

STEFAN ZBIGNIEW RÓZYCKI

Dynamiczne uławicenie glin zwałowych i inne procesy w dennej części moren lądolodów czwartorzędowych

DYNAMIC STRATIFICATION OF TILLS, AND OTHER PROCESSES
IN THE BASAL PART OF MORAINES OF THE QUATERNARY ICE SHEETS

STRESZCZENIE: Obserwacje z profilu Mocht oraz innych miejscowości na Mazowszu wskazują, że uławicenie i komprymacja starszych glin zwałowych są wynikiem ich wleczenia w stanie niezamarzniętym pod stopą lądolodu. Przykłady pionowego, skośnego i poziomego wciskania (już skomprymowanych glin w podłożu wskazują, że wiele zaburzeń w układzie glin zwałowych i materiału pobranego z ich podłoża nie ma charakteru glaciektonicznego, a jest związane z procesami odbywającymi się w różnych etapach tworzenia się dennej części morenowego. Do tego rodzaju form należą m.in. sfalowanie glin i struktury słupowe oraz wyniesienia ścierane przez lód podłoża, będące kopalnymi drumlinami.

WSTĘP

Duże zainteresowanie glinami zwałowymi w ciągu ostatnich kilkunastu lat przyniosło wiele prac o składzie mineralogicznym i petrograficznym tych glin, o ich teksturze i własnościach fizycznych oraz o układzie spękań ciosowych i kierunkach ułożenia dłuższych osi głazów w nich zawartych. Mało natomiast uwagi poświęcano zagadnieniu warstwowej oddzielności glin, chociaż wzmianki o jej istnieniu nie są rzadkie w opisach wielu profilów.

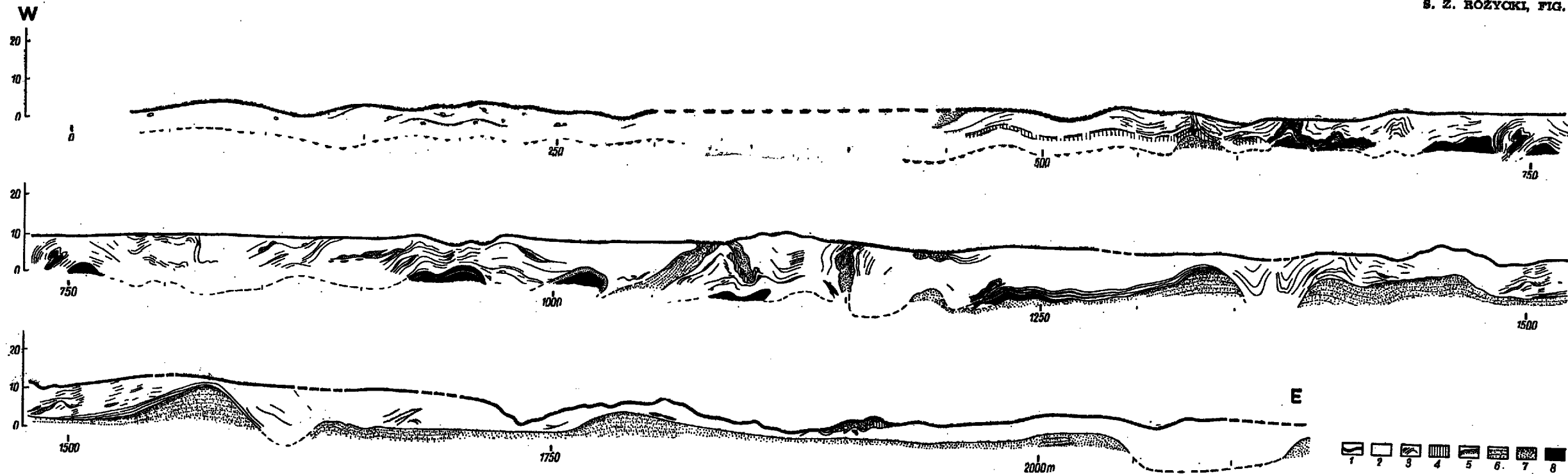
R. F. Flint (1957) zwrócił uwagę, że w obrębie poziomu morenowego, reprezentowanego przez gliny zwałowe, w niektórych przypadkach dają się wyróżnić dwie genetycznie różne i dosyć wyraźnie wyodrębniające się warstwy, z których niższa odpowiada tzw. morenie dennej, a wyższa — morenie ablacyjnej. Potwierdzają to obserwacje szeregu odsłoneń glin zwałowych, ale przeważnie odnoszące się do poziomów związanych z ostatnim pokryciem danego terenu przez lądolód. Trudniej jest natomiast prześledzić tego rodzaju podział wśród starszych glin zwałowych,

po których przesunęły się potem potężne masy lodu następnego zlodowacenia lub glaciostadiału. Mimo to poziomy starszych glin zwałowych z reguły są rozpatrywane również jako niewiele zmienione pierwotne nagromadzenia morenowe. Większa zwięzłość tych glin najczęściej jest przypisywana procesom diagenety albo ich skompromowaniu wskutek obciążenia przez następny lądolód, czy też przez nadległe młodsze serie osadów, które obecnie mogą być zachowane jeszcze w danym profilu lub częściowo, a nawet całkowicie usunięte (Falkiewiczowa 1961). Poglądy te, choć powszechnie przyjmowane bez większych zastrzeżeń i w niektórych sytuacjach zapewne słuszne, wymagają — zdaniem autora — dosyć poważnej korekty.

Zastanawia przede wszystkim brak (ewentualnie wyjątkowa rzadkość) przypadków, w których dla glin starszych dałoby się wyróżnić osady odpowiadające morenie ablacyjnej. Zwraca również uwagę fakt, że o ile najmłodsze warstwy glin zwałowych mają zazwyczaj stosunkowo nieznaną grubość, rzędu kilku — kilkunastu metrów, to starsze ich poziomy nierzadko osiągają zdumiewająco dużą miąższość, dochodzącą nawet do kilkudziesięciu metrów. Wypełniają one zagłębienia, które trudno wyjaśnić tylko glacitektoniką lub eworsją. Niemalęj doniosłości jest również fakt, że o ile młodsze, nie kompromowane gliny zwałowe, według A. Falkiewiczowej (1961, 1962) w stanie suchym mają ciężary objętościowe rzędu 1,68—1,86 G/cm³, to starsze osiągają do 2,05 G/cm³. We wszystkich przypadkach zachowują one ciężar właściwy w granicach 2,66—2,70 G/cm³, ale znacznie różnią się porowatością (n od 23,51 do 37,08). Pozornie paradoksalnie układa się zależność między porowatością i składem mechanicznym glin, gdyż młodsze, bardziej ilaste (średnio 20,33% frakcji < 0,002 mm), mają większą porowatość (n — śr. 32,41) niż starsze, posiadające mniejszą zawartość frakcji ilowej (śr. 11,79%; n — śr. 27,99). Jest to wynikiem silniejszego sprasowania (Falkiewiczowa 1962), dzięki któremu starsze gliny zwałowe uzyskały konsystencję półzwałą, co znajduje swój pełny wyraz w ich zachowaniu się w odsłonięciach naturalnych, gdzie długo utrzymują strome ściany.

Właśnie dzięki tym stromym ścianom, ciągnącym się kilometrami wzdłuż brzegów rzek, powstaje możliwość obserwowania cech strukturalnych poziomów morenowych złożonych z glin zwałowych. Systematyczne obserwacje przeprowadzone zostały przez autora w znanych odsłonięciach w stromym brzegu Wisły między Mochtami i Wólką Smoszewską, na zachód od Zakroczymia. Odsłonięcia te były szczegółowo sprofilowane pod kierunkiem autora w czasie kursu terenowego studentów Katedry Geografii Fizycznej U.W. w 1949 roku. Później, w miarę odsłaniania się poszczególnych odcinków podmywanego przez rzekę urwistego zbocza, obserwacje wielokrotnie były uzupełniane (fig. 1).

Oprócz profilu w Mochtach analizowane były także odsłonięcia koło Płocka, Wyszogrodu, między Orzechowem i Zegrzem, w rejonie Wysz-



Przekrój geologiczny mochciańskiego poziomu morenowego i jego podłoża (bez osadów nadległych) w odsłonięciach między Mochtami i Wólką Smoszewską na zachód od Zakroczymia, wykonany na podstawie obserwacji w latach 1949—1968; przewyższenie $\times 2$

1 powierzchnia erozyjna w stropie glin zwałowych, 2 glina zwałowa mochciańskiego poziomu morenowego, 3 powierzchnie rozdzielności ławic gliny zwałowej i towarzyszące im głazy, 4 gliny zwałowe czerwone i ciemnoszare, 5 piaski o warstwowaniu zaburzonem, 6 warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste, 7 inne piaski i żwiry, 8 muty szare ilaste

Geological cross-section of the Mochty moraine horizon and its substratum (with out overburden) in exposures between Mochty and Wólka Smoszewska, west of Zakroczym; based on field observations carried out in 1949—1968; vertically $\times 2$

1 erosion surface at top of till, 2 till of the Mochty moraine horizon, 3 stratification planes in till, accompanied by boulders, 4 red and dark-grey till, 5 sands showing contorted stratification, 6 bedded, fine and medium-grained sands, 7 other sands and gravels, 8 grey, argillaceous silts

kowa, Pułtuska i w wielu innych miejscach na terenie Mazowsza. We wszystkich wymienionych odsłonięciach w starszych glinach zwałowych, obok pionowej oddzielności ciosowej, ujawniała się wyraźna oddzielność warstwowa, w wielu przypadkach wykazująca szereg dosyć znacznych wewnętrznych zaburzeń, wskazujących na bardziej złożoną strukturę poziomów glin zwałowych, niż by to wynikało jedynie z ukształtowania ich spągu i stropu.

DYNAMICZNE UŁAWICENIE GLIN ZWAŁOWYCH

Dobrze wyrażone uławicenie glin zwałowych wyraźnie wiąże się z dynamicznymi przesunięciami, odbywającymi się w masie glin w czasie ich nagromadzania się. Przemawiają za tym fakty:

Powierzchnie oddzielności glin są równe, a na zetknięciu się ze sobą dwóch ławic istnieją cienkie szczeliny doskonale widoczne na świeżych ścianach obrywów. Powierzchnie przywierających do siebie ławic są chropowate z silnie wprasowanymi w nie ziarnami piasku. Niekiedy powierzchnie te noszą ślady ślizgu.

Ławice glin, wyraźnie podkreślone płaszczyznami oddzielności, dają się obserwować nieraz na dużej przestrzeni, tworząc konsekwentnie współkształtne układy mniej lub bardziej sfalowane, ze śladami wyciśnień i wyklinowywania się poszczególnych ławic lub całych ich zespołów. Są również miejsca, w których dwa układy uławiceń leżą na sobie dysharmonicznie.

W wielu miejscach między ławicami glin występują soczewkowate, silnie wydłużone, rozwałkowane przewarstwienia ilaste, piaszczyste i żwirowe, z reguły wiążące się z płaszczyzną oddzielności, przedłużenie której ciągnie się nieraz dziesiątki metrów.

