego znaczenia dla rozważanego problemu.

Podobnej analizie poddano uskoki komplementarne z odsłonecia nr 1 (rys. 1). W dwóch zbadanych systemach uskoków można było już znacznie dokładniej odtworzyć układ naprężeń głównych, które doprowadziły do powstania nieciągłości w obrębie analizowanych warstw (rys. 5 — II, III, IV). Jeżeli przyjąć założenie wypracowane doświadczalnie (Jaroszewski 1980), że oś naprężenia głównego jest dwusieczną kąta rozwartego pomiędzy płaszczyznami uskokowymi, to płaszczyzna w której działał nacisk główny jest zbliżona do poziomej. Konsekwentnie należy uznać, iż naprężenie najmniejsze działało w płaszczyźnie pionowej. W obydwu systemach uskoków komplementarnych oś pośrednia ma przebieg wschód — zachód.

W odsłoneciu nr 2 (rys. 2), jak to już stwierdzono, płaszczyzna ślizgu ma przeciwny kierunek zapadania w stosunku do płaszczyzn ślizgu w odsłoneciu nr 1 (rys. 1). Mimo to układ naprężeń głównych wypracowany dla pierwszego odsłonecia (rys. 5 — IV) jest prawdziwy dla odsłonecia nr 2, gdyż i w tym przypadku mamy system uskoków komplementarnych o takich samych cechach geometrycznych.

Dominującym kierunkiem orientacji płaszczyzn uskokowych w skali całej serii zaburzonej glacitektonicznie jest oś wschód — zachód. Bio-



Rys. 5. Analiza kierunków naprężeń głównych

I — system uskoków prostych, II, III — systemy uskoków komplementarnych, IV — uogólniony układ osi naprężeń głównych, σ_1 — oś naprężenia największego, σ_2 — oś naprężenia pośredniego, σ_3 — oś naprężenia najmniejszego, S-S — uśredniony kierunek uskoków prostych. Diagramy pokazują biegi płaszczyzn uskokowych, wyznaczając jednocześnie oś naprężenia pośredniego

racę pod uwagę wyniki przedstawionej analizy układów naprężeń można sądzić, że w większości przypadków bieg uskoków wyznacza oś pośrednią naprężenia.

Można zatem sformułować wniosek, że główną siłą która zdeformowała osady serii fluwioglacjalnej był nacisk skierowany od północy w płaszczyźnie poziomej. Twierdzenie takie dodatkowo popierają uskoki poziome zaobserwowane w odsłonięciach.

3.2. REKONSTRUKCJA PROCESU POWSTANIA SPIĘTRZONEJ MORENY CZOŁOWEJ

Z przedstawionego uprzednio materiału dokumentacyjnego wynikają ustalenia ważne dla rekonstrukcji procesu powstawania spiętrzonej moreny czołowej.

W wale tej moreny koło Leszna wyróżniono trzy odrębne genetycznie elementy budowy geologicznej: serię fluwioglacjalną zaburzoną glacytektonicznie, osady morenowe w postaci gliny bazalnej i ablacyjnej oraz serię fluwioglacjalną terasy kemowej. Pomiedzy tymi elementami nie stwierdzono dowodów na istnienie dłuższej przerwy czasowej. W związ-

ku z tym oraz biorąc pod uwagę sytuację geomorfologiczną wału, tj. usytuowanie w strefie marginalnej fazy leszczyńskiej, można uznać wszystkie struktury i osady wału za pochodzące z ostatniego zlodowacenia. Seria zaburzona glacitektonicznie stanowi najstarszą jednostkę wału. Następnie należy wymienić glinę bazalną oraz ablacyjną zalegającą płacami w najwyższej części wału. Najmłodszymi elementami są osady fluwioglacjalne terasy kemowej oraz glina ablacyjna przylegająca do nich od północy.

