

BOLESŁAW DUMANOWSKI

## ZAGADNIENIE DWUDZIELNOŚCI MOREN W SUDETACH

(4 fig.)

### *The problem of bipartition of tills in the Sudeten Mts*

(4 fig.)

**Streszczenie.** Autor opisuje morenę w cegielni jeleniogórskiej w Sudetach Zachodnich. Omawia on szczegółowo skład granulometryczny, strukturę i teksturę gliny morenowej. W glinie zaznaczają się wyraźnie dwie części: górna — superglacjalna i dolna — subglacjalna. Różnią się one między sobą przede wszystkim ułożeniem materiału skalnego. Morena superglacjalna posiada materiał skalny ułożony w większości płasko lub pod kątem małym. Morena subglacjalna odznacza się stromym ułożeniem głazików. Powyższe ułożenie jest związane z sedimentacją wód superglacjalnych w części górnej i swobodnym opadaniem głazów w części dolnej. Dwudzielność moreny jest więc wynikiem różnych środowisk sedimentacyjnych, a nie różnicy wiekowej.

#### WSTĘP

Obserwując gliny morenowe na Śląsku, szczególnie zaś w Sudetach, stwierdziłem, że podawane bardzo często w literaturze określenie tego materiału jako gliny zawierającej chaotycznie rozmieszczony materiał skalny nie jest ścisłe. Ukazało się już stosunkowo dużo prac wskazujących na pewne uporządkowanie materiału skalnego w morenie gliniastej, niemniej jednak stare określenie nadal jest często używane. Celem dokładniejszego zorientowania się w strukturze moreny zająłem się szczegółowym zbadaniem odkrywki w cegielni Jeleniej Góry na Śląsku.

#### MORFOLOGIA I BUDOWA GEOLOGICZNA

Cegielnia jeleniogórska jest położona w północno-zachodniej części kotliny jeleniogórskiej. Kotlina w całości znajduje się na obszarze granitowego masywu karkonoskiego. Jest ona ograniczona od północnego-wschodu Górami Kaczawskimi, od wschodu Rudawami Janowickimi, od południowego zachodu Przedgórzem Karkonoskim, a od północnego zachodu Przedgórzem Izerskim. Według dotychczasowych poglądów lądolód skandynawski wkroczył do kotliny od północnego zachodu przez obniżenie znajdujące się między Przedgórzem Izerskim a Górami Kaczawskimi. Na dnie kotliny znajdują się liczne ostańce granitowe. Większe powierzchnie płaskie rozciągają się wzdłuż dolnego biegu Kamiennej i Łomnicy. Jest to obszar, na którym zostały złożone osady północnego lądolodu oraz osady rzek górskich. Omawiana poniżej cegielnia jest położona w dorzeczu Kamiennej na prawie płaskiej powierzchni zasypiania glacjalnego.

Rodzaj i wiek osadów glacialnych na tym obszarze były już niejednokrotnie omawiane (Berg 1921, Dumanowski B. 1950 — 51, Jahn A. 1960). Na obszarze cegielni odsłaniają się następujące utwory. W wyeksploatowanej części na dnie znajduje się materiał miejscowy (granit) w postaci gruzu i bloków. Rodzaj i ułożenie materiału wskazuje na to, że jest to osad typu proluwialnego. Bezpośrednio nad nim leżą warwowe, których maksymalna miąższość wynosi 8 m. Iły przykryte są gliną morenową (Fig. 1).

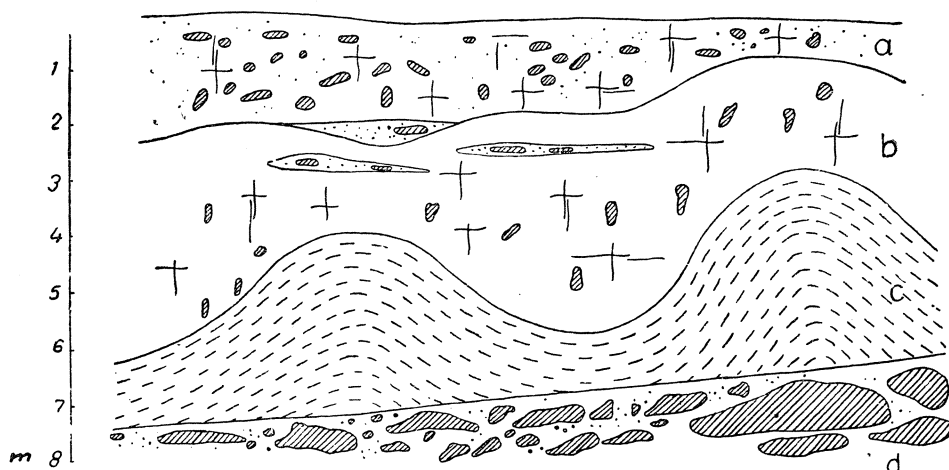


Fig. 1. Przekrój geologiczny osadów czwartorzędowych w cegielni jeleniogórskiej. a — glina morenowa piaszczysta barwy brązowej; b — glina morenowa ilasta, barwy ciemnoszarej; c — ił warwowy; d — osad typu proluwialnego

Fig. 1. Profile of the Quaternary in the clay-pit at Jelenia Góra. a — sandy till, brown; b — clayey till, dark-grey; c — varved clays; d — local coarse-grained rubble

#### OPIS GLINY MORENOWEJ

Patrząc na ścianę dołu cegielni bez trudu możemy zauważyć obecność dwu odrębnych glin. Różnią się one strukturą, barwą, a przy bliższym zbadaniu również składem granulometrycznym. Miejscami między gliną górną i dolną występują wkładki piaszczyste. Na podstawie tych cech glinę górną uważano za morenę pochodzącą ze zlodowacenia młodszego to jest środkowopolskiego, dolną zaś za morenę odpowiadającą zlodowaceniowi starszemu, a więc krakowskiemu. Między glinami nie znaleziono jednak nigdzie osadów interglacialnych, które by potwierdzały powyższą koncepcję. Jedynie znajdujące się miejscami na granicy obu moren wkładki piaszczyste miały być świadectwem glacialnej przerwy sedymentacyjnej. W żadnym wypadku nie mógł to być jednak dowód interglacialnego charakteru tej przerwy. Tak więc dotychczas dwukrotność zlodowacenia tego obszaru nie jest udowodniona. Obok powyższej koncepcji istnieje również pogląd o jednorazowym zlodowaceniu tego terenu. Jednak i ten pogląd nie jest należycie udokumentowany.

Badanie makroskopowe gliny morenowej pozwala wyróżnić następujące warstwy. W górnej części profilu znajduje się glina piaszczysta zawierająca dużą ilość żwirów. Średnica mniej lub więcej obtoczonego materiału skalnego dochodzi do 30 cm. Miąższość tej gliny jest bardzo zmienna. Wynosi ona od około 0,5 do prawie 2 m. Miejscami materiał ten przechodzi w piasek. Zwłaszcza część stropowa jest bardzo piaszczysta.