Większe głazy, które znalazły się w dolnej części ławic, najczęściej są ułożone do nich równolegle swoją dłuższą osią i bardziej płaską częścią przywierają do spągowej powierzchni ławic. W paru przypadkach na dolnej powierzchni tych głazów można było zaobserwować ślad ścięcia, a nawet i rysy szlifowania lodowcowego. Wewnątrz ławic ułożenie głazów zachowuje układ chaotyczny.

W głównej masie glin ławice przeważnie mają miąższość mniej więcej zbliżoną, chociaż w obrębie jednej ławicy zmienną (0,8—1,5 m). W niższej natomiast części, w miejscach silniejszego sprasowania, grubość ich zdecydowanie maleje do paru decymetrów, a nawet w niektórych rzadszych przypadkach pojawiają się serie „kulkowate”.

W paru przypadkach natrafiono na mechaniczne włóczenia kilkudecymetrowych brył gliny zwałowej w niżej leżące piaski. Bryły mają postać ostro zakończonych klinów, a także potrzaskanych łusek, skośnie lub prawie poziomo wchodzących w piaski.

W dolnej części glin lub na granicy ławic dwóch niezgodnie leżących kompleksów obserwowano miejscami warstwy złożone z mechanicznie pokruszonych drobnych (do 1—2 cm) i większych (do kilkunastu centymetrów) odłamków glin zwałowych, tkwiących w silniej rozartym spoiwie gliniastym, do złudzenia przypominające swoją strukturą brekcję.

Wszystkie omówione wyżej fakty przemawiają za tym, że uławicenie glin formowało się w wyniku procesów dynamicznych jeszcze w czasie

tworzenia się poziomu morenowego, a nie w wyniku wtórnego jego komprymowania i dyslokowania, ani też procesów glaciektonicznych.

Komprymowanie glin musiało nastąpić wcześniej, przed tworzeniem się opisywanych struktur, gdyż uległy mu bryły już wciśnięte w podłoże i pokruszone mechanicznie. Na oba te zjawiska, tzn. uławicenie glin i ich skomprymowanie, trzeba więc patrzeć jako na wynik procesów odbywających się syngenetycznie z formowaniem się poziomu morenowego. Układ ławic i występujących w nich zaburzeń wskazuje niedwuznacznie, że poza pojedynczymi i tylko lokalnie występującymi objawami skutków ciśnienia pionowego główną rolę przy ich powstawaniu odgrywał ruch poziomy o konsekwentnie ustalonym jednym kierunku działania. Jak obserwowano w licznych profilach, ruch ten wielokrotnie powtarzał się w tym samym miejscu i dawał parokrotne przesunięcia pakietów warstw o tym samym składzie. Omawiany typ uławicenia dynamicznego glin zwałowych nie był więc uzyskiwany przez formowanie się oddzielności warstwowej już istniejącej serii glin, ale powstawał w wyniku wielokrotnego nasuwania się na siebie stosunkowo niegrubych warstw gliny zwałowej.

Dwa fakty, po pierwsze to, że ławice leżą na pograniczu glin z podłożem, a po drugie — wielokrotne pobieranie z podłoża materiału wchodzącego w skład ławic, świadczą o tym, że opisywane zjawiska zachodziły w najniższej części lądolodu, odpowiadającej jego przesuwającej się stopie.

Skomprymowanie glin, które nie mogło odbywać się w stanie zamrzniętym, świadczy, że przesuwane utwory nie wchodziły już w skład wewnątrzlodowych moren, ale w stanie rozmarzniętym znajdowały się tuż pod stopą lądolodu, gdzie panowała temperatura powyżej 0°C . Porywany z podłoża i komprymowany materiał stanowił więc niejako smar, po którym każdorazowo przesuwał się lód, zgniatając i zagęszczając rozmarzniętą glinę, z której formowały się poszczególne ławice. Sądzić zatem należy, że rozpatrywany typ dynamicznie uławiconych glin zwałowych stanowi odmianę moreny wytapianej i przesuwanej w spagu lądolodu w czasie jego transgresji. Nie powstawała ona zatem ani jako morena ablacyjna, ani jako morena wytapiana w czasie deglacjacji z zagrzebanych dolnych części lodu, w praktyce nazywana moreną denną. Na nazwę „morena denna” zasługuje właśnie opisywany tu typ moren podlodowych, które tworzyły się pod aktywnie posuwającym się lądolodem.

WGNIATANIE GLIN ZWAŁOWYCH W NIŻEJ LEŻĄCE UTWORY

W kilku przypadkach przy dolnej powierzchni glin zwałowych udało się odnaleźć miejsca, w których były dobrze widoczne struktury wgniatania glin w niżej leżące osady piaszczyste. Grupują się one w trzy typy.

W pierwszym, reprezentowanym w odsłonięciach przekopu kolejowego koło Góry Kalwarii opisanych przez Z. Samecką (1965), widać było jak klinowato ukształtowane występy już skonsolidowanej gliny zwałowej (fig. 2) są wciskane pionowo lub skośnie w niżej leżące piaski, które zachowały warstwowanie, chociaż zostały znięte i powyginane. Wymiary tych klinów są zmienne; większe i ustawione pionowo osiągają do 1 metra wysokości i do 2—2,5 m szerokości przy nasadzie. Zewnętrzne powierzchnie ścian klinów mają niewielkie nierówności, przeważnie związane z drobnymi pęknięciami wchodzącymi w głąb gliny. Między klinami wi-

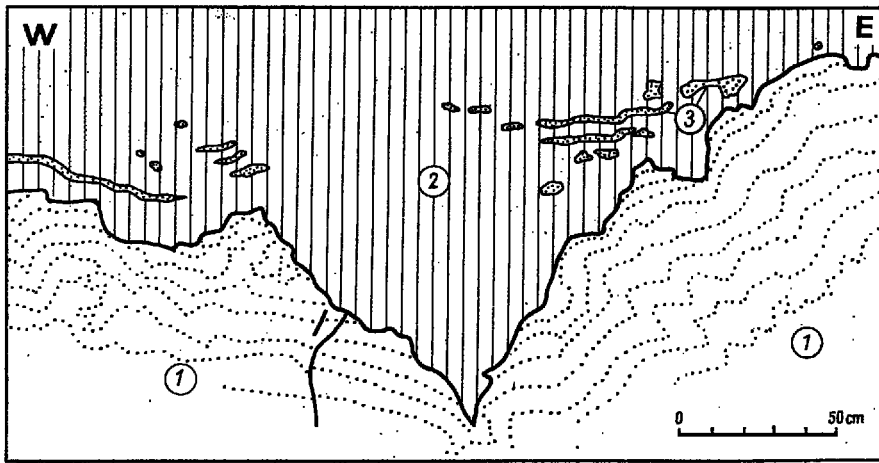


Fig. 2

Klin pionowego wciskania gliny zwałowej (2) z wkładkami piaszczystymi (3) w niżej leżące piaski warstwowane (1); okolice Góry Kalwarii

Vertically pressed wedge of till (2) with sand intercalations (3) in the underlying stratified sands (1); vicinity of Góra Kalwaria

doczne są miejscami mniejsze piramidalne występy również ostro zakończone, ale mające kąt rozwarcia większy niż 90° , podczas gdy przy formach wchodzących głębiej, z reguły jest on mniejszy. Na innych odcinkach dzielących kliny, powierzchnia spągowa glin jest nierówna, z szeregiem mniejszych nabrzmień o bardziej nieregularnych i z lekka zaokrąglonych kształtach.

Kliny, wchodzące w piasek zupełnie pionowo, mają kąt rozwarcia większy ($70-80^\circ$), natomiast zorientowane bardziej skośnie wykazują kąty mniejsze ($40-50^\circ$). W tym drugim przypadku szczegóły zaczynają się komplikować; w glinie tworzą się liczniejsze i szersze pęknięcia i widać, jak piasek wciska się w szczeliny początkowo zachowując warstwowanie, które głębiej szybko zanika. Jednocześnie piasek uzyskuje zwiększając się domieszkę ilastą, miesza się z bryłkami i okruchami gliny, przecho-

dząc w bardziej piaszczystą jej odmianę. Układ deformacji warstwowania w niżej leżących piaskach przy pionowych klinach wskazuje na jego symetryczne rozgarnianie na boki; przy skośnych — zaznaczają się asymetrie w typie zmięcia warstewek, a na przedłużeniu ostrza klina powstaje skośny uskok (fig. 3).

Koło Wólki Smoszewskiej (1645 m profilu Mocht) zaobserwowano inną formę wciskania gliny w piasek, związaną z ruchem prawie stycznym do jego stropowej powierzchni. Jako początkowa forma występuje tutaj również klin wciskany od góry, ale następnie jego dolna część została potrzaskana, częściowo połamana na kanciaste bryły i przesunięta

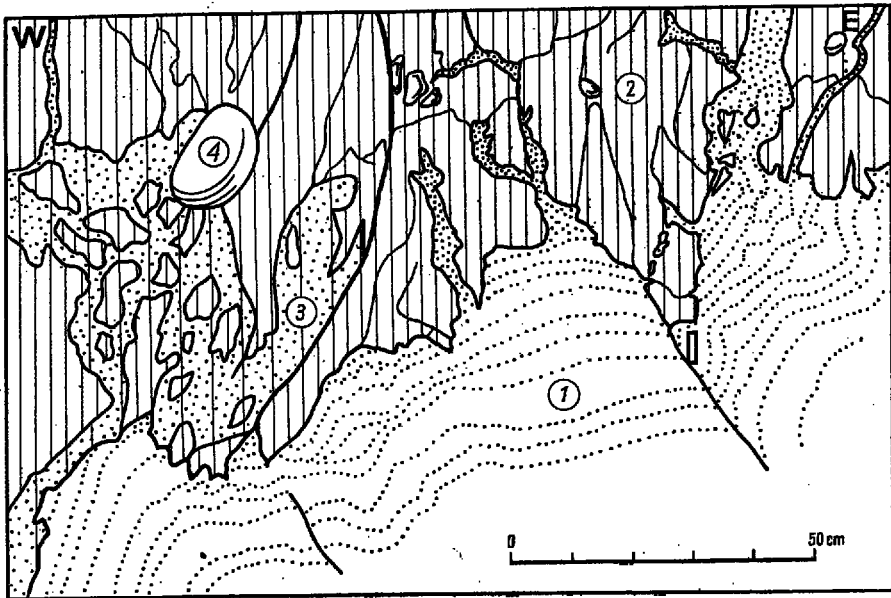


Fig. 3

Klin skośnego wciskania gliny zwałowej (2) z głazami (4) w niżej leżące piaski warstwowane (1) i przerabiania ich na piaszczystą glinę (3); okolice Góry Kalwarii

