

~~141466~~

WYDAWNICTWA
ŁÓDZKIEGO TOWARZYSTWA NAUKOWEGO

Sprawozdania z czynności i posiedzeń

Biulletin de la Société des Sciences et de Lettres de Łódź

Przegląd Nauk Historycznych i Społecznych

Rozprawy Komisji Językowej

Biuletyn Peryglacyjny

Acta Chimica

Odczyty

Prace Wydziału I

Językoznawstwa, Nauki o Literaturze i Filozofii

Prace Wydziału II

Nauk Historycznych i Społecznych

Prace Wydziału III

Nauk Matematyczno-Przyrodniczych

Prace Wydziału IV

Nauk Lekarskich

Prace z historii myśli społecznej

STRUKTURA SANDRU

Adres Łódzkiego Towarzystwa Naukowego
ŁÓDŹ, UL. SIENKIEWICZA 29

СТЕФАН ЕВТУХОВИЧ
СТРУКТУРА ЗАНДРА

STEFAN JEWTUCHOWICZ
STRUCTURE OF OUTWASH PLAIN



Exlibris



ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE
SOCIETAS SCIENTIARUM LODZIENSIS
WYDZIAŁ III

Nr 40

SECTIO III

STEFAN JEWTUCHOWICZ

STRUKTURA SANDRU

22 RYSUNKI, 20 FOTOGRAFII

*ACTA GEOGRAPHICA
UNIVERSITATIS LODZIENSIS*

5



ŁÓDŹ 1955

Adres: Redakcja Acta Geographica
Łódź, ul. Skłodowskiej-Curie 11

Redaktor: Jan Dylík

Komitet Redakcyjny:

Mieczysław Dorywalski
Józef Gołąb

Juliusz Jureczyński
Stanisław Pietkiewicz

Sekretarz: Halina Klatkova



PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE — ŁÓDŹ 1955

Wydanie pierwsze Nakład 510+184 egzemplarzy.

Ark. wyd. 5,0 ark. druk. 3⁸/₁₆ + 5 arkł. Papier druk. szt. kl. III g. 80. 76×100

Podpisano do druku 10 XII 1955. Druk ukończono XII 1955

Zamówienie Nr 2785. D-6-1436 Cena zł 10.—

ZAKŁADY GRAFICZNE RSW „PRASA” ŁÓDŹ. ŻWIŁKI 17

T R E Ś Ć

	str.
Zarys treści	7
Uwagi wstępne	7
Wybór terenu i metoda pracy	8
Struktura sandru	10
Oś morfologiczna i strukturalna	10
Kierunek działania siły	14
Przebieg procesów akumulacyjnych	20
Wpływ długości transportu na stopień zaokrąglenia i kulistości materiału	27
Tekstura sandru	29
Orientacja kamieni	29
Segregacja materiału	32
Ślady zmian klimatycznych w strukturze sandru	34
Wyniki badań	36
Tablice	40
Literatura	43
Краткое изложение	45
Summary	51

S P I S I L U S T R A C J I

R y s u n k i

1. Granica moreny czołowej i sandru	9
2. Położenie odkrywek	10
3. Diagram układu biegów warstw	12
4. Deltowy układ spływu wód roztopowych	13
5. Przebieg osi morfologicznej, strukturalnej, teksturalnej i kierunku działania siły	13
6. Przebieg osi strukturalnej w sandrze	14
7. Kierunki upadu warstw w sandrze	15
8. Sieć strumieni wód roztopowych na obszarze sandru odtworzona na podstawie kierunków upadu warstw	16
9. Diagram kątów upadu warstw w sandrze	17
10. Krzywa wartości upadu warstw w sandrze wzdłuż linii Grabów—Kalisz—Tuchola—Sinukąła	18
11. Profil podłużny sandru	19
12. Profil poprzeczny sandru	20
13. Gostomie koło Kościerzyny. Uwarstwienie sandru	21
14. Gostomie koło Kościerzyny. Uwarstwienie sandru	22
15. Lubiana koło Kościerzyny. Uwarstwienie sandru	24

	str.
16. Lubiana koło Kościerzyny. Uwarstwienie sandru	25
17. Diagramy zaokrąglenia ziarn żwiru w sandrze	28
18. Diagramy kulistości ziarn żwiru w sandrze	28
19. Ziarna drobnego piasku widziane pod mikroskopem	29
20. Ułożenie dłuższej osi głazików w sandrze	31
21. Krzywe składu granulometrycznego	33
22. Krzywe składu granulometrycznego	34