Serię zaburzeń glacitektonicznych podzielono na podstawie kryteriów strukturalnych na część południową, gdzie dominują osady postawione i część północną o budowie monoklinalnej. Obie części rozdzielają duże uskoki, które uznano za płaszczyzny ślizgu. Struktury szczelin mrozowych pozwoliły na wyciągnięcie wniosku, że osady dystalnej części wału (południowej) stanowiły przed zaburzeniem strop serii fluwioglacjalnej.

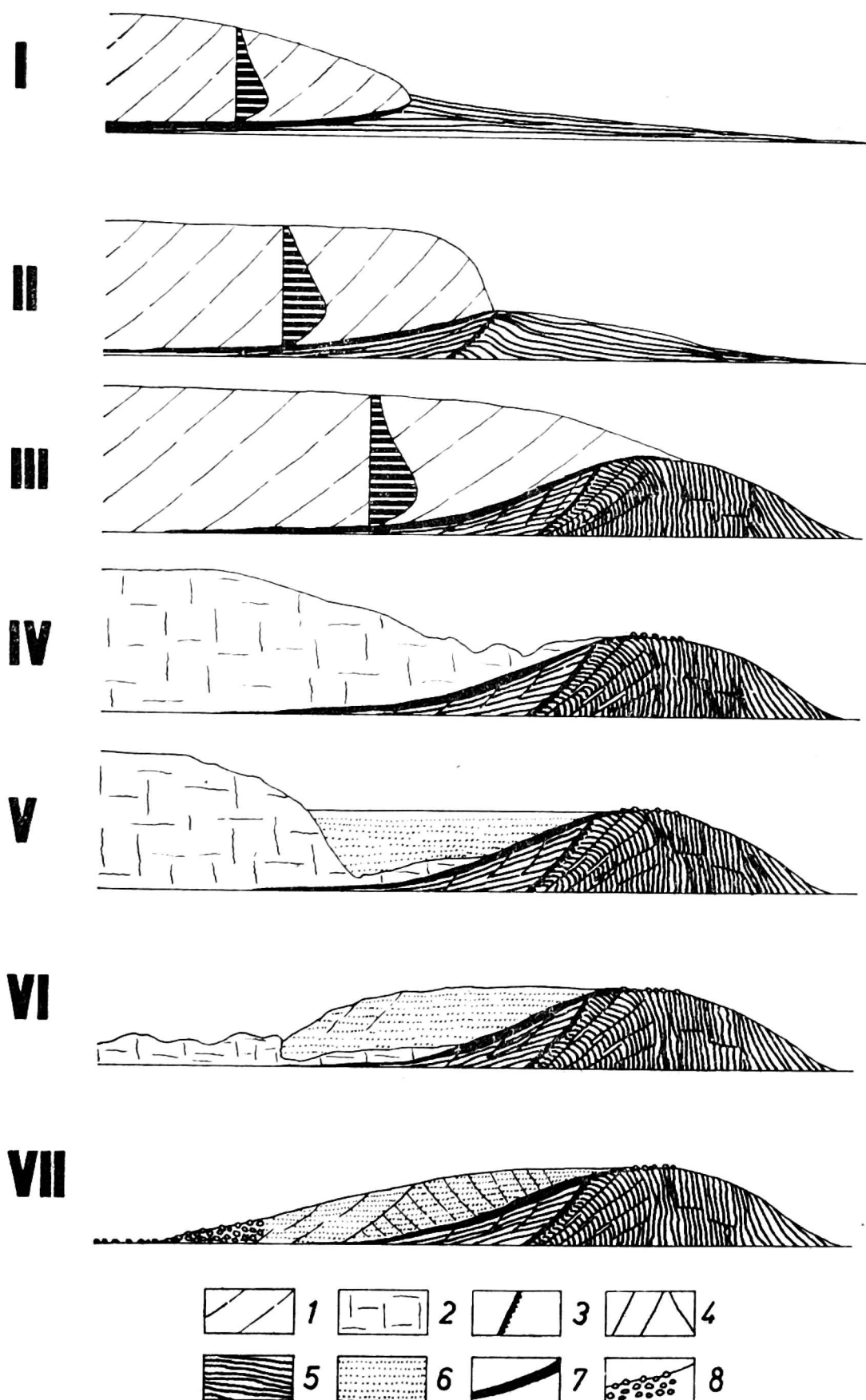
Zbadano orientację detrytusu i ciał piaszczysto-żwirowych w glinie bazalnej. Stwierdzono, że jest ona prostopadła do osi morfologicznej wału, biegów warstw i uskoków w zaburzonym fluwioglacjale. Orientacja struktur kierunkowych w glinie bazalnej zgodna jest natomiast z przebiegiem osi naprężenia głównego. Fakt ten wskazuje na powiązanie procesu depozycji gliny bazalnej z procesem zaburzania serii fluwioglacjalnej. Kierunek działania siły zaburzającej określono na podstawie analizy naprężeń jako poziomy z sektora północnego.