Obliquely pressed wedge of till (2) with boulders (4) in the underlying stratified sands (1) and their transformation into arenaceous clay (3); vicinity of Góra Kalwaria

w kierunku ruchu lodu, a nawet podniesiona ku górze (fig. 4). Klin jest ostro zakończony ($30-35^\circ$) i wygięty ku dołowi pod wpływem oporu środowiska, w które usiłował się wbić. Piasek między właściwym spągami gliny zwałowej i górną powierzchnią klina jest skompresowany i zatracił ślady warstwowania. Natomiast pod klinem warstwowanie jest zachowane i ujawnia liczne deformacje fałdowe, obalone w stronę zgodną z kierunkiem wleczenia dającym się odczytać w całej masie wyżej leżących glin. Silniejsze zaburzenia, podobnie jak przy klinach wciskanych od góry,

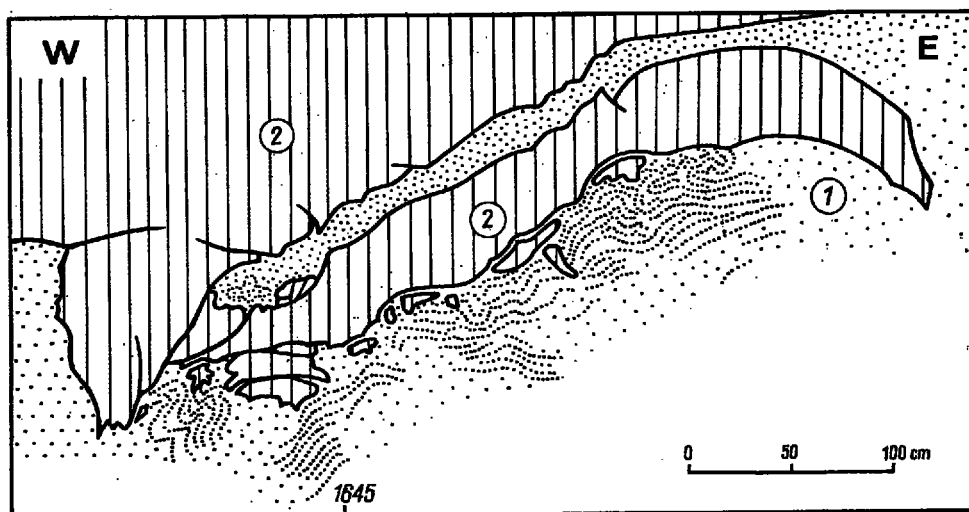


Fig. 4

Klin poziomego wciśnięcia gliny zwałowej (2) w niżej leżące piaski warstwowane (1); Wólka Smoszewska, 1644—1648 m profilu Mochty — Wólka Smoszewska

Horizontally pressed wedge of till (2) in the underlying stratified sands (1); Wólka Smoszewska, 1644—1648 m of the Mochty — Wólka Smoszewska profile

obejmują tylko górną część piasków (ok. 0,5 m), a niżej zanikają dając tylko lekką nieregularną falistość i stopniowo przechodzą we właściwe tym piaskom poziome warstwowanie.

Omawiana forma poziomego klina z Wólki Smoszewskiej jest formą wyjątkową. W profilu Mocht, mimo starannego przejrzania kontaktu glin zwałowych i piasków na odcinku kilkuset metrów, powtórzyła się tylko w jednym miejscu. Powstanie tej formy można łatwo wyjaśnić stycznym do powierzchni piasków kierunkiem ślizgu glin, przy czym zupełnie lokalne-krótkotrwałe ciśnienia pionowe spowodowały wciśnięcie w piaski klina małego fragmentu gliny, który później został zmodyfikowany pod wpływem ruchu poziomego.

Dobry przykład innych poziomych komplikacji widoczny był dawniej w odsłonięciu dolnej części glin zwałowych koło Płocka, w stromej krawędzi, paruset metrów na zachód od domu turystycznego PTTK (fig. 5). Cały kontakt glin i piasków nosi tutaj wybitne znamiona intensywnego ruchu poziomego, stycznego do stropowej powierzchni piasków. W 3—5-decymetrowej warstwie granicznej powtarzają się parokrotnie przewarstwienia silnie sprasowanych piasków i mułów piaszczystych z dobrze skomprimowanymi ławicami gliny zwałowej. Ławice glin mają zmienną miąższość, powierzchnie ich są nierówne, z wygięciami i pagórkowatymi występami, a nawet zadziorami. Ławice mają odcinki zdruzgotania, spękań i nasunięć. Ciągłość ich rwie się i wówczas zachowuje się

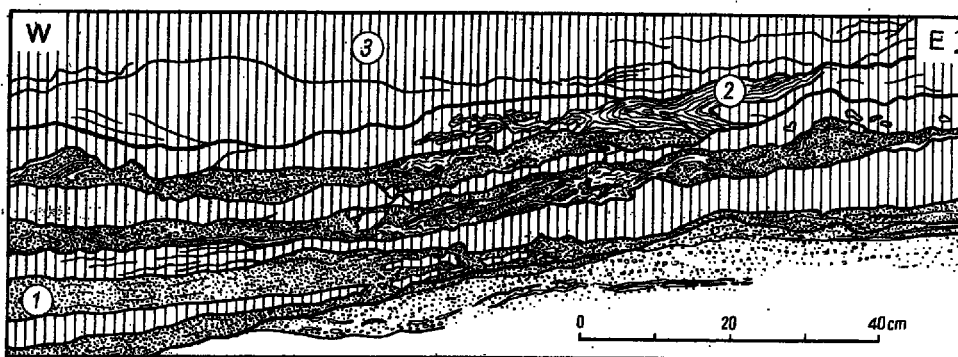


Fig. 5

Dynamiczne przewarstwienia piasków drobnoziarnistych (1) i mułów (2) między ławicami glin zwałowych (3) w dolnej części poziomu morenowego; okolice Płocka

Dynamic interbeddings of fine-grained sands (1) and silts (2) inbetween the till layers (3) in the lower part of the moraine horizon; vicinity of Płock

jedynie szereg kanciastych wydłużonych brył lub odłamków skompresowanej gliny. Warstwy piaszczysto-mulaste, przedzielające ławice glin, noszą silne znamiona zgniatania i sprasowania. Występujące w nich uwarstwienie jest wynikiem rozwałkowania materiału o różnym składzie, łącznie z gliną zwałową. Bardziej mulaste partie występują tylko jako cienkie, pogniecione, rwące się przemazy lub silnie zmięte i powygniātane wydłużone gniazda. Te same muły trafiają się również jako drobne porwaki w glinie zwałowej lub tworzą w niej rozwałkowane kry, stopniowo włączane w skład gliny. Wyklinowując się przewarstwienia piaszczysto-mułowe oraz mulaste wkłady w glinie przechodzą w ciągnące się dalej na ich przedłużeniu płaszczyzny oddzielności międzyławicowej glin zwałowych. Ławice jeszcze na pewnej przestrzeni zachowują pogiętą i nierówną powierzchnię oraz zmienną miąższość z tendencją do tworzenia soczewkowatych nabrzmię. Dopiero dalej uzyskują one stałą w przybliżeniu miąższość, którą powszechnie obserwuje się w Mochtach⁴.

Następny typ, jeszcze bardziej zaawansowanej formy uwarstwienia dynamicznego w dolnej części glin, znajdujemy na wielu odcinkach profilu mochciańskiego. Tam ruchy poziome były już na tyle znaczne, że na kontakcie gliny z interkalacjami o innym składzie doprowadziły do wygładzenia płaszczyzn ślizgu i to zarówno wówczas, gdy tworzył je plastyczny muł ilasty (1220—1260 m), jak i wtedy, gdy wypełniał je piasek (730—735; 1215—1230 m). Różnica między nimi polega tylko na tym, że w pierwszym przypadku ciągłość przelawień jest wyraźniejsza i długość poszczególnych przemazów większa (do 40—50 m). We wszystkich przy-

⁴ Podobne do opisanych typów uławicenia glin zwałowych z Płocka S. Skompski (1969) obserwował w okolicach Łącka i Winiar, interpretując je jako „spływy syngenetyczne”.

padkach wiążą się one na swoim przedłużeniu z dobrze wyrażonymi powierzchniami dynamicznej oddzielności międzyławicowej glin zwałowych (fig. 6 i 7). Miąższość interkalacji mułowych i piaszczystych na ogół jest niewielka i zaczyna się zwykle od kilku centymetrów, stopniowo zmniejszając się w kierunku ruchu. Miejscami (np. 620—630 m profilu Mochty) dochodzi do utworzenia się naprzemianległych cienkich warstwek ilu i 2—3-centymetrowych warstwek sprasowanej gliny zwałowej (fig. 8). W innych przypadkach (np. 1220—1250 m) ławice glin 0,2—1 m miąższości przedzielane są warstwami mułu od 20 do paru centymetrów² grubości (fig. 6).

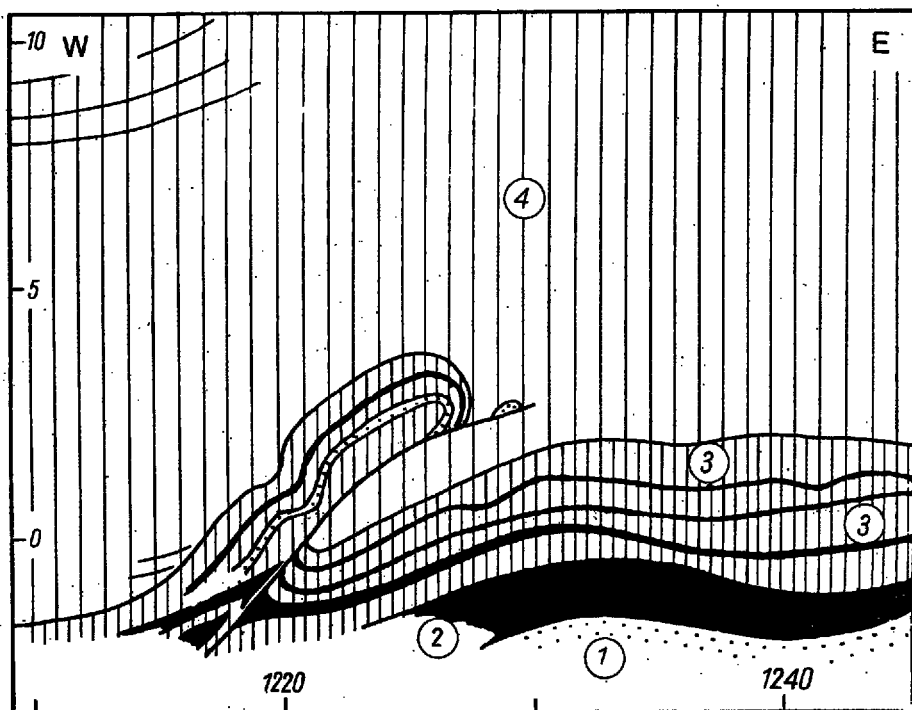


Fig. 8

Dynamiczne przewarstwienia szarych mułów (2) między ławicami silnie skompromowanych glin zwałowych (3), nasuniętych na piaski warstwowane (1) i przykrytych przez gliny zwałowe mochtiańskiego poziomu morenowego (4); przewyższenie × 2; 1210—1245 m profilu Mochty — Wólka Smoszewska

Dynamic interbeddings of grey silts (2) inbetween the layers of strongly compacted till (3), thrustred over the stratified sands (1) and covered by till of the Mochty moraine horizon (4); vertically × 2; 1210—1245 m of the Mochy — Wólka Smoszewska profile

² Należy odróżniać powyższy typ dynamicznego warstwowania glin i mułów, ewentualnie ilów, od pozornie zbliżonego warstwowania sedimentacyjnego spotykanego w ilach warwowych, w którym część warwy tworzą parocentymetrowe warstewki z materiału morenowego, bardzo zbliżonego do gliny zwałowej. Tego rodzaju przewarstwienia warwowo-gliniaste obserwowane były przez autora w latach trzydziestych m.in. paręset metrów na zachód od kościoła w Zakrocymiu, w dolnej części ilów warwowych mochtiańskich, oraz nad Wikrą koło Goławic.