Spąg jest mniej piaszczysty, aczkolwiek miejscami znajdują się tu soczewki piasku o wyraźnym warstwowaniu. Pod względem składu granulometrycznego materiał ten zmienia się od grubego piasku do gliny ilastej. Gлина dolna jest ilasta. Ilość występującego w niej materiału skalnego jest kilkakrotnie mniejsza od tej, jaka znajduje się w glinie górnej. Przeciętna średnica materiału skalnego jest tu większa, a poza tym jest on słabiej obtoczony.

Również w strukturze istnieją bardzo wyraźne różnice. Gлина górna, szczególnie w tych miejscach, gdzie przechodzi ona w piasek, ma wyraźne ślady warstwowania. Miejsca bardziej ilaste śladów tych nie posiadają. Granica między gliną i piaskiem jest zazwyczaj nieostra. Gлина przechodzi w piasek stopniowo. Jest ona ostra jedynie w tych miejscach, gdzie piasek ma charakter wyraźnych soczewek. W glinie dolnej ślady warstwowania zaznaczają się o wiele rzadziej. Jedynie jej część stropowa zawiera miejscami soczewki albo też wkładki drobnego piasku lub pyłu. Zarówno w glinie górnej, jak i dolnej zaznaczają się pionowe spękania. Ich rozmieszczenie wskazuje na wyraźny związek ze składem mechanicznym. Mianowicie występują one niemal wyłącznie w obrębie gliny bardziej ilastej. Spękania pionowe i warstwowanie reprezentują makrostrukturę moreny. Zjawiskiem mikrostrukturalnym jest złuszkowanie gliny. Zaznacza się ono szczególnie w glinie górnej.

Gлина górna posiada barwę brązową. Blisko powierzchni pod wpływem działania procesów wietrzeniowych kolor jest nieco jaśniejszy. Szczególnie piaski przybierają tu barwę jasnoszarą. Gлина dolna jest ciemnoszara. Miejscami barwa ta ma odcień ciemnobrunatny.

Celem dokładniejszego określenia składu granulometrycznego pobrane próbki poddano analizie areometrycznej. Oznaczony na tej podstawie skład gliny przedstawia się następująco (tabela 1):

Tabela (Table 1)

Tabela uziarnienia  
Granulometric composition

Materiał	Wymiary ziarna w milimetrach Diameter of grains in millimetres										Wskaźnik uziarnienia Grain index $\frac{A}{B} = U$
	A					B					
	żwir gra- vels	piasek sand				pył silt		ił clay			
	>1 mm	1- -0,75	0,75- -0,5	0,5- -0,25	0,25- -0,1	0,1- -0,05	0,05- -0,02	0,002- -0,006	0,006- -0,002	<0,002	
Gлина górna Upper till	30,94	4,31	10,37	17,30	9,11	2,42	4,50	19,33	1,72	0,00	0,839
Gлина dolna „a” Lower till „a”	1,60	0,75	2,08	3,64	5,33	2,95	6,90	27,55	28,50	20,70	0,046
Gлина dolna „b” Lower till „b”	3,68	0,50	1,15	2,87	8,28	2,91	9,21	25,50	27,30	18,70	0,056
Ił warwowy Varved clay	0,02	0,02	0,37	0,32	0,29	0,50	2,00	17,00	30,99	48,49	0,004

Z kolei zająłem się analizą materiału skalnego znajdującego się w morenie. Płaską ścianę glinianki podzielono liniami na kwadraty o boku 1 m. Na powstałej w ten sposób siatce metrowej przeprowadzono pomiary położenia znajdujących się tu głazów. Brano pod uwagę głaziki, których oś dłuższa przewyższała 2 cm. Z drugiej strony pomijano większe elementy skalne o bardzo dobrym obtoczeniu, przy których trudno było oznaczyć oś dłuższą. Przy każdym głaziku mierzono więc jego osie, głębokość od powierzchni gruntu, stopień obtoczenia i ułożenie. Poza tym określano rodzaj materiału skalnego i stopień jego zwietrzenia. Przy ułożeniu podawano wartość upadu i jego kierunek. W ten sposób zmierzono 219 głazików w dwu odsłonięciach.

Z całości materiału skalnego na morenę górną przypadało około 80%, na dolną zaś około 20%. W morenie górnej jest on o wiele lepiej obtoczony aniżeli w dolnej. Charakterystyczna jest tu również obecność wyłącznie materiału bardziej odpornego na niszczenie. Ilość kwarców w morenie górnej wynosi od 60 do 76%. Poza tym są tu kwarcyty, granity oraz w mniejszej ilości lidyty, porfiry i łupki metamorficzne. W morenie dolnej ilość kwarców spada do około 25%. Natomiast wyraźnie wzrasta procent skał metamorficznych, wśród których zdecydowanie przeważają zieleńce. Oprócz zieleńców znajdują się tu również piaskowce, bazalty