Fotografie

1. Loryniec. Równina sandrowa	
2. Gostomie. Układ materiału fazy antywydmowej	
3. Gostomie. Faza sedymentacji antywydmowej	
4. Gostomie. Ławica horyzontalna, złożona w fazie sedymentacji płaskiej rozdzielą warstwy fazy antywydmowej	
5. Lubiana. Grubość materiału i jego układ wskazują na zmianę faz sedymentacyjnych	
6. Lubiana. Zmiana fazy sedymentacji wydmowej na płaską	
7. Lubiana. Warstwa górna z ripple markami	
8. Lubiana. Zmiana faz sedymentacyjnych	
9. Lubiana. Faza wydmowa, warstwowanie nachylone	
10. Lubiana. Ławica ciągła	
11. Kalisz. Faza wydmowa, warstwowanie krzyżowe	
12. Kalisz. Faza wydmowa, warstwowanie krzyżowe	
13. Loryniec. Faza wydmowa	
14. Tuchola. Faza wydmowa	
15. Lubiana. Szczelina mrozowa	
16. Lubiana. Spękania kompakcyjne	
17. Lubiana. Eologliptolit	
18. Lubiana. Eologliptolit żeberkowy	
19. Lubiana. Graniak	
20. Kalisz. Eologliptolit	

Tablice

	str.
1. Biegi i upady warstw — orientacyjny spis miejscowości	40
2. Zestawienie elementów struktury i tekstury sandru, moreny czołowej, drumlinu i ozu	42

ZARYS TREŚCI

Sandr jako forma akumulacji glacialnej posiada odmienne cechy morfologiczne, strukturalne i teksturalne odróżniające go od innych utworów glacialnych. Przy klasyfikacji form krajobrazu polodowcowego można posługiwać się kryteriami morfologicznymi, lecz na obszarach starszych zlodowaceń kryterium to może być zawodne, a klasyfikacja w tym wypadku powinna uwzględniać kryteria strukturalne.

Na podstawie młodej formy sandru wyróżnia autor szereg cech charakterystycznych dla struktury sandru, które odróżniają tę formę od pozostałych utworów akumulacji lodowcowej.

UWAGI WSTĘPNE

Formy krajobrazu glacialnego powstawały na skutek bezpośredniej lub pośredniej akumulacji lodowca. W związku z tym można mówić zasadniczo o dwóch środowiskach, w których odbywały się procesy sedymentacyjne, to znaczy o lodowcu i o wodzie. Procesy sedymentacyjne znalazły swój wyraz w określonych dla każdego środowiska strukturach, które z kolei zdecydowały o charakterze form. Stąd też formy te można rozpatrywać na podstawie dwóch kryteriów, a mianowicie: strukturalnego i morfologicznego.

Na terenach o młodej rzeźbie zarys poszczególnych form jest wyraźny. Dla ich odczytania i sklasyfikowania można skutecznie posługiwać się kryteriami morfologicznymi. Inaczej przedstawia się sprawa na obszarach starszych zlodowaceń. Wyrazistość krajobrazu glacialnego została tu zarta przez działalność późniejszych czynników zewnętrznych. Procesy denudacji i erozji wpłynęły na zmianę pierwotnego zarysu form. W związku z tym klasyfikacja poszczególnych form jest utrudniona. W takich warunkach rozpoznanie ich wymaga, obok kryteriów morfologicznych, zastosowania także kryteriów strukturalnych.

Zastosowanie kryteriów strukturalnych do badań nad formami akumulacji lodowcowej staje się coraz szersze. Równocześnie wysiłki idą także po linii stworzenia pewnej metody badań pozwalającej na dokładniejszą ocenę genezy formy. Zagadnienie struktury form akumulacji lodowcowej znalazło wyraz w pracach Krumbeina [13], Wadella [26], Andersena [1], Sokołowa [23], Twenhofela [24], Dylikowej [4] i innych. Niektóre prace noszą charakter metodologiczny, jak na przykład prace Krumbeina [13], i Wadella [26] a z najnowszych Dylikowej [4]. Autorka porusza zagadnienie zastosowania

klucza do klasyfikacji różnych form akumulacji lodowcowej, zastanawia się nad znalezieniem metody, która by uwzględniając wszystkie elementy struktury i tekstury oraz morfologii posłużyła do rozpoznania formy i jej późniejszego rozwoju.