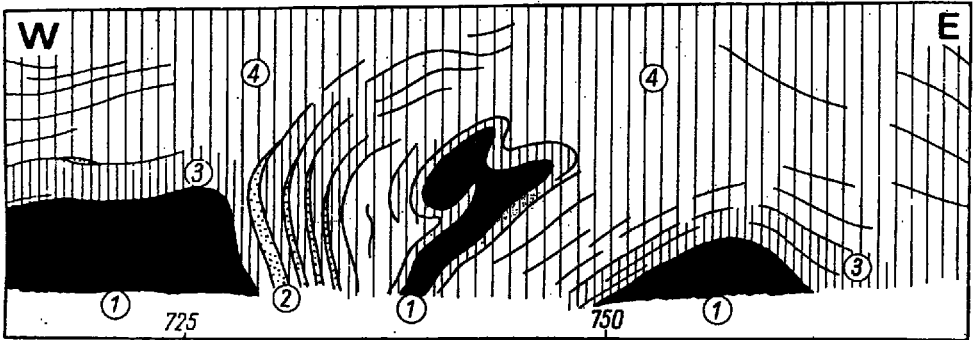


Fig. 7

Dynamiczne przewarstwienia piasków (2) wśród skompresowanych glin zwałowych (3) w stropie zaburzonej serii szarych mułów (1) w dolnej części mochciańskiego poziomu morenowego (4); przewyższenie $\times 2$; 715–770 m profilu Mochty — Wólka Smoszewska

Dynamic interbeddings of sands (2) among compacted till (3) in the top of contorted series of grey silts (1) in the lower part of the Mochty moraine horizon (4); vertically $\times 2$; 715–770 m of the Mochty — Wólka Smoszewska profile

W Mochtach w szeregu przypadków można było wskazać z dość dużym prawdopodobieństwem miejsca pobrania mułu ze spągu glin i ustalić, że interkalacje mułów są wynikiem wielokrotnie powtarzających się przesunięć rzędu od kilkudziesięciu do paruset metrów. W sumie, interkalacje łącznie z leżącymi na ich przedłużeniu płaszczyznami ślizgu świadczą o przesunięciach lodu sięgających wielu kilometrów.

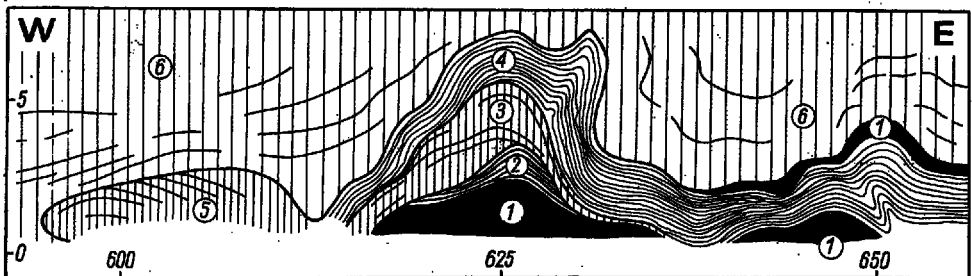


Fig. 8

Dynamiczne przewarstwienia gliny zwałowej brunatnej (3) i czerwonej (5) oraz szarych mułów (2), a także „złupkowane” gliny zwałowe (4) w stropie szarych mułów (1) w dolnej części mochciańskiego poziomu morenowego (6); przewyższenie $\times 2$; 593–656 m profilu Mochty — Wólka Smoszewska

Dynamic interbeddings of till and grey silt (2); strongly compacted brown (3) and red (5) and „slaty” till (4) in the top of grey silts (1) in the lower part of the Mochty moraine horizon (6); vertically $\times 2$; 593–656 m of the Mochty — Wólka Smoszewska profile

Interkalacje piaszczyste są z reguły krótsze i rzadko długość ich przekracza 10 m. Tworzą one przewarstwienia powtarzające się parokrotnie w tym samym miejscu (np. na 730—735 m, fig. 7), ale przedzielające je ławice gliny zawsze są grubsze (0,5—1 m). Wtrącenia piaszczyste wyklinowują się szybciej, ale towarzyszące im powierzchnie oddzielności międzyławicowej, podobnie jak i w poprzednich przypadkach, ciągną się dalej.

Oprócz mułów i piasków w morenie mochciańskiej spotyka się jeszcze porwaki starszej gliny zwałowej czerwonej i ciemnoszarej (na świeżo prawie czarne). Zachowanie się ich jest w pewnym stopniu odmienne, chociaż mają one analogiczny skład mechaniczny jak reszta glin. Najczęściej porwaki włączane są w ogólną masę glin, a niekiedy też formują samodzielnie ławice (530—575; 595—610 m). Tylko wówczas, gdy towarzyszą one piaskom i żwirom w wyższej części poziomu morenowego, gliny czerwone wchodzi w skład rozwałkowanych soczewek (636—642; 1058—1061 m). Natomiast w strukturach słupowych, o których będzie mowa niżej, towarzyszące tym strukturom porwaki i przewarstwienia glin mechanicznie wcisniętych w piaski, z reguły składają się wyłącznie z czerwonej jej odmiany (1080—1105; 1144—1152 m).

RYTM SFALOWANIA GLIN ZWAŁOWYCH

Omawiane wyżej formy występowania wtrąceń w glinach dotyczyły głównie ławic występujących w dolnej części mochciańskiego poziomu morenowego. Wyżej przewarstwienia ilaste są rzadkie, piaszczyste są zaś dość częste, ale zwykle tworzą tylko krótkie, soczewkowane wkładki, szybko urywające się lub z przerwami ciągnące się jedna za drugą w tej samej płaszczyźnie ślizgu. Miąższość ich jest zwykle niewielka (kilka centymetrów), ale nabrzmiewają one do 0,5—1 m, gdy w skład ich wchodzi żwir (np. na 847—856; 900—910 m). W tych ostatnich przypadkach zachowują one zawsze ostre, klinowate czoło, chociaż miewają czasem (np. na 847 m) zaokrąglone podwinięcia.

Długość wkładek piaszczystych waha się od niecałego metra do paru dziesiątków metrów (20—30 m). W pierwszym przypadku mają one zawsze dość prawidłową formę soczewek z maksimum grubości wyraźnie przesuniętym w kierunku ruchu. Długie wkładki piaszczyste charakteryzują się wielokrotnymi zmianami miąższości i jakby rytmicznym powtarzaniem się wielu mniej lub bardziej zindywidualizowanych soczewek (fig. 9).

W rozmieszczeniu takich pulsacji i soczewek daje się zauważyć (fig. 8) pewien stały rytm (śr. 5,9 m), powtarzający się w sfalowaniach przewarstwień ilastych w dolnej części glin (śr. 5,1 m) i niekiedy w mniejszych wygięciach płaszczyzn oddzielności glin zwałowych (śr. 5,5 m).

W krańcowych przypadkach waha się on od 3,5 do 8 m, średnio z wszystkich 34 pomiarów dają 5,5 m. Zdaniem autora rytm ten jest najprawdopodobniej wynikiem kolejnych pchnięć lodu, które mogą odpowiadać rytmowi rocznych przesunięć dennej części lądolodu we wczesnych fazach transgresji.

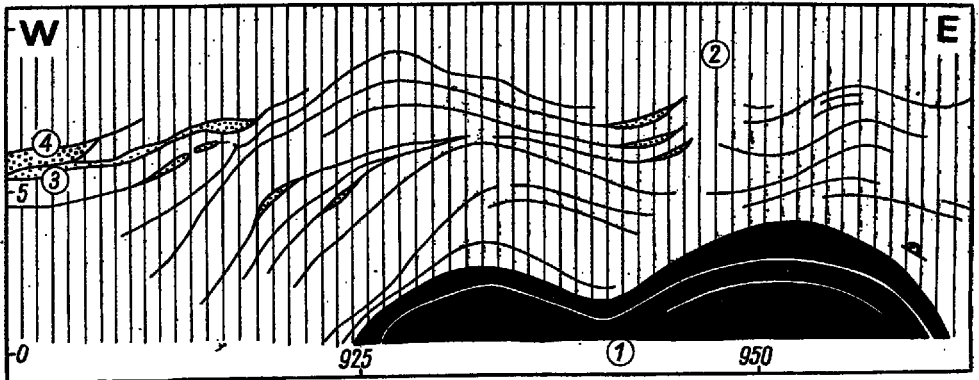


Fig. 9.

Podwójny fałd szarych mułów (1) i dynamiczne uławicenie glin mochciańskiego poziomu morenowego (2) z soczewkowatymi wkładkami piasków (3) i żwirów (4); przewyższenie $\times 2$; 908—963 m profilu Mochty — Wólka Smoszevska

Double fold in grey silts (1) and dynamic stratification of till in the Mochty moraine horizon (2) with lenses of sand (3) and gravel (4); vertically $\times 2$; 903—963 m of the Mochty — Wólka Smoszevska profile

Wytworzenie uławicenia dynamicznego w niższej części glin zwałowych w Mochtach bynajmniej nie zakończyło okresu deformowania utworów, które znalazły się w podłożu lodowca. Widać to dobrze w miejscach, gdzie poprzednio ponasuwane na siebie ławice glin zwałowych są mięte razem jako jeden kompleks (np. na 530—670; 730—820; 915—960; 1100—1170 m), a jeszcze lepiej tam, gdzie można rozpoznać, że nie były one prasowane w tej pozycji, w której znalazły się później (np. na 575—590; 615—635; 730—750; 1060—1100; 1215—1230 m). W paru miejscach widać również, że wyższa część glin była przesuwana niezależnie i ułożyła się niezgodnie na ich niższej części (np. na 590—615; 675—690; 780—815; 865—880; 1670—1685 m), ścinając pod dużym kątem inaczej ułożoną serię starszą (fig. 8 i 10), lub też ułożyła się na granicy z nią, tworząc silne wyprasowania (np. 915—935; 990—1010 m). Właśnie na takiej granicy widoczna była (na 880 m) około 20-centymetrowa warstwa jakby brekcji, rozdzielająca dwie serie glin o różnym stopniu sprasowania.