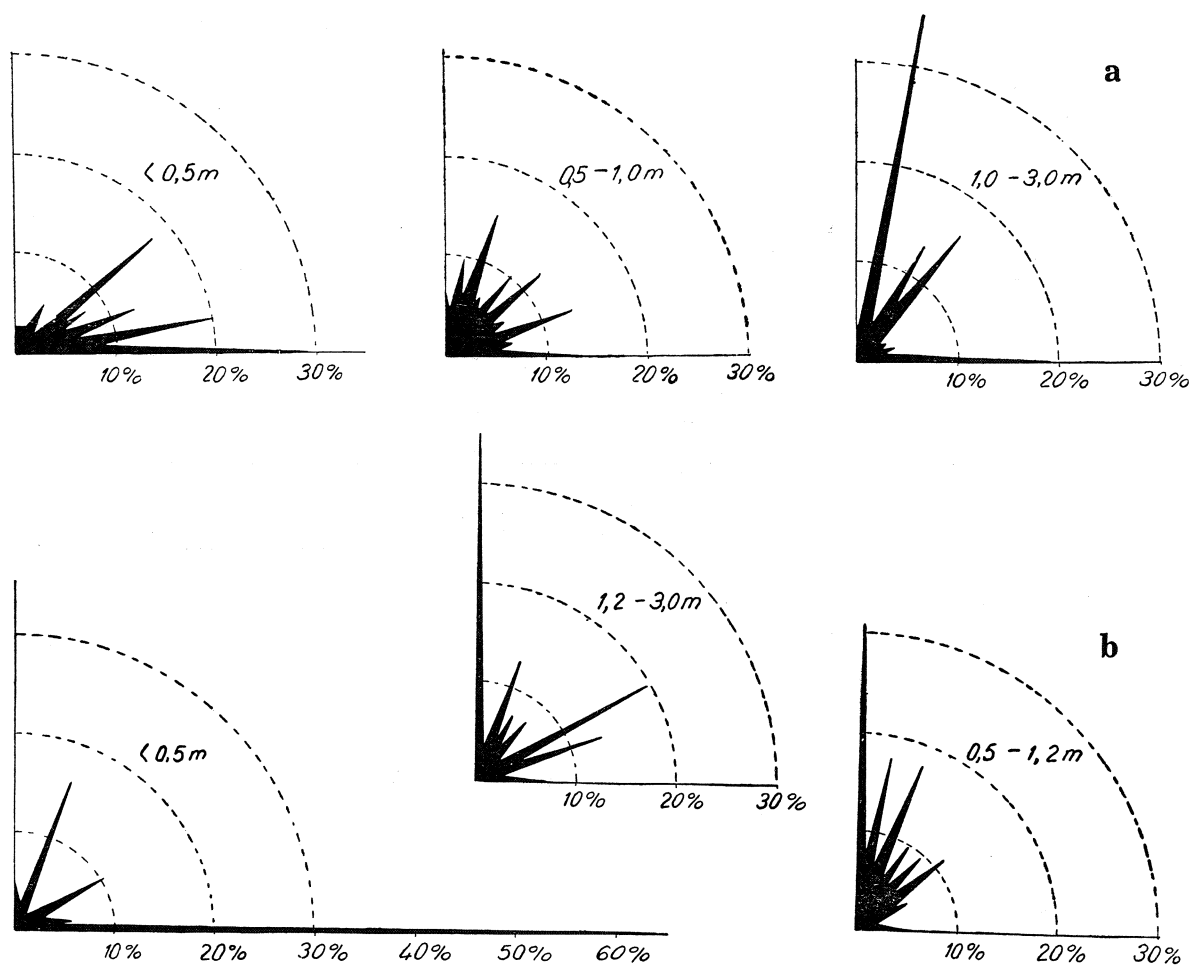


Fig. 2 a, b. Wielkość nachylenia osi dłuższej głazików na poszczególnych głębokościach. Cegielnia w Jeleniej Górze; Fig. 2 a — odsłonięcie I; Fig. 2 b — odsłonięcie II  
 Fig. 2. Inclination of the long axes of pebbles from the till at various depth. Clay-pit at Jelenia Góra, Fig. 2 a — outcrop I; Fig. 2 b — outcrop II

i inne skały pochodzące z Gór Kaczawskich. Dostyc często zieleńce są mocno zwiertzałe. Morena dolna zawiera stosunkowo duzo lignitu. Jego okruchy są jednak przewaznie niewielkie. W spagu moreny górnej tylko w jednym przypadku znaleziono lignit.

Najbardziej interesującym zjawiskiem jest ułożenie głazików, a mianowicie nachylenie ich osi dłuższych i kierunek tego nachylenia (Fig. 2, 3). Do głębokości 0,5 m od powierzchni 79 — 88% głazików ma nachylenie

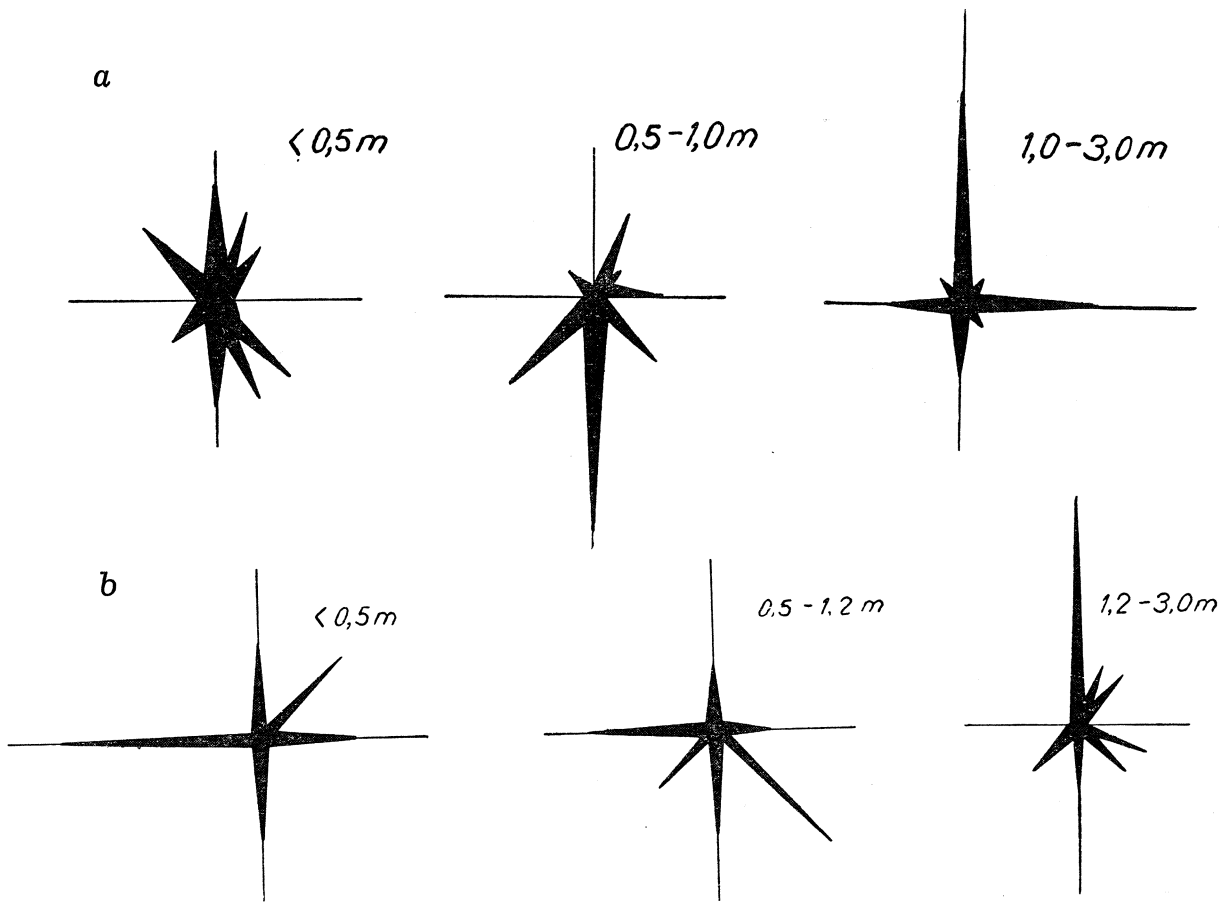


Fig. 3 a, b. Kierunki nachylenia osi dłuższej głazików na poszczególnych głębokościach. Cegielnia w Jeleniej Górze; Fig. 3 a — odsłonięcie I; Fig. 3 b — odsłonięcie II  
 Fig. 3. Directions of dip of the long axes of pebbles from the till at various depth. Clay-pit at Jelenia Góra; Fig. 3 a — outcrop I; Fig. 3 b — outcrop II

mniejsze od  $40^\circ$ , a 49 — 69% mniejsze od  $10^\circ$ . Nachylenie większe od  $40^\circ$  posiada więc tylko 12 — 21%. Materiał skalny na tej głębokości jest ułożony więc przewaznie płasko. Na głębokości 0,5 — 1,20 m, a więc jeszcze w obrębie górnej moreny nachylenie zmienia się już wyraźnie, bowiem 25 — 52% głazików jest nachylonych pod kątem mniejszym od  $40^\circ$ . Na głębokości większej od 1,20 m, a więc w obrębie moreny dolnej, nachylenia większe od  $40^\circ$  osiągają już od 60 — 75%, z wyraźną przewagą nachyleń w przedziale od  $70^\circ$  —  $90^\circ$ . Horyzontalne ułożenie materiału skalnego jest związane z wyraźnym warstwowaniem. W obrębie gliny ilastej, pozbawionej warstwowania, dominują upady duże (powyżej  $45^\circ$ ). W kierunkach upadów w glinie górnej przeważa wyraźnie składowa S (54 — 58%), w dolnej zaś składowa N (52 — 60%). Jeżeli chodzi o kierunek osi dłuższej, to w glinie górnej 46 — 70% głazików ułożonych jest mniej

więcej równoleżnikowo. Wyraźnie określona przewaga jakiegoś jednego kierunku nie zaznacza się tu jednak. Natomiast w dolnej glinie obserwuje się już zdecydowanie kierunek południkowy (70 — 80%). Część głazików (2,5 — 15%) ustawiona jest pionowo.