Od północy do serii zaburzonej glacitektonicznie oraz gliny bazalnej przylegają osady uznane za fluwioglacjalne terasy kemowej. Osady kemowe dzieli na dwie części duży uskok odwrócony, zapadający ku północy: w części południowej terasy kemowej występują liczne uskoki, w części północnej uskoków brak poza niewielkimi zrzutami rzędu kilku centymetrów. Obecność uskoków w terasie kemowej wskazuje na sypanie fluwioglacjału na podłożu lodowej.

Przeprowadzone badania pozwalają wydzielić w procesie formowania wału moreny czołowej, spiętrzonej koło Leszna, szereg etapów (rys. 6). W początkowej fazie następowało sypanie sandru leszczyńskiego (rys. 6 - I). Ze względu na jego dość duże rozmiary, można sądzić, że lądolód znajdował się wówczas w stanie równowagi. Stan taki sprzyja przysypywaniu do pewnej wysokości czoła lądolodu, co mogło być czynnikiem ułatwiającym późniejsze zaburzanie. W wyniku zmiany bilansu lądolodu, w badanym rejonie nastąpił najprawdopodobniej szybki awans czoła. Warto dodać, że sytuacje takie są dość często obserwowane na współczesnych lodowcach, mimo iż nie są w sposób pełny poznane przyczyny tego zjawiska (np. Bayrock 1967).

Można przypuszczać ponadto, że maksymalne prędkości ruchu mas lodowych występowały nieco powyżej spągu lądolodu, co zdaniem autora stwarzało optymalne warunki do powstania opisywanych zaburzeń

glacitektonicznych. Możliwość wzrostu prędkości w dolnych partiach profilu pionowego lądolodu przedstawił Stankowski (1964). Bayrock (1967) natomiast, stwierdził takie zjawisko na podstawie pomiarów prędkości lodowca Steele w Kanadzie.



Rys. 6. Rekonstrukcja procesu powstania spiętrzonej moreny czołowej koło Leszna
 1 — lód aktywny, 2 — lód stagnujący lub martwy, 3 — płaszczyna ślizgu, 4 — uskoki, 5 —
 osady fluwioglacjalne, sandrowe, 6 — osady fluwioglacjalne terasy kemowej, 7 — glina ba-
 zalna typu lodgement, 8 — glina ablacyjna

Posuwający się do przodu lądolód spowodował zaburzenie proksymalnej części sandru. Brak dużej liczby płaszczyzn ślizgowych oraz większych przemieszczeń w obrębie postawionych obecnie warstw może wskazywać na sztywność zaburzanych serii, a więc ich przemarznięcie. Piaski fluwioglacjalne przymarzły do stopy lądolodu i razem z nim napierały na osady leżące przed czołem. W pewnych miejscach musiało dochodzić do pęknięcia ściskanych w płaszczyźnie poziomej osadów i tworzenia się płaszczyzn ślizgu (rys. 6 - II, III). Z tego względu obserwujemy dziś w osadach fluwioglacjalnych zaburzonych glacitektonicznie część północną monoklinalną, na której spoczywa glina bazalna (są to osady które przymarzły do stopy lądolodu) oraz część południową z pionowo postawionymi warstwami (rys. 1, 2, 4). Front lądolodu nie posuwał się równomiernie i dlatego w tych miejscach gdzie czoło posunęło się szczególnie daleko zaobserwować można w wale warstwy przewalone. W opisany powyżej sposób ukształtowana została południowa część wału moreny czołowej koło Leszna.