Z górną serią glin zwałowych w Mochtach związane jest również dość regularne sfałowanie poziomu morenowego, które w znacznym stopniu zostało narzucone wtórnie całemu kompleksowi glin (por. fig. 1, 8, 9, 10). Długość fali w linii przekroju wzdłuż odsłoneń waha się od 15

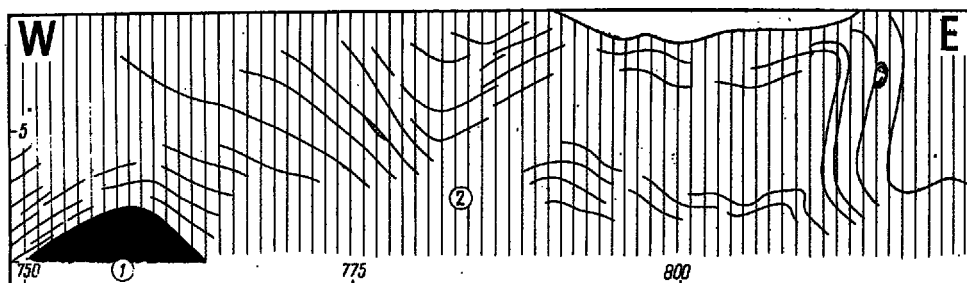


Fig. 10

Dynamiczne uławicenie glin zwałowych mochciańskiego poziomu morenowego (2) z antyklinalnym wyniesieniem szarych mułów (1); przewyższenie $\times 2$

Dynamic bedding of till in the Mochty moraine horizon (2) with anticlinal elevation of grey silt (1); vertically $\times 2$

do 30 m (średnio ok. 25 m z 24 pomiarów), po przeniesieniu zaś na kierunku prostopadły do rozciągłości sfałowań — wynosi ona średnio około 20 m. Regularność tego sfałowania wskazuje na jakąś bardziej generalną przyczynę niż lokalne zaburzenia. Można przypuszczać, że i w tym przypadku, podobnie jak w dolnej części glin, odpowiada ono rytmowi rocznego posuwu dennej części lądolodu.

STRUKTURY SŁUPOWE

W profilu Mocht obserwuje się deformacje słupowe, przypominające diapiry, przebijające poprzednio omawiane serie glin i wznoszące się prawie pionowo aż do stropu całej zachowanej części poziomu morenowego. Genezę tych struktur trudno wyjaśnić samym wyciśnięciem materiału spowodowanym bocznym naciskiem związanym z poziomym wleczeniem glin. Deformacje bowiem już skompresowanych i dynamicznie uławiconych otaczających glin sugerują, że struktury te tworzyły się w nieco późniejszym etapie niż glina widoczna w odsłonięciach.

Rozważane słupy mają charakter lokalny. Struktura występująca na 1150 m profilu Mocht nie była widoczna w latach trzydziestych, a pokazała się dopiero pod koniec lat czterdziestych po przesunięciu się brzeгу o około 10 m. W stosunku do stanu z 1949 r. (fig. 11), w przesunięciu się ściany w 1956 r. o około 5—8 m, w jej budowie ujawniły się znaczne zmiany (fig 12), a w 1965 r., kiedy ściana odsłonięcia cofnęła się o dalsze 10 m, struktura słupowa znikła zupełnie, pozostawiając po sobie tylko ślady zakłóceń w układzie ławicy gliny zwałowej. Struktura ta w przekroju poziomym wykazywała zarys eliptyczny (piaszczyste wypełnienie jej jądra miało ok. 5—8 m szerokości i ok. 15 m długości); wysokość osiągała ona natomiast ponad 12 m.

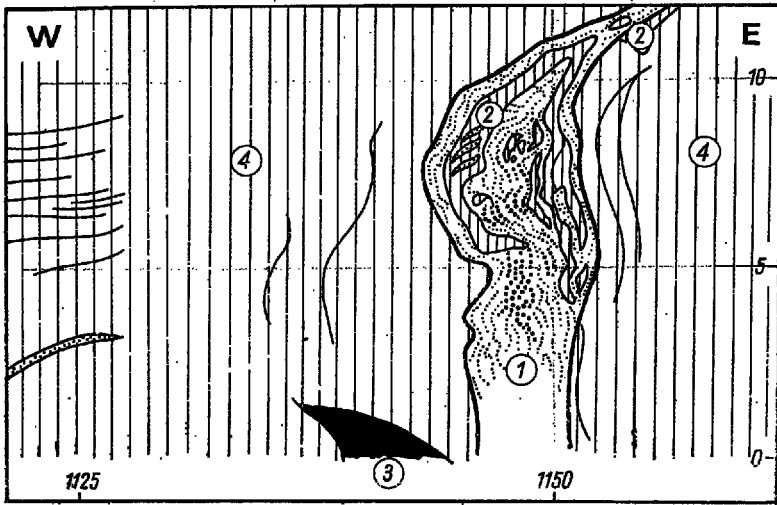


Fig. 11.

Struktura słupowa pionowa z jądrem ze sprasowanych i laminowanych piasków i żwirów (1), z włócznieciami czerwonych glin zwałowych (2) wśród glin zwałowych mochciańskiego poziomu morenowego (4), w który wchodzi łuska szarych mułów (3); przewyższenie $\times 2$; 1121–1162 m profilu Mochty — Wólka Smoszevska (stan 1949 r.)

Diapiric structure with core built of pressed and laminated sand and gravel (1), with inliers of red till (2), among till of the Mochty moraine horizon (4), and with a lense of grey silt (3); vertically $\times 2$; 1121–1162 m of the Mochty — Wólka Smoszevska profile (state of 1949)

Druga genetycznie zbliżona, ale o wiele mniejsza struktura odsłoniła się w 1966 r. na 575 m profilu Mocht (fig. 13). I w tym przypadku miała ona formę pionową, o wysokości około 2,5 m, z piaszczystym jądrem o bardzo zagmatwanej budowie. Forma ta była bardzo ograniczona przestrzennie, gdyż przy przesunięciu brzegu w 1969 r. zaledwie o 1,5–2 m już została zniszczona. Od dołu towarzyszyło jej kopulaste wyniesienie piasków, dobrze zaznaczone nie tylko w granicy ich z gliną, ale w ich warstwowaniu, które wykazywało tę samą formę wygięcia. Dopiero w najwyższej części piasków, w sąsiedztwie pionowej struktury, powstawały zaburzenia w warstwowaniu. Nie zdradzały one jednak cech wleczenia czy innych pchnięć lub fałdowań poziomych, a tworzyły ostre, zygzakowate drobne fałdy, ostrzami skierowane ku górze i miejscami wcinające się na 10–40 cm w dolną powierzchnię gliny. Z wierzchołka wyniesienia, przez wąskie gardło 30–40 cm szerokości, wchodziła na 2,5 m w górę skomplikowana struktura, rozgałęziona na kilka podniesionych ku górze ramion. Piaski wypełniające tę strukturę zachowały warstwowanie o tym samym charakterze co niżej, ale jeszcze bardziej zygzakowate i silniej ściśnięte.

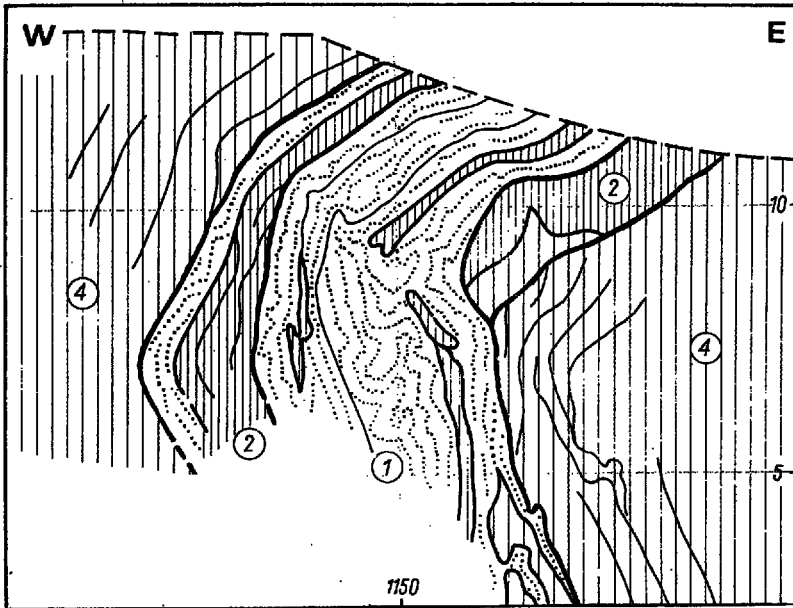


Fig. 12

Struktura słupowa położona ok. 10 m dalej niż przedstawiona na fig. 11; przewyższenie $\times 2$; oznaczenia jak na fig. 11; 1140—1160 m profilu Mochty — Wólka Smoszevska (stan 1956 r.)

Diapiric structure, ca. 10 m from that illustrated in Fig. 11; vertically $\times 2$; explanations as in Fig. 11; 1140—1160 m of the Mochty — Wólka Smoszevska profile (state of 1956)

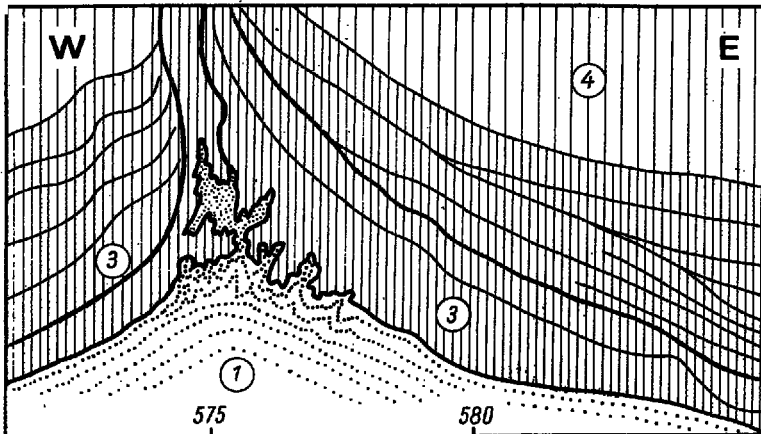


Fig. 13

Embrionalna forma słupowa; przewyższenie $\times 2$; oznaczenia jak na fig. 6; 572—586 m profilu Mochty — Wólka Smoszevska (stan 1967 r.)

Initial diapiric structure; vertically $\times 2$; explanations as in Fig. 6; 572—586 m of the Mochty — Wólka Smoszevska profile (state of 1967)

Rozpatrując granicę glin otulających strukturę słupową i piasków jądra oraz układ ich warstwowania (fig. 14) widać, że w tym przypadku, odwrotnie niż przy opisywanych poprzednio klinach wciskania, aktywna rola przypada na piasek, który wbija się w glinę i usiłuje wcisnąć się w szczelinę dzielącą pionowo ustawione ławice glin. Rozgałęzione ramiona piaszczystego jądra otaczają występy glin i wyraźnie dążą do ich odcięcia od macierzystych ławic.