#### ANALIZA ZEBRANEGO MATERIAŁU

Na podstawie analizy składu petrograficznego i ułożenia materiału skalnego w morenie jeleniogórskiej jeszcze wyraźniej zaznacza się różnica między gliną górną a dolną. Ilość zmierzonych głazików w opisywanej odkrywce jest stosunkowo bardzo niewielka. Z tego względu celem rozszerzenia i uzupełnienia materiału przeprowadziłem również obserwacje w innych odkrywkach na obszarze Sudetów, gdzie odsłania się glina morenowa. Dokładniejsze obserwacje przeprowadzone zostały przede wszystkim w cegielniach w Marciszowie i w Poniatowie. Konfiguracja terenu na tych obszarach pod wieloma względami przypomina okolice Jeleniej Góry. Znajdująca się tu brązowa i ciemnoszara glina morenowa tak jak w Jeleniej Górze spoczywa na łożach warwowych. Struktura gliny morenowej i ułożenie znajdującego się w niej materiału skalnego jest mniej więcej takie jak w cegielni jeleniogórskiej. Glina morenowa obserwowana w innych odsłonięciach na obszarze Sudetów posiada również wiele cech podobnych do opisywanych powyżej. Podobieństwa te pozwalają przypuszczać, że ułożenie materiału skalnego w morenie jeleniogórskiej i jej struktura nie są zjawiskiem wyjątkowym.

Jeżeli chodzi o różnicę składu mechanicznego obu glin to najlepiej wydaje się ją tłumaczyć koncepcja R. F. Flinta (1948). Badacz ten wyjaśnia, że w czasie wytapiania się materiału z lodowodu inaczej przebiega sedymentacja na jego powierzchni, inaczej zaś u podstawy. Za T. C. Chamberlinem wyróżnia on trzy podstawowe procesy akumulacji glacialnej. Pierwszy polega na wolnym zsuwaniu się i opadaniu materiału. Proces ten zachodzi na krawędziach lub na górnej powierzchni lodowca. Drugi rodzaj akumulacji jest wynikiem posuwania materiału znajdującego się przed lodowcem. Trzeci wreszcie rodzaj akumulacji to zrastanie lub przyklepanie się materiału skalnego do podłoża. Tego typu zjawiska występują u podstawy lodowca. Większość materiału akumuluje się subglacialnie pod wpływem działania ostatniego procesu. Już O. Torrell (1877) wyróżnił dwie części w morenie dennej. Część górną uważał on za superglacialną morenę ablacyjną, część dolną zaś za osad złożony pod lodem przez zrastanie i zlepianie się materiału. Morena dolna jest więc bogata w ił, ponieważ w czasie jej osadzania całość materiału zawartego w lodzie zarówno drobnego, jak i grubego pozostawała na miejscu. Z drugiej strony wody spływające z powierzchni topniejącego lodu unosiły ze sobą drobne cząsteczki, co powodowało względne wzbogacenie moreny superglacialnej w materiał grubszy.

To wyjaśnienie bardzo dobrze tłumaczy różnicę między składem mechanicznym gliny górnej i dolnej. Rozwijając przedstawioną powyżej koncepcję dwóch odmiennych środowisk sedymentacyjnych, możemy również łatwo wytłumaczyć obserwowane przez nas różnice w strukturze w obrębie gliny górnej. Chodzi tu o wyjaśnienie, dlaczego w pewnych miejscach morena ta jest warstwowana, w innych zaś nie. Otóż szybkość topienia się lodu z pewnością nie była jednakowa na całej jego powierzchni. Zależała

ona od ilości i wielkości znajdującego się w nim materiału skalnego czego przykładem może być rozwój grzybów i stołów lodowcowych. Być może pewną rolę odgrywał również cień rzucany przez otaczające wzgórza. Szybsze topienie lodu zachodziło na granicy z prędzej nagrzewającymi się skałami. W związku z tym w czasie deglacjacji na powierzchni lodu rozwijała się superglacjalna sieć wód roztopowych. W tych miejscach, gdzie znajdowały się koryta tych wód, wynoszenie drobnego ziarna było najbardziej intensywne, z drugiej zaś strony materiał pozostający na miejscu, to jest na powierzchni lodu otrzymywał strukturę warstwową. Na działach wodnych topnienie było wolniejsze, a zarazem mniejsze odprowadzenie drobnych cząsteczek. Superglacjalna sieć wodna była prawdopodobnie bardzo efemeryczna, stąd duża zmienność i przejścia między materiałem warstwowanym i nie warstwowanym, jak również między materiałem grubszym i drobniejszym. Struktura moreny górnej wskazuje na to, że poza procesem zsuwania się i opadania materiału bardzo dużą rolę odgrywała tu sedymentacja wodna. Jej rola w akumulacji materiału była równie ważna jak obu poprzednich procesów. W pewnych miejscach akumulacja wodna była jedynym zachodzącym tu procesem sedymentacji.

Jeżeli chodzi o strukturę gliny dolnej, to w wypadku glin jeleniogórskich sytuacja jest skomplikowana ze względu na glacitektoniczne zaburzenie niżej leżących iłów warwowych. Pofałdowana powierzchnia iłów została ścięta przez nasuwający się lodowiec prawdopodobnie tylko częściowo. W związku z tym powierzchnia iłów, będąca podstawą sedymentacji glacjalnej, była mocno urozmaicona. Inne więc warunki sedymentacji panowały na grzbietach fałdów, inne zaś w obniżeniach. Sytuacja ta spowodowała z jednej strony duże zróżnicowanie w miąższości gliny dolnej, i to na bardzo małych odległościach, z drugiej zaś przyczyniła się do zatarcia granicy między iłem warwowym a gliną. Niestety osuwająca się ciągle ściana odkrywki utrudnia przesledzenie tej granicy.

B. K r y g o w s k i (1956) uważa, że wskaźnik uziarnienia może być pomocny przy określaniu wieku glin morenowych. W związku ze sposobem akumulacji lodowcowej, różnice w uziarnieniu glin pochodzących z tego samego zlodowacenia są bardzo duże. W Jeleniej Górze wskaźnik uziarnienia dla gliny superglacjalnej jest 15 — 18 razy większy od wskaźnika dla gliny subglacjalnej (patrz tabela uziarnienia). Wyliczone przez B. K r y g o w s k i e g o (1956) wskaźniki uziarnienia dla glin zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego różnią się między sobą w granicach 25%. Obawiam się, że ogromne zróżnicowanie pod względem składu mechanicznego między gliną superglacjalną i subglacjalną uniemożliwia określenie różnic wiekowych za pomocą wskaźnika uziarnienia. Bardzo istotna staje się bowiem kwestia poziomu, z którego pobiera się próbkę. Porównanie moren jest możliwe pod warunkiem, że próbki pobrano z tego samego poziomu, na przykład z glin superglacjalnych. Prawdopodobnie jednak i w tym wypadku wskaźnik uziarnienia można będzie stosować z dużymi ograniczeniami.