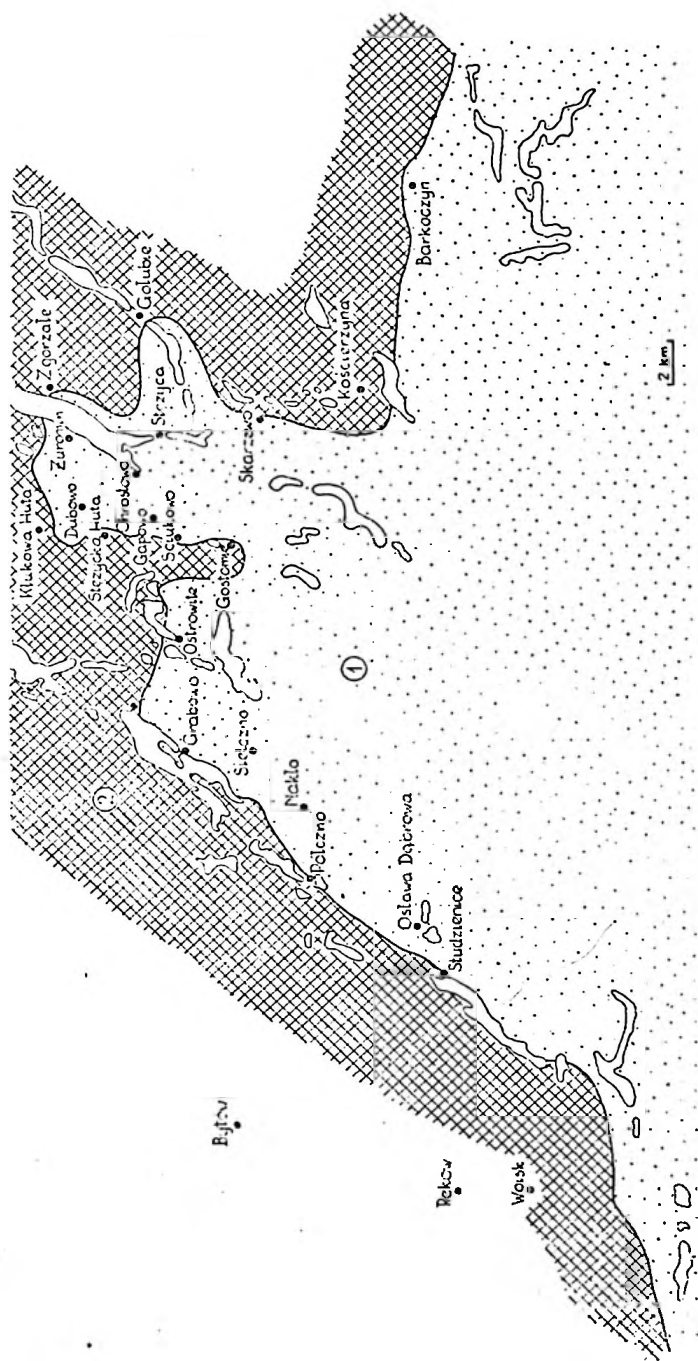
WYBÓR TERENU I METODA PRACY

Na obszarach wcześniejszych zlodowaceń, gdzie krajobraz jest już w wysokim stopniu zniszczony, rozpoznanie sandru jest utrudnione. Należało więc formy tej szukać na obszarze ostatniego zlodowacenia, tam gdzie jej zarys zewnętrzny jest wyraźny a sąsiedztwo innych form akumulacji glacialnej wyraźnie podkreśla właściwe dla sandru oblicze morfologiczne. Poznanie charakteru struktury młodej i wyraźnej formy sandrowej będzie mogło w przyszłości posłużyć do określenia genezy zniszczonych form obszarów starszych zlodowaceń.

W wyborze terenu dla przeprowadzenia badań korzystałem z Przeglądowej Mapy Geologicznej [21] i mapy morfologicznej Pomorza i Wielkopolski opracowanej przez S. Pawłowskiego [19]. Pawłowski włącza do sandrów obszar położony między moreną czołową stadium pomorskiego a linią moreny dennej, która występuje na północ od pradoliny toruńsko-eberswaldzkiej. Oprócz sandru rozciągającego się wzdłuż strefy moreny czołowej autor zaznacza jeszcze wąskie i długie obszary sandrowe łączące część szeroką sandru z pradoliną. Dzielią one morenę denną na poszczególne płyty. Po powierzchni tych wąskich sandrów płyną współczesne rzeki, jak Wda, Brda i Gwda.