Trzecia struktura z tej grupy deformacji, widoczna między 1050 i 1105 m, posiada kształt przypominający fałd leżący (fig. 15). Budowa jej jednak jest analogiczna do poprzednio opisanej struktury na 1150 m profilu. Piaski wypełniające jądro i w tym przypadku mają taki sam typ

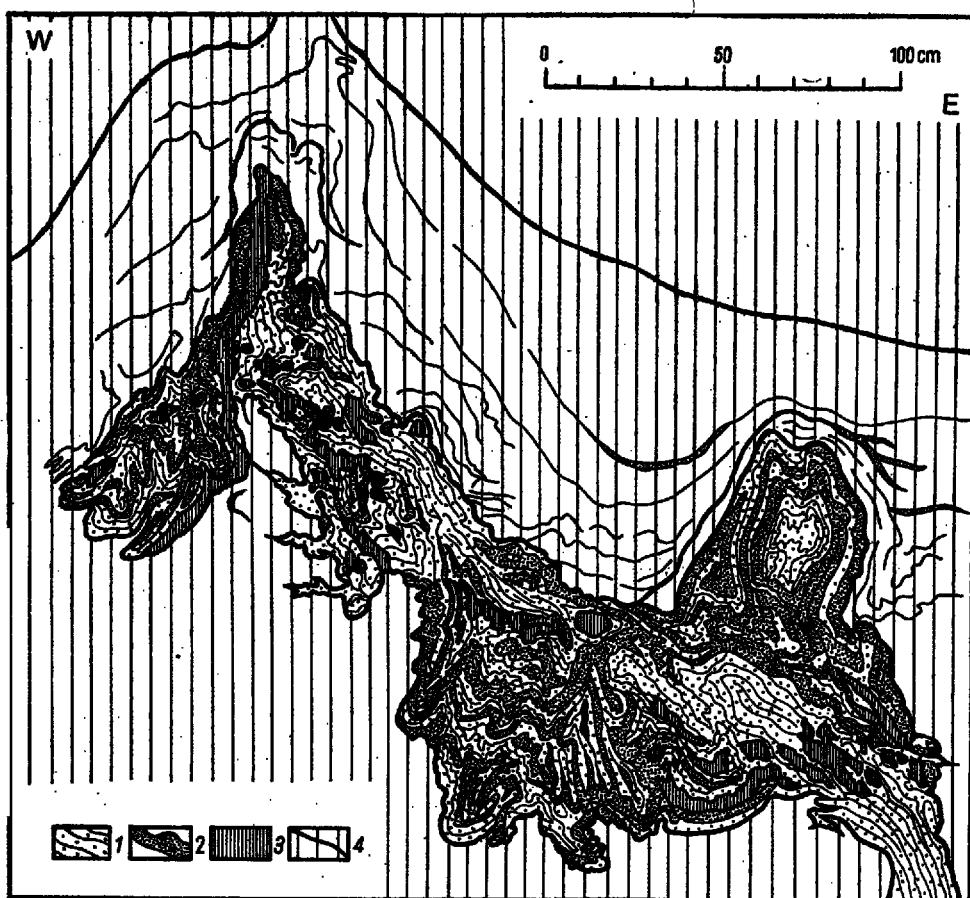


Fig. 14

Zmięcie warstwowania piasków (1), piasków gliniastych (2) i porwaków glin zwalowych (3) wewnątrz struktury przedstawionej na fig. 13; bez przewyższenia

Folding of stratified sand (1) loamy sand (2) and till boulders (3) inside the structure illustrated in Fig. 13; no vertical exaggeration

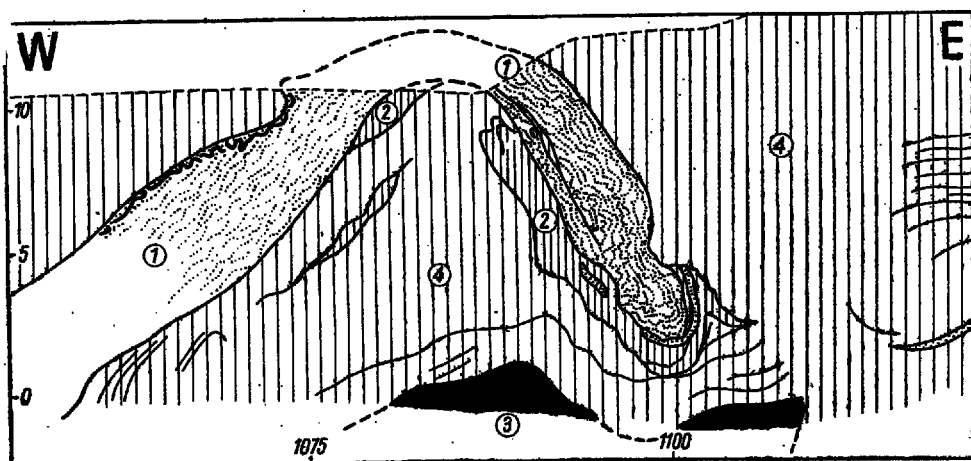


Fig. 15

Obalona struktura słupowa; przewyższenie $\times 2$; oznaczenia jak na fig. 11; 1055—1121 m profilu Mochty — Wólka Smoszewska (stan 1949—1952 r.)

Overthrusted diapiric structure; vertically $\times 2$; explanations in Fig. 11; 1055—1121 m. of the Mochty — Wólka Smoszewska profile (state of 1949—1952)

laminacji, soczewkowatych zgnieceń, wyprasowań i ślizgów. Podobnie, mimo wyraźnych przemieszczeń, piaski zachowują równoległość warstwowania, a jedynie przy kontaktach z gliną są lekko sfalowane. Dopiero w dalszej, później obalonej, ale pierwotnie górnej części tej struktury, pojawiają się wewnątrz piasków zmięcia i ponasuwane na siebie drobne fałdy, stopniowo dostosowujące się do kształtu zaokrąglonego czoła. Wśród piasków pojawiają się również soczewki wprasowanych czerwonych glin zwałowych. Te same gliny, pogiętą parometryrową warstwą, przytulone są do zewnętrznych ścian jądra rozważanej struktury i okrywają jej czoło.

Uwzględniając wszystkie wymienione podobieństwa dochodzi się do wniosku, że struktura ta pierwotnie również była słupową, o wysokości 30 m, i została obalona przez późniejszy ruch lądolodu. Zaczątki podobnego procesu obalania struktury słupowej widoczne są zresztą i w górnej części pierwszego z opisanych słupów (na 1150 m), który został mniej zdeformowany. Ponad częścią pionową słupa, wysokości około 10 m, wyższa jego część zaczyna się pochylać w kierunku zgodnym z ogólnym kierunkiem konstatawanego ruchu i przy stropie gliny kończy się cieniejącym i silnie wyprasowanym czubem (fig. 11).

Niezdolność z uławiceniem i sfalowaniem glin, na które zwrócono uwagę wyżej, wskazuje, że struktury słupowe tworzyły się później, choć jeszcze ciągle pod pokrywą aktywnie posuwającego się lądolodu o znacznej miąższości. Jednak nie był to już w pełni zwarty lód posuwający się szybko naprzód, lecz taki, w którym istniały miejsca krzyżujących się pęknięć, umożliwiające powstanie studni lodowcowych lub głębiej się-

gających rozluźnień. W miejscach takich, w sąsiedztwie otoczenia podlegającego jeszcze dużemu obciążeniu przez lód znacznej miąższości, występowała bardzo poważna różnica ciśnień, w konsekwencji której następowało lokalne, w formie słupowej, wypychanie ku górze utworów podłoża.

KOPALNA RZEŻBA TYPU DRUMLINOWEGO

Dynamiczne objawy wleczenia powodowanego przez posuwający się lądolód, zaznaczają się nie tylko w sposobie uławicenia glin zwałowych oraz w śladach wtłaczania, miażdżenia i ścierania, które są widoczne przy ich powierzchni spągowej, ale również i w formach, które powstawały w podłożu. Te ostatnie są wyraźnie zróżnicowane w zależności od własności fizycznych skał, które podścielały lodowiec.

Na podłożu bardziej plastycznym, w zachodniej części profilu Mocht (0—1180 m), są to najczęściej formy fałdowe powyginane lub łuskowo wciśnięte w przesuwającą się po nich glinę. Natomiast na podłożu piaszczystym (1180—2150 m), stawiającym większy opór na tarcie, są to bardziej regularne, pozornie antyklinalne wypiętrzenia. W części zachodniej, gdzie znaczny udział w składzie podłoża mają dość plastyczne szare muły, wygięcia ich warstw i towarzyszących piasków powtarzają kształt wyniosień podłoża (np. na 695—730; 750—763; 925—960; 997—1026 m.; por. fig. 7, 8, 9, 10). W części wschodniej, o podłożu wyłącznie piaszczystym, wewnątrz pozornie antyklinalnych wyniosień, zarysowanych przez spąg gliny, piaski rzeczne z dobrze zachowanym warstwowaniem leżą poziomo lub są tylko nieznacznie wygięte. Są to więc formy erozyjne, nadane wzgórzom przez erozję glacialną, co stwierdza układ uławicenia otulających je glin zwałowych (fig. 16 i 17). W profilu Mocht istnieje pięć takich wyniosłości (na 1290—1352; 1385—1480; 1530—1600; 1760—1860; 1990—2045 m). Mają one 55 do 100 m długości, 5—10 m wysokości, kształt wydłużony i opływowo zaokrąglony, wyraźnie asymetryczny. Swoimi wymiarami, formą oraz budową wewnętrzną w pełni odpowiadają drumlinom.

Jedyną różnicę stanowi inny niż podawany zwykle charakter asymetrii, gdyż bardziej stromo opadająca część profilu podłużnego występuje tak po stronie proksymalnej, jak i dystalnej. We wszystkich przypadkach widać jednak z układu uławicenia glin, że cały profil podłużny tych wyniosłości był kształtowany przez ścierającą działalność lodowca, nasuwającego się z tego samego kierunku. Przy stromym stoku proksymalnym (fig. 17) lód, stopniowo się wznosząc, ścierał czołową część wzgórza i ugniatał przeciwną jego stronę, pokrywając ją warstwami sprasowanej gliny. W przypadku odwrotnego układu asymetrii, stok proksymalny znajdował się w sytuacji ugniatanego i przykrywanego silnie skompresowaną gliną, a dystalny był ostro ścinany przez lód schodzący

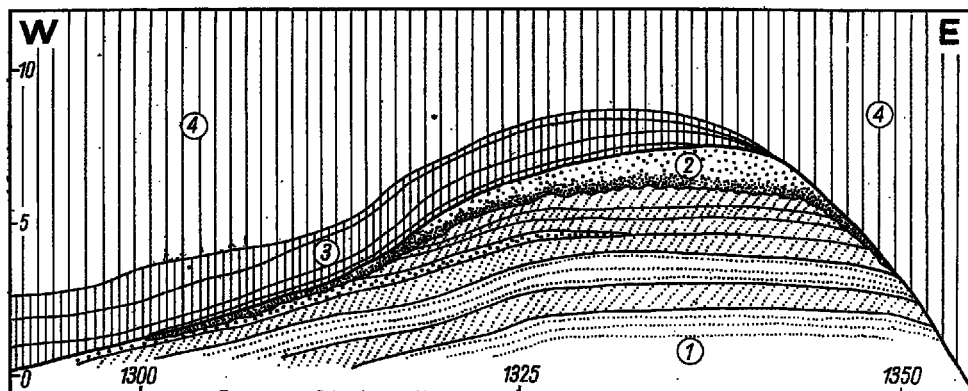


Fig. 16

Wyniosłość typu drumlinowego w jądrze z piaskami warstwowanymi (1) i o zatraconej strukturze (2) pod ławicami silnie skompromowanych glin zwałowych (3) dolnej części mochciańskiego poziomu morenowego (4); przewyższenie $\times 2$; 1292—1354 m profilu Mochty — Wólka Smoszevska (stan 1949 r.)