Autorzy opisujący strukturę materiału skalnego w morenie zgodnie podkreślają, że oddaje ona w pewnym stopniu strukturę tego materiału w lodzie lodowcowym. Osie dłuższe fragmentów skalnych są ułożone na ogół zgodnie z kierunkiem ruchu lodu. Na tej podstawie widzą oni możliwość rekonstrukcji kierunku ruchu lodu (A. D y l i k o w a 1952, C h. D. H o l m e s, 1941). Jak już zaznaczyłem, w glinie górnej osie dłuższe fragmentów skalnych mają raczej kierunek równoleżnikowy,



w dolnej zaś wyraźnie południkowy. W związku z konfiguracją terenu ruch lądolodu na omawianym obszarze przebiegał mniej więcej południkowo. Zgodnie z powyższą koncepcją osie dłuższe powinny być ułożone w kierunku południkowym. W całości materiału skalnego znajdującego się w glinie zjawiska tego nie obserwujemy. Ch. D. Holmes (1941) sądzi, że ułożenie równoległe lub prostopadłe do kierunku ruchu lodu wykazywane przez dłuższe osie głazików było w wysokim stopniu uwarunkowane formą tych głazów. Pogląd ten nie wydaje się słuszny. Obserwacje z opisywanej cegielni i z innych obszarów wskazują na to, że kierunek osi dłuższej jest zależny przede wszystkim od środowiska, w którym materiał był osadzany. Mianowicie kierunek równoleżnikowy wykazują nieomal wyłącznie te głazy, które znajdują się w obrębie materiału warstwowanego. Duża zmienność kierunków osi dłuższych w morenie górnej jest więc wynikiem częściowej zmiany pierwotnego kierunku południkowego pod wpływem transportu wodnego na kierunek poprzeczny do niego. Być może forma głazów odgrywa tutaj również pewną rolę. Niemniej jednak wpływ ten wydaje się mocno ograniczony.

Dotychczas omawialiśmy kwestię kierunku osi dłuższej głazów w płaszczyźnie poziomej. Materiał skalny jest jednak ułożony przeważnie pod dość dużym kątem do płaszczyzny poziomej. Jak wynika z załączonych rycin (Fig. 1) głazy leżące blisko powierzchni w morenie jeleniogórskiej leżą prawie płasko, natomiast głębiej ich nachylenie wzrasta. W morenie dolnej 60 — 70% fragmentów skalnych ma nachylenie większe od  $45^\circ$ . Poza tym obserwuje się, że w wielu miejscach spąg moreny dolnej jest wzbogacony w materiał skalny, który z reguły ustawiony jest prawie pionowo. Zjawisko to obserwowałem również w cegielni w Marciszowie i Poniatowie. Pionowo ustawione głazy charakteryzują moreny znajdujące się w kotlinach górskich. Obecność iłów warwowych pod moreną w kotlinie jeleniogórskiej świadczy o tym, że lądolód nasunął się tu na duże jezioro zastoiskowe. Trudno jest określić głębokość tego jeziora. Wydaje się, że nie przekraczała ona 100 m, gdyż przy wyższym poziomie wody musiałyby spłynąć przez przełęcz poza kotlinę. Na podstawie zasięgu osadów lodowcowych w kotlinie jeleniogórskiej możemy wnioskować, że miąższość lądolodu na omawianym terenie wynosiła nie mniej niż 100 m. W każdym razie lód po wtargnięciu do kotliny, w której znajdowało się zastoisko, nie pływał, lecz przesuwał się po dnie zastoiska, na co wskazuje zaburzenie glacitektoniczne iłów warwowych. Topnienie spągu lądolodu musiało być jednak również nieregularne tak jak topnienie jego powierzchni. Pod wpływem nierównomiernej szybkości topienia się spągu lądolodu jego dno nie wszędzie przylegało dokładnie do dna kotliny (Fig. 4).

Wytapiający się z lodu materiał w wielu wypadkach nie przylegał do podłoża. Po oderwaniu się od masy lodowej spadał on do wody znajdującej się pod lodem. Głaz taki ustawiał się w ruchu z poziomego położenia w lodzie na mniej więcej pionowe w czasie opadania w wodzie. Osiadając na mulistym dnie w zależności od stopnia plastyczności materiału zachowywał położenie pionowe lub też ulegał częściowemu przechyleniu. W ten sposób wyjaśnić więc możemy wysoki procent pionowo ułożonych głazów w glinie dolnej. Tego rodzaju przebieg sedymentacji tłumaczy też wzbogacenie w materiał skalny spągu osadów akumulowanych subglacjalnie. Materiał skalny jako cięższy opadał niżej, wzbogacając w ten sposób strefę kontaktową.



Jest również pewna zależność ułożenia głazów od ich formy, zwłaszcza tam, gdzie oś dłuższa jest kilkakrotnie większa od średniej osi. Oś średnia ma wówczas duże nachylenie, a oś dłuższa ułożona jest mniej więcej poziomo. Trudno wyobrazić sobie, aby element skalny o takiej formie mógł zachować pozycję pionową po opadnięciu na dno. Opadanie głazu o takim kształcie mogło się odbywać również przy mniej więcej poziomym ułożeniu osi dłuższej. W glinie subglacjalnej z reguły nie spotyka się jednak materiału skalnego ułożonego płasko. Takie ułożenie występuje jedynie we wkładkach piaszczystych, a więc tam, gdzie przy osadzeniu współdziałała woda płynąca. Dla sedymtacji subglacjalnej na badanym obszarze charakterystyczny jest więc proces swobodnego opadania materiału, a nie jego zrastania czy też zlepiania się, jak przedstawia to Flint (1948)<sup>1</sup>.

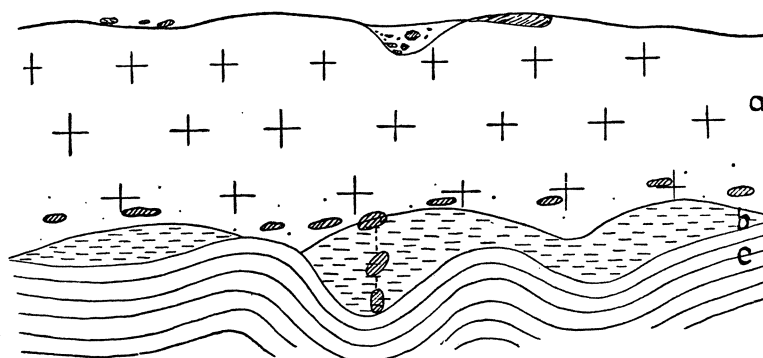


Fig. 4. Sposób subglacjalnej sedymtacji materiału skalnego. a — lód; b — woda; c — il warwowy

Fig. 4. Scheme of the sedimentation of the pebbles in the subglacial till. a — ice; b — water; c — varved clay

Interesująco przedstawiają się kierunki upadów osi dłuższych. W obrębie moreny górnej przeważają na ogół kierunki o składowej S, w morenie dolnej natomiast kierunki o składowej N. Wody spływające z topniejącej powierzchni lodu miały kierunek południowy, dlatego też osie dłuższe głazów w glinie górnej często nachylone są w tym kierunku. Trudno jest natomiast znaleźć wytłumaczenie dla nachylenia w kierunku północnym głazów znajdujących się w glinie dolnej.