Kolejny etap kształtowania wału rozpoczyna się w okresie zaistnienia przewagi ablacji nad dostawą lodu do strefy marginalnej, a więc w okresie bilansu ujemnego czoła lądolodu. Powstała wówczas wolna przestrzeń pomiędzy dopiero co utworzonym wałem czołowomorenowym a masą lądolodu (rys. 6 - IV, V). Zaistniały zatem warunki do akumulacji terasy kemowej. Jednocześnie jednak z zanikaniem lodu wyodrębniała się glina bazalna o cechach gliny lodgement. W szczytowej partii wału doszło natomiast do osadzenia gliny ablacyjnej z płatów lodu, który pozostał tam z okresu maksymalnego zasięgu lądolodu.

W okresie sypania terasy kemowej zasadnicza masa lądolodu nie mogła być silnie uszczelniona, gdyż wówczas nie byłoby możliwości usypania przez wody roztopowe tak wysokiej terasy kemowej. Lundqvist (1972) stwierdził, że sytuacja taka byłaby wbrew prawom fizyki, ponieważ boczne ciśnienie wody w jeziorze musi być zrównoważone odpowiednim oporem zwartej ściany lodowej. Etap sypania terasy kemowej nie może być zatem wiązany z okresem bryłowego rozpadu lądolodu, czyli z początkiem deglacjacji arealnej na tym obszarze.

Zapisek całkowitego wytopienia lodu w okolicy wału jest morena ablacyjna przylegająca do wzgórza od północy (rys. 6 - VI, VII). Nie stanowi ona ciągłej pokrywy ze względu na znaczne jej rozmycie przez wody zanikającego lądolodu.

4. DYSKUSJA I WNIOSKI

Opisaną w niniejszej pracy morenę czołową o zaburzonej budowie wewnętrznej należy zaliczyć do tzw. moren czołowych pchniętych, opisywanych przede wszystkim z obszarów współcześnie zlodowaconych

(Price 1973, Bayrock 1967). Mechanizm powstawania tego typu moreny czołowej różni się w sposób zasadniczy od dość powszechnie przyjmowanego dla moren spiętrzonych mechanizmu łuskowego (Ciuk 1955, Dyjor 1974, Kozarski 1959, Rotnicki 1974, 1976b). Główną siłą zaburzającą w takim przypadku jest nacisk skierowany poziomo, a wynikający z ruchu lądolodu, a nie obciążenia podłoża przez jego masę (nacisk statyczny). Zaburzenia omawianego typu powstają w zasadniczej swej części przed czołem lądolodu.

Trudno na obecnym etapie badań ustalić stosunek tego rodzaju zaburzeń do zaburzeń typu łuskowego posiadających miąższość kilkuset metrów. Najprawdopodobniej struktury pchnięcia spełniają rolę drugorzędną w hierarchii zaburzeń glacitektonicznych. Nie umniejsza to jednak w niczym ich znaczenia paleogeograficznego szczególnie w odniesieniu do dynamiki czoła lądolodu.

Przeprowadzone badania pozwalają ponadto spojrzeć nieco inaczej na strefę marginalną fazy leszczyńskiej koło Leszna. W dotychczasowych badaniach tego obszaru zarysowały się dwa sprzeczne poglądy. W myśl starszych poglądów badaczy niemieckich (Behr, Tietze 1913) lądolód fazy leszczyńskiej w okolicach Leszna miał postać aktywnego lobu, który spowodował liczne zaburzenia pierwotnej struktury osadów. Badacze ci nie przedstawili jednak przekonujących dowodów geologicznych. Opierali się oni przede wszystkim na przesłankach morfologicznych, lobowym zarysie strefy marginalnej oraz dużym zagłębieniu końcowym istniejącym na północ od form marginalnych.