Drumline-like elevation with stratified sands (1) in the core and of distorted structure (2), under layers of compacted till (3) of the Mochty moraine horizon (4); vertically $\times 2$; 1292—1354 m of the Mochty — Wólka Smoszevska profile (state of 1949)

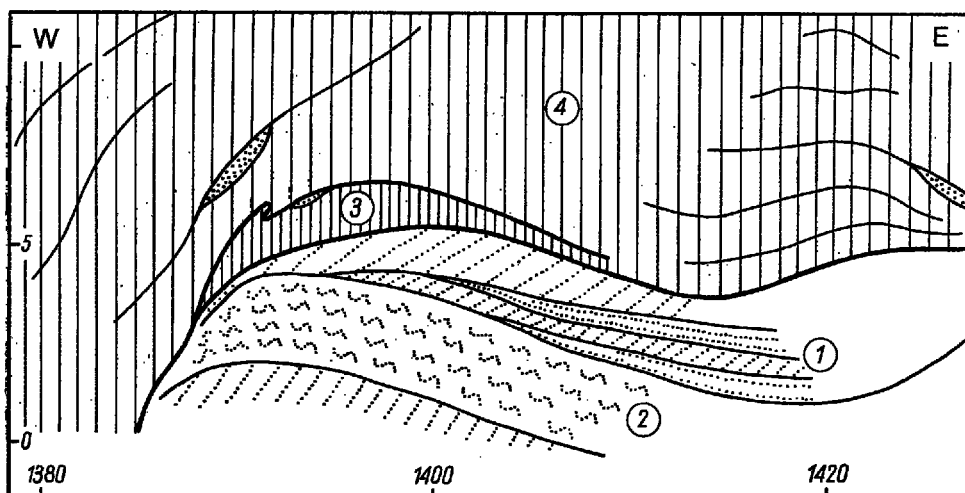


Fig. 17

Czoło proksymalne wyniosłości typu drumlinowego; przewyższenie $\times 2$; oznaczenia jak na fig. 16 (z wyjątkiem 2: piaski ze zmarszczkami); 1380—1427 m profilu Mochty — Wólka Smoszevska (stan 1949 r.)

Proximal front of a drumline-like elevation; vertically $\times 2$; explanations as in Fig. 16 (2 — sands with ripple marks); 1380—1427 m of the Mochty — Wólka Smoszevska profile (state of 1949)

ku obniżeniu. Przy łagodniejszym stoku proksymalnym daje się zauważyć, że w miarę zbliżania się do kulminacji pojawia się i grubieje warstwa piasków o mechanicznie naruszonym i zatartym warstwowaniu (fig. 16). W miarę wzrostu jej miąższości (do 1,2 m na wierzchołku wzgórze), grubość sprasowanej pokrywy glin maleje i ławice jej cienieją aż do zupełnego wyklinowania się. Łączna miąższość poruszonych przez lodowiec piasków i skomprimowanych przezeń glin, do kulminacji i przechylenia się stoku w kierunku dystalnym, utrzymuje się prawie bez zmian i wynosi około 2,5 m.

Przy wyraźnej asymetrii profilu podłużnego wzgórz, pochylenia stoków wahają się w dużych granicach. Przy formach silniej zarysowanych, stromsze zbocze może mieć bardzo znaczny kąt spadku ($21-42^\circ$) i wówczas drugi stok jest również dość silnie pochylony ($13-18^\circ$). Formy łagodniejsze przy zboczu ścieranym, mniej pochylonym ($13-15^\circ$), mają stok przeciwny zupełnie połogi ($3-5^\circ$). Rozkład asymetrii ugniatanego i ścinanego stoku, na opisywanych kopalnych formach drumlinowych, w dużym stopniu nawiązuje do 20—25 m rytmu sfałowania ławic gliny zwałowej. Ścinany stok z reguły przypada na te odcinki, na których kierunek jego pochylenia i kierunek obniżania się fali w ławicy gliny są ze sobą zgodne. Podobna zgodność zaznacza się również i na stokach ugniatanych, przeważnie odpowiadających odcinkom podnoszenia się fali. Ten też rytm powoduje zapewne, że pojawiają się formy dwuwierzchołkowe (1385—1480 m), złożone jakby z dwóch zrastających się ze sobą drumlinów (fig. 17).

Z obserwacji powyższych nie należy jednak wyprowadzać wniosku, że rytm sfałowania glin decydował o rozmieszczeniu pagórków drumlinowych, gdyż po pierwsze długości ich (55—100 m) nie odpowiadają długości tych fal, a po drugie odległości między poszczególnymi pagórkami są bardzo zmienne (między wierzchołkami 65—245 m; między stokami ścieranymi 40—280 m). O rozmieszczeniu ich, a zapewne i o warunkach powstawania decydował inny układ przyczyn.

Warstwowanie w piaszczystych jądrach omawianych pagórków typu drumlinowego zachowane jest doskonale i nie ma śladów zmięcia falistego, mimo przesuwania się ponad nimi lodolodu, który wywierał na nie duży nacisk, jak świadczy o tym układ ławic glin zwałowych. Wskazuje to na fakt, że kształtowały się one jako formy egzarcyjne. Budowa wewnętrzna tych wzgórz z poziomym warstwowaniem piasków świadczy, że w tym przypadku jądra ich stawiały taki opór na ścieranie, jakby były zbudowane ze skał masywnych, dzięki czemu mogły przybierać postać zbliżoną do mutonów. Nie można tego uzasadniać jedynie większymi oporami na tarcie stawianymi przez piasek, gdyż istnieje wiele przykładów wskazujących, że w stanie luźnym w podobnych warunkach ulegał on pomięciu i przemieszaniu. Wynika z tego, że proces ścierania powierzchni rozpatrywanych pagórków mógł się odbywać jedynie pod warunkiem

scementowania piasków przez lód, dzięki czemu tworzyły one jedną masywną bryłę.

Wniosek powyższy wydaje się pozornie sprzeczny ze stanowiskiem zajęтым poprzednio o panowaniu w spagu lądolodu rozpatrywanej strefy temperatur powyżej 0°C, które m.in. warunkowały syngenetyczne skomprimowanie glin zwałowych, przywierających do naciskanych stoków omawianego typu wyniosłości. Sprzeczność tę nietrudno jest wytłumaczyć, uwzględniając przebieg zmian temperatur pod lodem w miarę postępu transgresji. Przy stałych innych elementach bilansu cieplnego pod stopą lodu, na zmiany te wpływa przede wszystkim ciśnienie wywierane przez nadległe masy lodu. W czasie transgresji lądolodu objawia się stopniowy wzrost ciśnienia wywieranego przez coraz grubsza warstwę lodu, aż do osiągnięcia punktu krytycznego, po którym pod jego stopą zaczynają występować temperatury dodatnie. Ponieważ jednak właściwości cieplne skał (m.in. w zależności od stopnia skomprimowania) i stopień ich nawilgocenia nie są jednakowe, to rozmarzanie podłoża nie będzie przebiegać równomiernie i jeszcze jakiś czas po przekroczeniu krytycznej miąższości lodu utrzymują się pod nim zmarznięte ostańce, tkwiące wśród już ociepionego otoczenia.

Taka właśnie sytuacja panowała zapewne w czasie przesuwania się lądolodu po piaszczystym odcinku podłoża na omawianym terenie. W miejscach już rozmarzniętych piasek był usuwany bez większego trudu i powstawały obniżenia, zaś w miejscach chłodnych, gdzie pozostawały zamrożone ostańce, proces ten przebiegał z oporami, które zmuszały posuwający się lodowiec do rozwinięcia egzaracji, a w konsekwencji uformowania pagórków typu drumlinowego.

Z rozważań tych wynika wniosek, że strefa, w której znajduje się profil mochciański, znajdowała się stosunkowo niedaleko na północ od linii, na której lądolód przekraczał miąższość krytyczną umożliwiającą pojawienie się pod nim temperatur dodatnich.

UWAGI KOŃCOWE

Problematyka dynamicznego uławicenia glin zwałowych i deformacji spowodowanych przez ciśnienie i ruch postępowy lądolodu stoi na pograniczu z problematyką innych zakłóceń dynamicznych obserwowanych w osadach glacialnych, wywołanych również przez mechaniczne działanie sunącej masy lodu. Są to problemy egzaracji, pobierania i transportu kier lodowcowych oraz tzw. dyslokacji glacitektonicznych. Wszystkie te zjawiska są w zasadzie związane z tymi samymi grupami przyczyn, chociaż występujących w innych stosunkach ilościowych, z czego wynika, że ich rozgraniczenie nie zawsze jest łatwe, mimo że w typowych przy-

padkach różnice między nimi są wyraźne. Dlatego też jednym z celów niniejszej pracy było zwrócenie uwagi, że nie każde zaburzenie w glinach zwałowych musi być interpretowane jako zaburzenie glacitektoniczne.

Uławicenie dynamiczne glin zwałowych oraz inne związane z nim zjawiska powstają jeszcze w czasie formowania się dennego poziomu morenowego podczas transgresji lodowodu i związane są głównie z procesami wgniatania, ścierania, komprymowania najniższej warstwy glin i podłoża, po którym posuwa się lodowiec, oraz wleczenia cienkiej warstwy utworów pod jego stopą.

Ten sam zespół przyczyn, przy przewadze procesów ścierania podłoża, prowadzi do jego złobienia i wytwarzania form drumlinowych na materiale mało zwartym, lub form mutonowych na skałach bardziej zwiezłych i masywnych, czy też uzyskujących te właściwości dzięki zamrznięciu.

Zjawiska glacitektoniczne są przede wszystkim wynikiem spychania i spiętrzania większych pakietów lub całych serii już istniejących osadów morenowych łącznie z innymi utworami leżącymi w spągu. Procesom tym towarzyszy również ścieranie i komprymacja, ale w danym przypadku odgrywająca już drugorzędną rolę. Powstawanie dyslokacji glacitektonicznych jest w zasadzie związane z procesem usuwania przeszkód, morfologicznie lub fizycznie utrudniających postępowy ruch lodu.

Powstawanie kier lodowcowych jest jakby kontynuacją poprzedniego procesu, ale w warunkach, w których zamiast spiętrzania następuje odrywanie większych pakietów skał podłoża i przenoszenie ich nawet na znaczne odległości. Jednocześnie jest to zjawisko mające w swoim przebiegu wiele cech zbliżonych do procesów towarzyszących powstawaniu uławicenia dynamicznego glin. W tym przypadku jednak większą rolę odgrywa transport i rozgniatanie pakietów, mających większą miąższość niż wtrącenia międzyławicowe. Ścieranie zewnętrznych części kier przyczynia się również do stopniowego włączania ich materiału w skład gliniastej moreny. Istotną różnicę stanowi okoliczność, że proces transportu kier odbywa się głównie w bardziej ruchliwej wyższej części mas lodu, a nie w wolniej posuwającej się i silniej komprymowanej jego części dolnej, tak jak to ma miejsce przy tworzeniu się uławicenia dynamicznego, któremu również towarzyszy pobieranie pewnej ilości porwaków z podłoża.