A. J a h n (1952 — 53) pierwszy zwrócił uwagę na to, że górna glina morenowa w Sudetach posiada wiele cech moreny ablacyjnej. Podkreślił on również znaczenie rozpoznania poszczególnych typów moren ablacyjnych dla odtworzenia warunków klimatycznych w plejstocenie. Na podstawie takich cech jak skład mechaniczny, struktura i tekstura moreny górnej skłonny jestem uważać ją raczej za superglacjalną morenę ablacyjną w sensie interpretacji Flint a (1948). Natomiast w związku z powyższymi cechami nie wydaje mi się możliwe interpretowanie tego materiału jako marginalnej moreny ablacyjnej stwierdzonej przez W a r d a (1952) na Wyspie Baffina. Lodowiec Barnes a (T. B a i r d 1952, W. W a r d 1952) należy do lodowców „zimnych”. Temperatury lodu oraz ich rozkład różnią się tu od temperatur charakteryzujących na przykład lodowce alpejskie. Bardzo mała ilość wód subglacjalnych w lodowcu Barnes a nasuwa przypuszczenie, że spąg lodowca prawie się nie topi. Opisane po-

<sup>1</sup> Obserwacje przeprowadzone na Niziu Śląskim wskazują, że proces ten zachodzi również na obszarach nizinnych i odgrywał tu znaczną rolę.

wyżej cechy jeleniogórskiej gliny morenowej wskazują na poważny udział wody przy sedymentacji moreny subglacjalnej. Należy więc przypuszczać, że lądolód w strefie Sudetów należał do typu „ciepłego”, w którym lód topniał zarówno od góry, jak i od dołu.

W związku z pracami Flinta (1948) i Warda (1952) chciałbym tu zwrócić uwagę na jedną sprawę. Otóż podany przez Flinta sposób sedymentacji moreny superglacjalnej polegającej na odpadaniu i ślizganiu się materiału skalnego odpowiada tworzeniu się marginalnej moreny ablacyjnej, tak jak przedstawił to Ward (1952). Marginalna morena ablacyjna różni się jednak od moreny superglacjalnej. Ta pierwsza składana jest bezpośrednio przed czołem lodowca. W tym wypadku w czasie akumulacji głównymi procesami są ślizganie się i odpadanie materiału. Natomiast morena superglacjalna jest osadzana na powierzchni topniejącego lodu. W tej sytuacji akumulacja odbywa się przede wszystkim przez osiadanie materiału i sedymentację wód superglacjalnych.

Często używany jest u nas termin „morena uboga”. Rozumie się przez to osad glacialny zawierający stosunkowo mało materiału skalnego. Brak grubszego materiału ma być wynikiem zwietrzenia moreny i rozłożenia okruchów skalnych. Na tej podstawie nieraz wnioskuje się, że jest to osad pochodzący ze starszego glaciału. W tym wypadku należy być bardzo ostrożnym. Znane są bowiem młode osady glacialne bardzo ubogie w materiał skalny (P. Woldstedt, 1954). Dotychczas jednym z kryteriów podziału osadów lodowcowych w Jeleniej Górze na starsze i młodsze była różnica w ilości materiału skalnego w morenie dolnej i górnej. Różnicę tę tłumaczy opisany powyżej sposób sedymentacji. Z drugiej strony analiza składu petrograficznego i stopnia zwietrzenia okruchów skalnych wskazuje raczej na bardzo nieznaczne zwietrzenie gliny dolnej. Otóż w glinie tej materiał skalny jest bardziej zróżnicowany pod względem petrograficznym aniżeli w górnej. Poza tym występuje tu stosunkowo wysoki procent materiału słabo odpornego na wietrzenie. Są tu na przykład piaskowce i duża ilość okruchów lignitu. Materiał ten prawie w ogóle nie występuje w morenie górnej. Gdyby więc duża ilość cząstek ilastych w morenie dolnej była wynikiem wietrzenia, to przede wszystkim nastąpiłaby selekcja materiału pod względem odporności na wietrzenie. Zachowałyby się tu głównie materiał bardziej odporny. W morenie dolnej znajduje się jednak również materiał zwietrzały. Są to w pierwszym rzędzie zieleńce. Okazuje się, że obok mocno zwietrzałych okruchów obecne są tutaj także zieleńce o bardzo małym stopniu zwietrzenia. Zróżnicowanie to musi więc być pierwotne; to znaczy, że przez lądolód był zabierany materiał zieleńcowy o różnym stopniu zwietrzenia. Stosunkowo duża selekcja fragmentów skalnych pod względem odporności w morenie górnej jest z jednej strony efektem mechaniki ruchu masy lodowej, z drugiej zaś strony sposobu sedymentacji. Znajduje się tu bowiem głównie materiał pochodzący z krystalicznych skał Skandynawii, osadzony często przy dużym współudziale wody. Jest to więc materiał odporny, który poza tym przeszedł selekcję w czasie długiego transportu glacialnego i miejscowego transportu wodnego. Jeżeli chodzi o stopień zwietrzenia materiału, to wydaje się on niewielki. Bowiem w wypadku większego wietrzenia wielkość ziaren powinna maleć ku stropowi. Tymczasem właśnie w stropie jest więcej materiału grubszego aniżeli w środku moreny górnej. Poza tym wietrzenie zatarłoby strukturę warstwową, czego się nie obserwuje. Sprowadza się ono więc przede wszystkim do wytworzenia w stropie poziomu o charak-

terze bielcowym oraz do wzbogacenia w tlenki żelaza części położonych niżej.

Interesujący jest brak struktur mrozowych w opisywanym materiale.

Jeżeli chodzi o kolor moren, to jest on związany przede wszystkim z materiałem budującym ten osad (A. J a h n 1952 — 53, 1960). Morena górna ma barwę odpowiadającą skałom, z których pochodzi jej materiał. Została ona nieco zmieniona po osadzeniu przez wietrzenie. Ciemny kolor moreny dolnej jest natomiast wynikiem zabarwienia jej przez domieszkę węgla brunatnego, czego dowodem są liczne okruchy lignitu występujące w morenie subglacialnej.

Opisywane powyżej cechy moreny jeleniogórskiej świadczą więc o tym, że została ona osadzona w czasie jednego zlodowacenia. Należy ona jednak nie tylko do jednego glacjału, ale również powstała w czasie jednego nasunięcia.

Celem sprawdzenia tych wniosków pobrano z gliny morenowej i leżącego poniżej iłu warwowego próbki do analizy na zawartość minerałów ciężkich.