Sandr posiada wyraźne oblicze morfologiczne odróżniające go od innych form akumulacji glacialnej. Jego zewnętrzna postać niewątpliwie posiada związek z wewnętrzną konstrukcją. Aby lepiej uchwycić ten związek wybrałem dla swoich badań teren Pojezierza Pomorskiego, gdzie formy są świeże i gdzie czynniki denudacyjne nie zdołały jeszcze ich zniszczyć. Badania objęły teren o powierzchni około 300 km² położony między Kościerzyną a Bytowem oraz między moreną czołową stadium pomorskiego i pradoliną toruńsko-eberswaldzką.

Następną sprawą było ustalenie stanowisk dla przeprowadzenia analizy struktury sandru. W tym celu zostały wybrane miejscowości Gostomie, Lubiana i Kalisz. Leżą one w jednym pasie przebiegającym południkowo. Odległość od najdalej na północ wysuniętej miejscowości Gostomie do najbardziej na południu położonego Kalisza wynosi w linii prostej około 30 km. O wyborze stanowisk zdecydowało ich położenie. Leżą one na północ od płatów moreny dennej występujących na sandrze w formie wysp. Przymuszczałnie rzeźba ówczesnego podłoża sandru na odcinku od moreny czołowej do wysp moreny dennej nie hamowała swobodnego spływania strumieni fluwioglacjalnych. Przeszkodą dla swobodnego od-

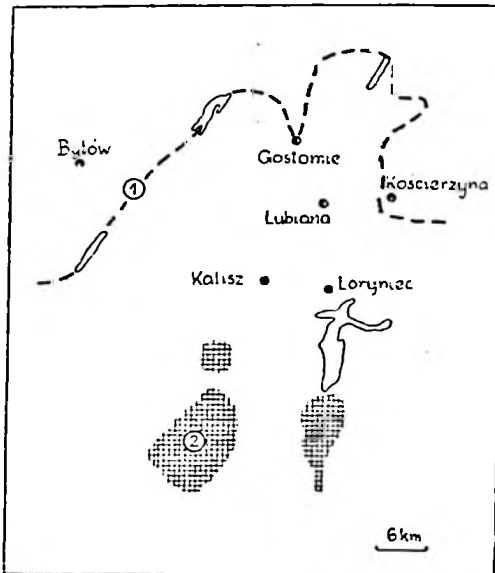


Rys. 1. Granica moreny czołowej i sandru

1. sandr; 2. morena czołowa

plywu wód były, występujące dopiero na południe od wybranych stanowisk, wyspy moreny dennej. Zatem na przestrzeni tej wszystkie procesy przebiegające podczas tworzenia się sandru nie ulegały wtórnemu przekształcaniu.

Następny etap badań polegał na opracowaniu struktury sandru okolic Lubiany, położonego w środkowej części odcinka między Gostomiem a Kaliszem. Badanie struktury oparto na szczegółowej analizie odkrywki



Rys. 2. Położenie odkrywek

1. granica moreny czołowej i sandru; 2. morena denna

w miejscowej żwirowni. Okolice Lubiany jest równiną piaszczystą o monotonnej rzeźbie. Porównanie tej rzeźby z krajobrazem moreny czołowej czy też z krajobrazem innych form akumulacji glacialnej wykazuje wyraźną odrębność morfologiczną tego terenu. Dokładne opracowanie struktury formy jak również poznanie morfologii tej okolicy pozwoliło, na podstawie istniejących analogii, zaklasyfikować do tej samej kategorii formy położone dalej. Struktura sandru zbadana w żwirowni w Lubianie służyła za podstawę do dalszego rozpoznania tej formy. Ten sposób postępowania pozwolił również na wyznaczenie granicy sandru i moreny czołowej (rys. 1).

Opracowując część południową sandru notowałem tylko różnice lub podobieństwa w strukturze w stosunku do tej jego części, w której leżą Gostomie, Lubiana i Kalisz (rys. 2).

Metody badań dla ustalenia cech struktury sandru będą podane w toku rozważań nad poszczególnymi zagadnieniami.