Natomiast polscy badacze (Augustowski 1961, Bartkowski 1967, Krygowski 1961) określili charakter tej części strefy marginalnej fazy leszczyńskiej jako kemowo-wytopiskowy.

Badania przeprowadzone przez autora wydają się popierać tezę badaczy niemieckich, oczywiście jeżeli prawdą jest, że zaburzenia glacitektoniczne znalezione na północ od Leszna są wieku leszczyńskiego. W każdym jednak razie okazuje się, że inwentarz form marginalnych w tej części Wielkopolski jest bardzo bogaty i wymaga dalszych intensywnych badań.

Pragnę na koniec podziękować Panu Profesorowi S. Kozarskiemu za krytyczne przejście rękopisu niniejszej pracy oraz uwagi czynione w trakcie jej przygotowania.

*Institut Badań Czwartorzędu
Zakład Geomorfologii Ogólnej
Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Poznań*

LITERATURA

Augustowski B., 1961: Zarys geomorfologii Międzyrzecza Odrzańsko-Obrzań-
skiego. Prace Komisji Geogr.-Geol., Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk,
t. III, z. 2, Poznań.

- Bartkowski T., 1967: O formach strefy marginalnej na Nizinie Wielkopolskiej (Résumé: Sur les Formes de la zone marginale dans la Plaine de la Grande Pologne). Prace Komisji Geogr.-Geol., Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, t. VII, z. 1, Poznań.
- 1968: O istocie glacitektoniki. Przegląd Geologiczny, z. 10.
- Bayrock L. A., 1967: Catastrophic advance of the Steele Glacier, Yukon, Canada. Boreal Institute, Univ. of Alberta, Occasional Publ. nr 3.
- Behr J., Tietze C., 1913: Über den Verlauf der Endmoränen bei Lissa (Provinz Posen) zwischen Oder und russischer Grenze. Jahrbuch der Königl. Preuss. Geolog. Landesanstalt, Bd. 32.
- Boulton G. S., 1970a: On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. Journal of Glaciology, vol. 9, nr 56.
- 1970 b: On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. Journal of Glaciology, vol. 9, nr 56.
- 1971: Till genesis and fabric in Svalbard. w: Goldthwait R. P., (ed) Till-a Symposium. Ohio State University Press, Ohio.
- 1972: Modern Arctic glaciers as depositional models for former ice sheets. Journal of the Geological Society of London, 128.
- 1975: Processes and patterns of subglacial sedimentation, w: Wright and Mosely, ed., Ice Ages: Ancient and Modern. Seel House, Liverpool.
- 1976: A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. w: Till-its genesis and diagenesis, ed. W. Stankowski, Geografia, nr 12, Poznań.
- Brodzickowski K., 1978: O deformacjach glacitektonicznych. Czasopismo Geograficzne, t. 49, z. 2.
- 1980: Glacitektonika — problemy genetycznej klasyfikacji zaburzeń (Sum.: Glacitectonic — problems in genetic classification of disturbances). w: Metody badań i analiza struktur glacitektonicznych, III Sympozjum Glacitektoniki, Zielona Góra.
- Ciuk E., 1955: O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski (Sum.: Glaciotectonical phenomena in pleistocene and tertiary formations in the area of west and north Poland). Biuletyn Instytutu Geologicznego nr 70, Z badań czwartorzędu, t. 6.
- 1974: Wybrane zagadnienia zaburzeń neotektonicznych w Polsce. w: Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej, symposium, Zielona Góra.
- Dreimanis A., Reavely G. H., 1953: Differentiation of the lower and the upper till along the north shore of Lake Erie. Journal of Sed. Petrology, nr 23.
- Dyjur S., 1974: Zaburzenia glacitektoniczne na obszarze Ziemi Lubuskiej w: Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie Ziemi Lubuskiej, symposium, Zielona Góra.
- Gripp K., 1938: Endmöränen. Compt. Rend. Congr. Intern. Geogr., Amsterdam, Tom Deuxieme, Trav. Sec. IIa, Geogr. Phys.
- Jaroszewski W., 1980: Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol. Warszawa.
- Kozarski S., 1959: O genezie chodzieskiej moreny czołowej (Sum.: On the origin of the Chodzież end moraine). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 5, seria A, Geogr. Fizyczna.
- Keller G., 1954: Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 4/5.
- Krygowski B., 1961: Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej cz. 1. Geomorfo-