A. F i e d l e r (1939, 1940) badając morenę zlodowacenia Wisły (zlod. bałtyckie) stwierdził, że zawiera ona stosunkowo dużo granatu i cyrkonu. Morena Elstery (zlod. krakowskie) stosunkowo dużo epidotu i klinozoysytu, gdy natomiast moreny Solawy i Warty (zlod. środkowopolskie) mają wartości pośrednie. Badania H. S t e i n e r t a (1948) wykazały, że starsze moreny zawierają więcej epidotu i minerałów metamorficznych, młodsze zaś więcej hornblendy i augitu. Można więc wyróżnić dwie prowincje epidotową (starszą) i hornblendową (młodsza).

Jak wykazały liczne badania nad odpornością minerałów ciężkich, (1954), najbardziej odpornymi z nich na transport i wietrzenie są: cyrkon, turmalin, rutil, dysten i staurolit. Małą odporność natomiast wykazują: apatyt, epidot, zoizyt, amfibole, pirokseny i oliwin.

W związku z dużą odpornością cyrkonu i być może granatu, którego odporność nie jest jeszcze ustalona, nie wydaje mi się, aby charakteryzowanie moren przy pomocy tych minerałów jak robi to A. F i e d l e r (1939, 1940) było słuszne. O wiele bardziej odpowiednia wydaje się być droga którą obrał H. S t e i n e r t (1948). Zarówno epidot jak i hornblendy są minerałami o małej odporności. Ich ilość w poszczególnych morenach szybciej ulegała zmianom w stosunkowo krótkim okresie, który upłynął od osadzenia moren. Przeglądając tabelę przedstawioną przez A. J a h n a i M. T u r n a u - M o r a w s k ą (1952) widzimy, że w osadach starszych (alb, oligocen, sarmat) przeważają wyraźnie minerały bardzo odporne. W utworach plejstocenijskich wzrasta ilość różnych minerałów ciężkich i pojawia się stosunkowo dużo minerałów mniej odpornych.

Dotychczas nie są jednak dostatecznie znane właściwości minerałów ciężkich, aby za ich pomocą można było bezbłędnie określić wiek osadów. Niemniej materiał uzyskany na tej drodze pozwala na uzupełnienie i ściślejsze udokumentowanie wniosków.

Poniższa tabelka przedstawia wyniki analiz z gliny morenowej znajdującej się w cegielni jeleniogórskiej (Tabela 2).

W glinie górnej określono osobno skład minerałów ciężkich dla frakcji 0,12 — 0,075 mm („a”), osobno zaś dla ziarna poniżej 0,075 mm („b”). Z gliny dolnej pobrano jedną próbkę z części stropowej, jedną zaś z części spągowej. W próbkach tych określono zawartość minerałów ciężkich dla ziarna poniżej 0,12 mm.

Tabela (Table) 2

Zawartość minerałów ciężkich w glinie morenowej  
Heavy minerals content of the till

Materiał	cyrkon (Zircon)	turmalin (Tourmaline)	rutyl (Rutile)	dysten (Kyanite)	topaz (Topaz)	tytanit (Titanite)	monacyt (Monacite)	leukoksen (Leucoxene)	ilmenit (Ilmenite)	kasyteryt (Cassiterite)	spolumen (Spolumene)	chlorytoid (Chloritoid)	granat (Garnet)	magnetyt (magnetite)	hematyt (Hematite)	hornblenda (hornblende)	epidot (Epidote)
Glina górna „a” (Upper till)	30	1	5		1		1		4	1	0,5	7	1	28	2	3	14
Glina górna „b” (Upper till)	36		8					3	6			3	3	27	5	3	5
Glina dolna 1 (Lower till)	13	1	7	1			1	6	5			2	15	42		1	5
Glina dolna 2 (Lower till)	18		5	2		1		1	4			12	9	31	6	3	5

Patrząc na tabelkę widzimy, że ilość cyrkonu w glinie dolnej jest mniejsza aniżeli w górnej. W tym samym kierunku wzrasta natomiast ilość magnetytu. W glinie górnej i dolnej stwierdzamy mniej więcej jednakową ilość rutylu, ilmenitu i hornblendy. Również ilość epidotu w glinie górnej i dolnej jest zbliżona. Większe bowiem wahania występują w obrębie ziarn o różnej średnicy tej samej gliny aniżeli w obrębie różnych glin. Jeżeli chodzi o pozostałe minerały, to trudno tu mówić o jakiejś prawidłowości.

Ze względu na wahania w składzie mineralnym nie tylko w różnych częściach tej samej gliny, ale również w tym samym miejscu jedynie w zależności od wielkości ziarna, dla uzyskania bardziej ścisłych danych potrzebna jest większa ilość próbek. Zwróćmy tutaj uwagę jedynie na minerały mało odporne takie jak epidot i hornblenda. Najbardziej cennym dla nas wynikiem jest to, że zarówno epidot, jak i hornblenda występują prawie w tej samej ilości w glinie górnej i dolnej. Potwierdza to więc wniosek wyciągnięty na podstawie struktury obu glin o ich jednakowym wieku.

Analizie poddano również próbkę iłów warwowych. Niestety oznaczenie minerałów ciężkich było tu bardzo utrudnione ze względu na bardzo małe cząsteczki. Przeszło 96% materiału posiada tu średnice mniejsze od 0,02 mm, a prawie 50% mniejszą od 0,002 mm. W ile warwowym zdołano jedynie zaobserwować obecność cyrkonu i granatu zarówno w obrębie warstwy ciemnej, jak i jasnej. Charakterystyczna jest obecność dużej ilości tlenków żelaza w tym materiale, przy czym jest ich więcej w obrębie warstewki jasnej. Próbkę łu warwowego pobrano między innymi w tym celu, aby sprawdzić przypuszczenie, że warstewka jasna odpowiada swym składem mineralnym glinie superglacjalnej, warstewka ciemna zaś subglacjalnej. W czasie deglacjacji lód nie topił się bowiem z jedna-

kową szybkością na powierzchni i od spągu. Topnienie części spągowej prawdopodobnie nie ulegało zbyt dużym wahaniom w okresie zimowym i letnim. Strop lodu topniał natomiast tylko w lecie. W zimie do zastoiska dostarczany więc był materiał lodowcowy tylko przez wody subglacjalne. Natomiast w lecie główną rolę odgrywała akumulacja wód superglacjalnych. W ten sposób warstewka jasna powinna swym składem odpowiadać glinie superglacjalnej, ciemna zaś subglacjalnej.

Oczywiście w osadzie tym znajduje się również materiał lokalny. Jak już powiedziałem za pomocą analiz na zawartość minerałów ciężkich zależności powyższej nie dało się stwierdzić. Istnieje tu jednak pewien ślad, który zdawałby się potwierdzać powyższe przypuszczenie, mianowicie różnica w zawartości tlenków żelaza w poszczególnych próbkach. Otóż mniejsza ilość magnetytu i hematytu w glinie superglacjalnej może być wynikiem większego odprowadzenia tlenków żelaza w czasie topnienia lodu w okresie letnim. Z tego względu warstewka jasna w ile warwowym jest bogatsza w żelazo od warstewki ciemniejszej. Należy przy tym zaznaczyć, że próbka z gliny superglacjalnej była pobrana poniżej poziomu bielcowego.