STRUKTURA SANDRU

OŚ MORFOLOGICZNA I STRUKTURALNA

Przewodnikami w budowie formy są oś morfologiczna i strukturalna. Wykreślają one ogólne ramy konstrukcji wewnętrznej formy [4]. Oś strukturalną wyznaczają biegi warstw. W tym celu należało zebrać jak najwięcej tego rodzaju pomiarów z różnych części badanego sandru.

Materiał w sandrze jest warstwowany. Granice poszczególnych warstw wyznaczają powierzchnie wyraźnie zarysowane, które oddzielają jedną

jednostkę od drugiej. Najczęściej jednosiki te mają własny, wewnętrzny układ. Na układ ten składają się drobne warstewki zbudowane z materiału o różnej frakcji. Wszystkie warstewki w obrębie jednostki układają się równolegle i są nachylone pod jednakowym kątem. Bywają jednak warstwy bez wyraźnie zaznaczonego wewnętrznego układu. Często spotyka się soczewki o małej rozciągłości. *Twenhofel* [24] wyróżnia w warstwie poszczególne elementy: płaszczyzny warstwowania — są to wyraźnie zarysowane powierzchnie oddzielające jednostki warstwowania oraz laminy — drobne warstewki stanowiące wewnętrzny układ warstwy.

Wykonując pomiary biegu i upadu warstw sandru brano pod uwagę ich powierzchnie, gdyż one wskazują przebieg zmiany natężenia siły prądu i dają możliwość stwierdzenia kierunku biegu warstwy lub kąta jej nachylenia. W wypadku występowania zespołu soczewek o małej rozciągłości należy uwzględniać cały ich układ. Kierunek działania siły określa nachylenie lamin, szczególnie ich części spągowych, które układają się równolegle do podłoża. Stropowe części lamin przeważnie są ścięte przez nakładające się warstwy górne. W wielu wypadkach, w zespole soczewek każda z nich miała laminy nachylone w innym kierunku. Dla określenia ogólnego kierunku biegu i nachylenia należało szukać wyraźnie zarysowujących się powierzchni oddzielających dany zespół od warstw sąsiednich o innym charakterze. Powierzchnie te wskazywały ogólny bieg i upad całej tej serii soczewek.

Ogółem na badanym obszarze wykonano 113 pomiarów biegu i upadu warstw. Dla zebrania pomiarów wybrano pięć równoległych odcinków przebiegających południkowo. Odległość między nimi wynosiła średnio około 10 km.

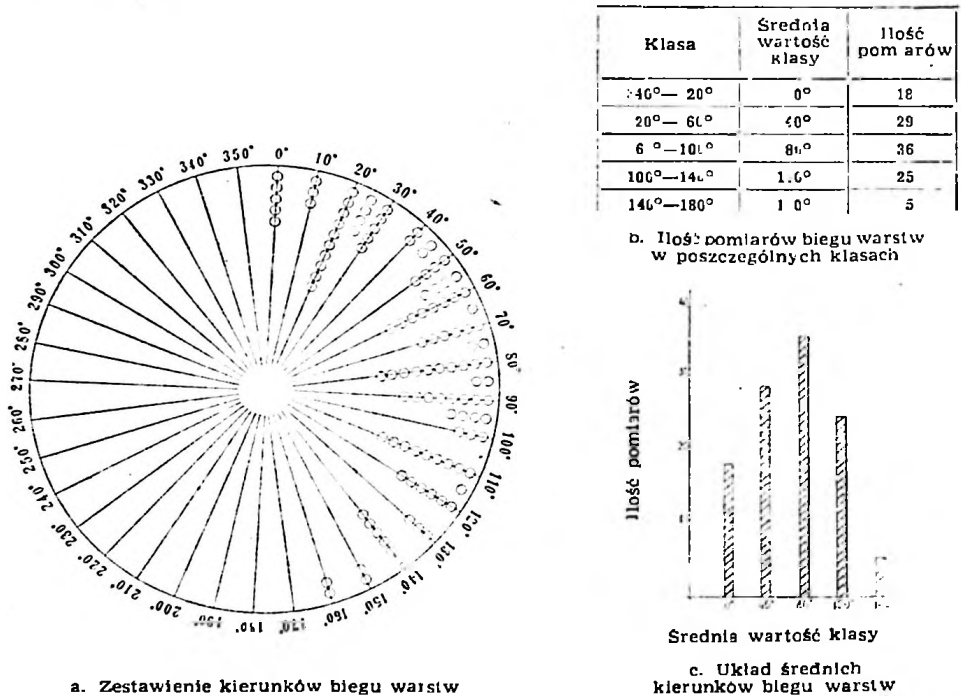
Zestawienie kierunków biegu warstw przedstawia rysunek 3. Azymuty rozmieszczone na siatce biegunowej, równoodległościowej są rozproszone od 0 do 160°. Dla odnalezienia średniego kierunku biegu warstw zastosowano metodę *Krumbeina* [13]. Wszystkie azymuty zostały podzielone na klasy obejmujące 40°. Pierwsza klasa ze średnim kierunkiem 0° obejmuje wszystkie azymuty biegu między 340—20° i 160—200°; grupa ta zawiera 18 pomiarów. Drugą klasę, obejmującą 29 pomiarów stanowią azymuty zawarte między 20—60° i 200—240° ze średnim kierunkiem 40°. Następnie występują klasy ze średnim kierunkiem 80, 120° itd. Podział ten pozwolił zgrupować poszczególne rozproszone azymuty biegu warstw wokół średniego kierunku w danej klasie. Wykonany na podstawie tabeli diagram (rys. 3) wskazuje, że najwięcej azymutów biegu warstw układa się dokoła 80°. Ze względu na największą liczbę pomiarów zawartych w tej klasie azymut 80° należy uważać za orientacyjny kierunek biegu warstw. Wielka częstotliwość biegów w sąsiednich klasach ze średnim kierunkiem 40 i 120° wskazuje, że