- logia (Sum.: Physical geography of the Great Poland Lowland, part I. Geomorphology). Prace Komisji Geogr.-Geol., PTPN, Poznań.
- 1962: Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych niżowej części Polski Zachodniej (Zsf.: Bemerkungen über einige Typen glazitektonischer Störungen in Flachland Westpolens). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 9, seria A, Geogr. Fizyczna.
- Krüger J., 1970: Till fabric in relation to direction of ice movement. Geografisk Tidsskrift, Bd. 69.
- 1979: Structures and textures in till indicating subglacial deposition. Boreas, vol. 8.
- Lindsay J. F., 1970: Clast fabric of till and its development. Journal of Sed. Petrology, 40.
- Lundqvist J., 1972: Ice-lake types and deglaciation pattern along the Scandinavian mountain range. Boreas, vol. 1.
- Price R. J., 1973: Glacial and fluvioglacial landforms. Londyn.
- Rotnicki K., 1974: Ogólne podstawy teoretyczne powstawania deformacji glacitektonicznych. w: Badania geologiczno-inżynierskie dla potrzeb budownictwa na obszarach zaburzonych glacitektonicznie, sympozjum, Zielona Góra.
- 1976 a: Struktury odprężeniowe w strefach występowania deformacji glacitektonicznych (Sum.: Relaxation structures in the zones of glacitectonic deformations). Bad. Fizjogr. nad Polską Zach., t. 29, seria A, Geogr. Fizyczna.
- 1976 b: The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotectionic deformations. Quaestiones Geographicae, nr 3.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1979: Zróznicowanie zaburzeń glacitektonicznych w zależności od przewagi oddziaływania ciężaru lodu lub ruchu lodu (Sum.: Differentiation of glacitectonic deformations due to prevalence of ice — pressure or ice movement). Biuletyn Geologiczny, t. 23.
- Rutkowski E., 1959: Uwagi o mechanizmie powstawania niektórych struktur (Sum.: Remarks on mechanism of development of some glacitectonic structures). Przegląd Geologiczny, nr 1.
- Sitter de L. U., 1956: Structural Geology. Nowy Jork.
- Stankowski W., 1964: Kilka uwag o charakterze transgredującego lądolodu. Sprawozdania Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk, nr 2.
- Zwierzycki J., 1949: Geologia złóż węgla brunatnego. w: Węgiel brunatny w Polsce Zachodniej, Katowice.

THE ORIGIN OF GLACIO-TECTONIC DEFORMATIONS WITHIN THE PUSH-MORAINES NEAR LESZNO

Summary

The marginal zone of the Leszno Phase of the last glaciation expands into continuous hummocks, lobate in form, to the north of Leszno, the middlewestern portion of the Greater Poland lowland. The hummocks making up the marginal zone are most frequently elliptical. The long axes approach a few hundred metres in length, whereas the relative heights do not exceed 20 - 30 metres.

The studied ridge-like form lies in the outer, southern part of the marginal form train. Geological studies permit three components of different origin to be distinguished within it, i.e. a series of glaciotectionically deformed fluvioglacial sediments, morainic deposits represented by basal lodgement and ablation tills, and

kame terrace fluvioglacial sediments adjoining the ridge on its north-facing side (Fig. 4).