#### WNIOSKI

1) Jedną z charakterystycznych cech różniących morenę superglacjalną od subglacjalnej jest odmienne ułożenie w nich materiału skalnego. Mianowicie w obrębie moreny superglacjalnej zdecydowana większość głazów ma upad mniejszy od  $40^\circ$ , natomiast w obrębie moreny subglacjalnej głazy są ułożone przeważnie bardziej stromo.

2) Sedymentacja materiału pod lodem odbywała się głównie przez opadanie materiału skalnego, a nie jego zrastanie się czy też zlepianie z podłożem. Natomiast na powierzchni lodu materiał osiadał lub był osadzany przez wodę.

3) Na podstawie struktury i tekstury moreny jeleniogórskiej oraz jej składu mineralnego należy ją uważać za utwór osadzony w czasie jednego glacjału.

#### WYKAZ LITERATURY

#### REFERENCES

- Baird P. D. (1950), The Baffin Expedition. *Geogr. J.*
- Baird P. D. (1952), Method of nourishment of the Barnes Ice Cap. *J. Glaciol.* V. 2.
- Berg G. (1921), Erläuterungen zur geologischen Karte-Blatt Warmbrunn.
- Dumanowski B. (1950—51), Morfologia doliny Bobru w okolicy Jeleniej Góry. *Czas. geogr.* T 21 — 22.
- Dylikowa A. (1952), O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. *Acta geogr. Univ. Lodzensis ŁTN* nr 11. Łódź.
- Fiedler A. (1939), Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln im mittleren und westlichen Norddeutschland. *Z. angew. Miner.*
- Fiedler A. (1940), Ergebnisse der Schwermineralanalyse von Geschiebemergeln aus Holland, Dänemark, Oberschlesien und Norddeutschland. *Z. angew. Miner.* 2.
- Flint N. F. (1948), Glacial geology and the Pleistocene epoch. New York-London.
- Holmes Ch. D. (1941), Till fabric. *Bull. Soc. Geol. Am.* Vol. 52.
- Jahn A., Turnau-Morawska M. (1952), Preglacjał i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej. *Biul. Inst. Geol.* 65, Warszawa.

- Jahn A. (1952—53), Lodowce „typu Baffina” i problem moren ablacyjnych. *Czas. geogr.* T. 23/24.
- Jahn A. (1960), Czwartorzęd Sudetów. Regionalna Geologia Polski. T. III, z. 2, Kraków.
- Krygowski B. (1956), Z badań granulometrycznych nad utworami plejstoceniowymi w Polsce zachodniej. *Biul. Inst. Geol.* 100, Warszawa.
- Steinert H. (1948), Schwermineralen und Stratigraphie der diluvialen Geschiebemergel Schleswig-Holsteins. Diss. Kiel.
- Torell O. (1877), On the glacial phenomena of North America. *Am. J. Sc.* Vol. 13.
- Turnau-Morawska M. (1954), Petrografia skał osadowych. Warszawa.
- Ward W. H. (1952), The physics deglaciation of central Baffin Island. *J. Glaciol.* Vol. 2.
- Woldstedt P. (1954), Das Eiszeitalter. *IB.* Stuttgart.

### SUMMARY

**Abstract.** The author describes the till cropping out in the clay-pit at Jelenia Góra (Sudeten Mts). The granulometric composition, texture and structure of the till is discussed. The till is composed of two layers: the upper one is referred to as superglacial, and the lower one as subglacial. These two parts of the till are differing strongly in the orientation of the detrital material. The superglacial part of the till is characterised by a flat or slightly inclined arrangement of pebbles, while in the subglacial part of the till the pebbles are steeply inclined. The bipartition of the till is caused by differences of conditions of sedimentation, and not by difference of age, as it was previously admitted.

The author presents in this paper an attempt of reconstruction of the conditions of sedimentation, and of estimation of age of glacial deposits in the Jelenia Góra depression, based on studies of the till cropping out in the clay-pit at Jelenia Góra in the Western Sudeten Mts. The clay-pit is situated in the north-western part of the Jelenia Góra depression.

The profile of the glacial sediments cropping out in the clay-pit is presented on Fig. 1. The upper part of the profile is composed of a till with thickness varying from 1,5 m to about 7 m. Varved clays up to 8 m thick are lying under the till. They are underlain in turn by rubble of local origin displaying the character of fanglomerates. Two layers differing in texture, colour and granulometric composition are distinguished within the till. The lower layer was thought to represent the deposit of the Cracovien (Elster) glaciation, while the upper one was attributed to the Central Poland (Saale) glaciation.

The upper layer of the till is sandy and contains much pebbles. Its thickness is varying from 0,5 m to 2,0 m. The content of the sandy material increases towards the top and locally the sand may predominate in the whole layer. The size of the detrital material ranges from coarse sand to clay.

The lower layer of the till is clayey, and contains less pebbles, which are, however, larger and less rounded than in the upper layer of the till.

The sandy portions of the upper part of the till are layered. Instead, the lower part of the till is not layered, but it contains intercalations and lenses of fine sand and silt near its top.

The upper part of the till is brown, but the sands present here are light-grey. The lower part of the till is dark-grey.

The orientation of the coarse material is markedly differing in the upper and lower part of the till (Fig. 2 and Fig. 3). The orientation of the pebbles was determined by measurements of the dip of their long axis. The pebbles are lying nearly horizontally or are slightly inclined in the upper layer of the till: the inclination of the long axes of 49 — 69% in the uppermost part of the upper layer does not exceed  $10^\circ$ , and in the basal part of the upper layer 25 — 52% of pebbles have the inclination of the long axes inferior to  $40^\circ$ .

In the lower part of the till 60 — 75% of pebbles have their long axes inclined more than  $40^\circ$ , and the prevailing inclination ranges from  $70^\circ$  to  $90^\circ$ .

The size distribution of the material is different in the lower and upper part of the till. The author, following the ideas of Flint (1948) considers the upper part of the till as a superglacial ablation moraine, while the lower one as a subglacial moraine.

The difference in orientation of coarse material in the superglacial and subglacial parts of the till are explained in the following way: the slight inclination of pebbles in the superglacial moraine is a normal feature of sediments deposited by running water. For the steep inclination of pebbles in the subglacial till the following explanation is proposed: during the deglaciation the basal part of the ice-cap was melting at unequal rates, and large cavities filled with water were formed under the ice. Pebbles present in the melting ice were falling down on the muddy bottom of these cavities attaining thus a vertical position of their long axes (Fig. 4). A brief inspection of other outcrops of the till, where a similar difference of orientation of pebbles in the superglacial and subglacial parts of the till was stated, indicate that the process described above was of widespread occurrence in the Jelenia Góra depression.

The analysis of petrographic composition and of the degree of weathering of the both layers of the till confirms also the supposition that the both parts of the till are related to the same glacial period.

The analysis of heavy minerals in the upper and lower parts of the till proved that they have a similar content of hornblende and epidote. According to H. Steinert (1948) this is indicating the same age of the both layers of the till.

*translated by R. Unrug*