istnieją częste odchylenia od azymutu 80° . Ogólny kierunek upadku warstw, podany w tablicy 1, zwrócony jest na południe, wobec tego rozproszenie azymutów biegu warstw $40-80-120^\circ$ wskazuje, że strumienie nie miały ściśle określonego spływu, lecz raczej tworzyły deltę (rys. 4). W takim wypadku rozproszenie azymutów staje się zrozumiałe. Biegi odchylające się od kierunku $40-120^\circ$ przy upadzie warstw na południe wyznaczają kierunek działania tej siły. Dalsze klasy azymutów biegu warstw ze średnim kierunkiem 0 i 160° obejmują znacznie mniej pomiarów i nie świadczą o zmianie przebiegu osi strukturalnej, a raczej potwierdzają deltowy charakter odpływu wód roztopowych.

Następną sprawą jest wyznaczenie kierunku przebiegu osi strukturalnej w stosunku do osi morfologicznej.

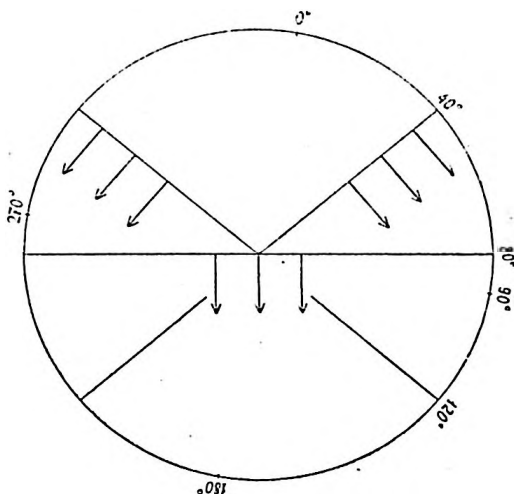
Ośią strukturalną formy jest kierunek biegu warstw. Jest to panujący, charakterystyczny dla danej formy kierunek układu warstw. Za oś morfologiczną przyjmuje się powszechnie główną oś formy, czyli jej dłuższy wymiar. W ten sposób tłumaczy oś morfologiczną również Dylikowa [4].

Analiza rysunku 3 wskazuje na deltowe ułożenie biegów warstw w sandrze. Poszczególne warstwy sandru mają również ten sam układ, który wyznacza oś strukturalną.



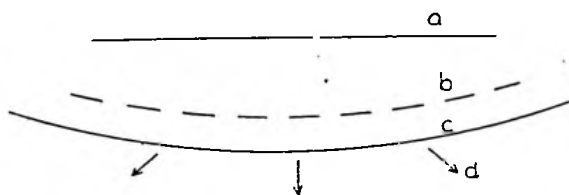
Rys. 3. Diagramy układu biegu warstw

Z dotychczasowych badań wynika, że sandr w części północnej rozciąga się wzdłuż moreny czołowej (rys. 1). Jego dłuższa oś posiada taki sam przebieg, jak w morenie. Biegi warstw mają układ deltowy (rys. 3 i 4). Układ biegów warstw wyznacza również położenie frontu działania siły.