The division of the series of glacio-tectonically deformed fluvioglacial sediments into the southern part where upturned sediments remain dominant and the northern part which is monoclinical in structure is based on structural criteria. Both parts are separated from each other by large faults recognized as shear planes (Figs 1, 2). Selected sets of faults developed within glacio-tectonically deformed sediments have been analysed for principal stress directions. The resulting conclusion is that the major deforming force acted in a horizontal plane from the north (Fig. 5).

Studies of till fabrics of the long axes and of the orientation of the long axes of sand-gravel bodies were made in basal lodgement till. It has been established that the orientation is perpendicular to the morphological axis of the ridge and to the strike of layers and faults in deformed fluvioglacial sediments but remains parallel to the axis of principal stress (Figs 3, 4, 5). This is indicative of a close relationship between the deposition of basal till and deformation of the fluvioglacial series.

The end morainic ridge consists of other components, i.e. kame terrace fluvioglacial sediments and ablation till which occurs as a discontinuous cover in the top portions of the ridge or adjoins the kame terrace sediments on the north side (Fig. 4). Faults developed within the kame terrace indicate that it was piled up on the glacial floor.

The series of glacio-tectonic deformations remains the oldest unit of the end morainic ridge. The upturning of fluvioglacial layers took place in consequence of the pushing of the proximal side of the Leszno outwash plain (Fig. 6: I, II, III) during rapid transgression of the ice sheet front. Though it is described fairly well for present-day glaciated areas, this mechanism still remains documented insufficiently with respect to push-moraines reported from areas glaciated during the Pleistocene.

The series of tills and kame terrace fluvioglacial sediments became deposited by subsequent lateral accretion on the north-facing slope of the push-morainic ridge during progressing ablation of the Leszno ice-sheet front (Fig. 6: IV, V, VI, VII).

*Institute of Quaternary Research
Department of General Geomorphology
Adam Mickiewicz University
in Poznań*

LIST OF FIGURES

- Fig. 1. Series of glacio-tectonically deformed fluvioglacial sediments: pit no. 1. 1: clayey sands, 2: fine sands, 3: medium-grained sands, 4: sands containing gravel, 5: gravel, 6: armoured clay balls, 7: drag folds, 8: faults. Diagrams show layer orientation in the horizontal plane.
- Fig. 2. Series of glacio-tectonically deformed fluvioglacial sediments: pit no. 2. 1: clayey sands, 2: fine sands, 3: medium-grained sands, 4: sands containing gravel, 5: gravel, 6: armoured clay balls, 7: drag folds, 8: faults. Diagrams show layer orientation in the horizontal plane.
- Fig. 3. Basal lodgement till.
1: clayey sands, 2: fine sands, 3: medium-grained sands, 4: sands containing

gravel, 5: gravel, 6: basal lodgement till containing pebbles and sandy laminae, 7: major faults, 8: minor faults, Diagram shows till fabrics.

Fig. 4. List of components in the geologic structure of end moraine near Leszno. 1: fine sands, 2: sands containing gravel, 3: clayey sands, 4: basal lodgement till, 5: ablation till, 6: ice-wedge casts, 7: faults, 8: shear plane. Diagram shows basal lodgement till fabrics.

Fig. 5. Analysis of principal stress directions.

I: system of simple faults, II, III: systems of complementary faults, IV: generalized pattern of principal stress axes, δ_1 : axis of largest stress, δ_2 : axis intermediate stress, δ_3 : axis of smallest stress, S-S: average strike of simple faults. Diagrams show strikes of fault planes and indicate simultaneously intermediate stress axis.

Fig. 6. Reconstruction of the process of formation of the push-moraine near Leszno.

1: active ice, 2: stagnating or dead ice, 3: shear plane, 4: faults, 5: outwash deposits, 6: kame terrace fluvioglacial sediments, 7: basal lodgement till, 8: ablation till.