Istnieją wreszcie deformacje, przy powstaniu których decydującą rolę odgrywa nie ciśnienie tangencjalne, styczne do podłoża i związane z ruchem lodowca, ale ciśnienie uzależnione od lokalnych różnic w rozkładzie ciśnień pionowych wynikających z obciążenia pokrywą lodową i dające z jednej strony kliny wciskania, a z drugiej słupowe formy wypiętrzania.

Przy wszystkich tych procesach istotną, obok ciśnienia, a często i decydującą rolę odgrywają temperatury panujące w spągu lodu. Kom-

prymacja skał mało zwięzłych i deformacje plastyczne z całą pewnością wymagają temperatur dodatnich i odpowiedniej wilgotności. Odrywanie materiału z podłoża niewątpliwie najsilniej zachodzi w temperaturach bliskich 0°. Sztynne odkształcenia utworów luźnych są możliwe tylko w stanie zamrożonym. Egzaracja powierzchni skał masywnych lub zamrożonych i ścieranie, pozostawiające na skałach ślady rysów lodowcowych, bezsprzecznie przebiegają przy temperaturach niskich.

Istnienie temperatur dodatnich w spągu wielkich pokryw lodowych zostało udowodnione nie tylko teoretycznie, ale i w wyniku wierceń na Grenlandii i Antarktydzie. Wniosek zatem o możliwości panowania takich temperatur pod naszymi lądolodami czwartorzędowymi jest bardzo prawdopodobny.

Nawet już przy obecnie zebranej ilości obserwacji, nasuwa się pogląd o regionalnym charakterze rozmieszczenia różnych rodzajów zjawisk glacydynamicznych. Zarysowuje się ich strefowość, wiążąca się zapewne w dużym stopniu ze zmianami miąższości lądolodu, panujących pod nim temperatur i z warunkami jego ruchu. Jeśli przedstawione wyżej wnioski o warunkach, w których przebiegała pod lodem komprymacja i dynamiczne nawarstwianie się glin zwałowych, są słuszne, to miąższość lądolodu, który pozostawił glinę mochciańską, z całą pewnością była większa niż uważano dotychczas i przekraczała 2000 m.

Studia nad zjawiskami dynamicznymi w lodzie, ślady których pozostały w dennych częściach glin zwałowych, pozwalają uzyskać szereg cennych, chociaż dotychczas ogólnikowych informacji o ruchach i stanie fizycznym lądolodu oraz jego podłoża. Na tym odcinku badań z poważną pomocą dla geologii czwartorzędu może przyjść geologia inżynierska. Uzyskując drogą badań geologiczno-inżynierskich wiele podstawowych parametrów i przeprowadzając odpowiednie eksperymenty porównawcze, można będzie zapewne otrzymać bardziej konkretną charakterystykę fizyczną lądolodów czwartorzędowych i ocenić ich miąższość oraz temperatury panujące pod nimi, a może nawet — uzyskać pewne wskazówki nie tylko o kierunkach, ale i o prędkościach, z jakimi się one poruszały.

*Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
Warszawa 22, Al. Żwirki i Wigury 93
Warszawa, w marcu 1969 r.*

LITERATURA CYTOWANA

- FALKIEWICZOWA A. 1961. Główne typy glin zwałowych środkowego Mazowsza (Main types of boulder clays of the Middle Masovian area; preliminary note). — *Biul. Geol. U.W.*, t. 1, cz. 1. Warszawa.
- 1962. Własności fizyko-mechaniczne glin zwałowych środkowego Mazowsza (Physico-mechanical properties of boulder clays in the Middle Masovia area). — *Ibidem*, t. 2.

FLINT R. F. 1957. *Glacial and Pleistocene geology*. New York.

SARNACKA Z. 1965. *Struktury glacitektoniczne i marzłociowe w Górze Kalwarii i Osiecku na południe od Warszawy (Glacitectonic and frozen ground structures at Góra Kalwaria and Osieck, south of Warsaw, Central Poland)*. — *Biul. Inst. Geol.* 187. Warszawa.

SKOMPSKI S. 1969. *Stratygrafia osadów czwartorzędowych wschodniej części Kotliny Płockiej (Stratigraphy of Quaternary deposits of the eastern part of the Płock Depression)*. — *ibidem*, 220.

SUMMARY

ABSTRACT: The analysis of the Mochty section (west of Zakroczym, north of Warszawa) and also of other sections in the vicinity of Warszawa shows that the layered nature and compaction of the older tills are the result of their dragging in nonfrozen state under the bottom of the ice sheet. Many disturbances in the pattern of tills and of rock material derived from the substratum do not show glacitectonic characters, and are connected with the processes that have taken place during various stages of the development of the bottom till horizon. These processes resulted also i.a. in undulation of tills, diapiric structures, and elevations of the exaggerated substratum being of fossil drumline character.

The structure of tills is analyzed here on the basis of many year observations of the Mochty (Fig. 1) and other sections in the vicinity of Warszawa. The problem of layered nature of tills is dealt with at first. It was proved that the division of the till horizon into the bottom and ablation moraines (Flint 1957) is insufficient. This is particularly true in relation to the older series, that were overthrust by the ice masses of a following glaciation or a glaciastadial. It is noteworthy that there is no basis for the distinguishing of deposits corresponding to the ablation moraine in the older tills. The thickness of these series attains several dozen meters, whereas the younger series are only slightly thicker than ten meters. The older tills show larger specific gravity as a rule and are less porous and of small clay content when compared to the younger ones (20.33% and 11.79% respectively). This proves their greater compaction (Falkiewiczowa 1962), in result of which the older tills attained a semi-compact consistency. A distinct layered nature aside of the vertical jointing, has been observed in these tills. The former one is internally disturbed in many cases.

In the author's opinion the layered nature of these tills corresponds to the dynamic displacements that have taken place within the till mass during their accumulation. This is proved by the following structural features of tills:

— smooth joint planes, thin fissures at the contacts of layers, and in the case of clinging layers the existence of rugged planes with quartz grains strongly pressed into them; such planes bear sometimes traces of slickensides;

— till layers form folded structures in places where they are separated by a "unconformity" plane, two layers overlay one another disharmoniously;

— occurrence of lense-like, flattened clayey, sandy and gravelous intercalations usually connected with joint planes;

— larger boulders show parallel orientation to the bedding planes and cling to them with their flat surfaces; in some cases traces of grinding and even glacial scratchings occur at their bottom sides;

— rather constant thickness of layers in the main till mass considerably decreases in the lower parts grading sometimes into a "slaty" series;

— till portions (up to several decimeters in diameter) packed into the underlying sands;

— "grinding" conglomerates occurring in the bottom part of till or at the boundary of complexes.

The compaction of tills had probably taken place early what is proved by the presence of the already compacted till lumps packed into the substratum and mechanically crushed.

The distribution of the above mentioned features seems to suggest that a horizontal repetitive movement in the same place played the chief role in their arrangement. It was connected with the advancing ice sheet through its moving ice foot what is proved by the situation of layers at the substratum boundary and extraction of the material out of the substratum. The positive temperatures under the ice, in which the compaction of till might have taken place, were the main reason why the extracted and moved material acted as a lubricant over which the ice moved each time pressing and compacting the till that had formed the layers.

The author distinguishes three types of impression till structures into the underlying arenaceous deposits (Figs 2—7) differing in the stage of the development:

— wedges of till vertically or obliquely pressed into the sands and a transitional form of a wedge horizontally shifted according to the ice sheet movement;

— intercalations of strongly pressed sands and arenaceous silts and till; the beds of the latter show crushed, jointed and shifted portions passing into a series of isolated blocks;

— smoothed slickenside surfaces connected with joint planes on the contacts of till with the intercalations and interbeddings of clay or silt with till; the transport of the material derived from the substratum, and the slickenside planes connected with them, prove the long distance movements of the ice sheet.

Described are intercalations and lense-like inliers of sand in till occurring in the upper till horizon at Mochty, showing a characteristic pulsation of thickness corresponding to the bendings of joint planes (approximately 5.5 m in length), the rhythm of which is connected with the annual movements of the bottom part of the ice sheet (Figs 8—10).

Pillar-like structures with bedded sand inside are other forms that are common in the described deposits. They cause disturbances in the already compacted tills what proves their later development but still under the cover of the active, moving ice sheet. In some parts of that ice sheet there existed some cracks and openings, which have caused differences in pressure and pressing the material from underneath the ice sheet upwards. It was probably that moment in which the structure of the previously existing ice adapted to the new pattern of the great ice sheet (Figs 11—15).

The presence of very regular anticlinal elevations, 55—100 m long and 5—10 m high, built of bedded sands has been stated during the investigation of the substratal morphology of the tills. The asymmetry of slopes of these hills is directly connected with the swellings of the till layers. Their origin is connected with the egzazation of the ice sheet on the partly frozen, hence resistant parts of the substratum. The uneven thawing was connected with the diversified thermic properties of the rocks during the temperature rise under the ice in result of its mass increase.

The dynamic bedding described above has developed already during the formation of the bottom moraine horizon when the ice sheet advanced, and resulted from pressing, grinding and compaction of the lowest till bed and its substratum,

as well as from dragging of a thin layer under ice-sheet foot. The same factors have led to the ezgaration of the substratum and to the development of drumline-like forms (Figs 16 and 17) in the poorly compacted material or "roches-moutonnees" forms in more compacted or massive rocks. Hence these are not the glaci-tectonic phenomena that are the result of pushing and mounting of the whole series of the already existing moraine deposits together with the other deposits lying in their bottom. Glacitectonic disturbances may also cause detachments and transport of large portions of the substratum thus leading to the formation of ice transported blocks. This phenomenon is analogous to the development of a dynamic bedding in tills. The main difference, however, is that the transport of blocks takes place in the upper, more active ice parts. A peculiar process of the development of pressed-in wedges and pillar-like structures is connected with the differences in the distribution of the vertical pressures under the ice mass and of temperatures at its bottom. The existence of positive temperatures was proved by drillings in Greenland and Antarctica hence such a conclusion does not seem to be surprising.

Presented are also views concerning the regional character of the distribution of the glacidynamic phenomena and their zonation what is probably connected to a large extent with the changes of thickness of the ice sheet, temperatures underneath and the conditions of its movement. The investigations of the dynamic phenomena taking place within the ice, that yield valuable information about the movements and the physical state of the ice sheets and their substratum may in result allow to an evaluation of the ice thickness and temperatures under the ice. It is also possible that some data would be obtained concerning the directions and velocities of the Pleistocene ice sheets.

*Institute of Geology
of the Warsaw University
Warszawa 22, Al. Zwirki i Wigury 93
Warsaw, March 1969*