Rys. 4. Deltowy układ splywu wód roztopowych (na podstawie rys. 3)

Fakty te pozwalają na ustalenie wzajemnego stosunku osi morfologicznej, strukturalnej i frontu działania siły. Stosunek ten ilustruje rys. 5. Oś strukturalna przebiega mniej więcej równoległe do osi morfologicznej. Jej odchylenie jest uwarunkowane rozgałęzianiem się strumieni w dalszym ich biegu. Front siły pokrywa się z osią strukturalną a jego rozciągłość jest bardzo znaczna. Kierunek działania siły jest poprzeczny do osi strukturalnej i do frontu siły. Elementy te wyznaczają ogólne ra-

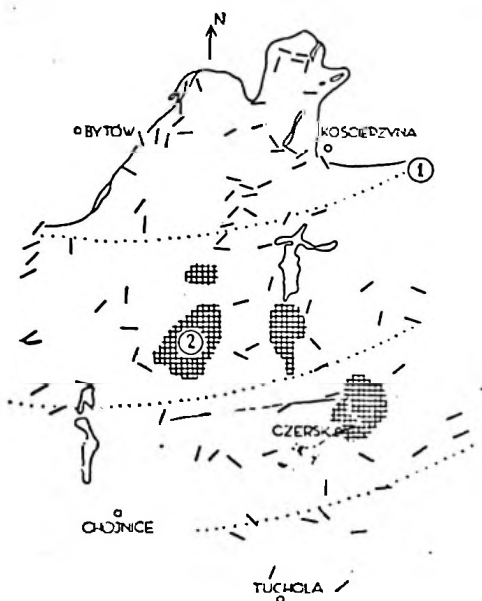


Rys. 5. Przebieg osi morfologicznej, strukturalnej, teksturalnej i kierunku działania siły

a. oś morfologiczna; b. oś strukturalna; c. oś teksturalna; d. kierunek działania siły



my budowy sandru. Rysunek 6 przedstawia układ biegów warstw i przebieg osi strukturalnej badanego obszaru.



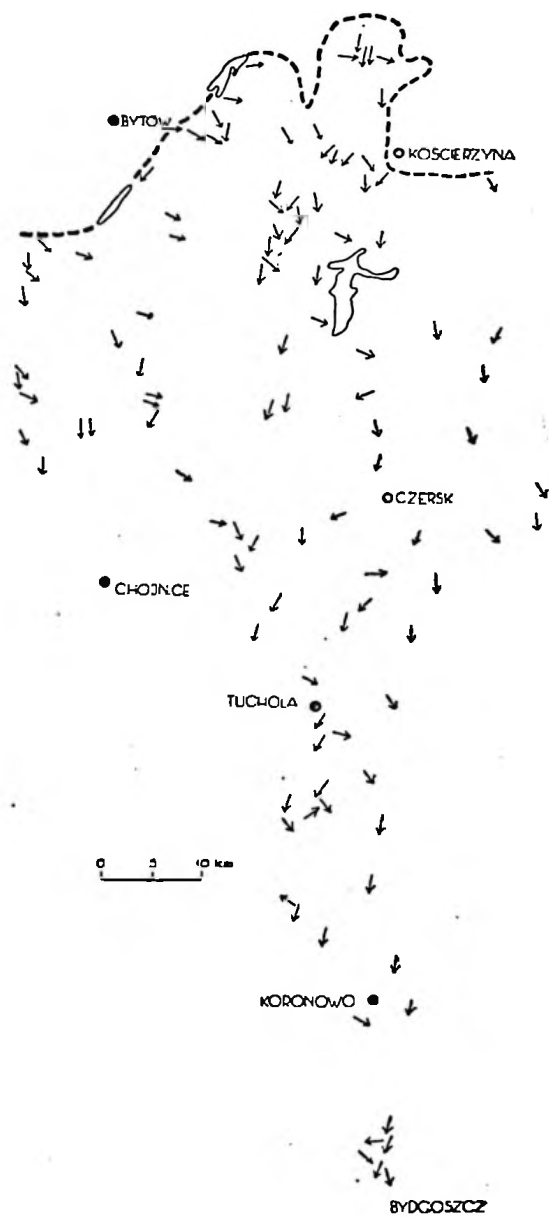
Rys. 6. Przebieg osi strukturalnej w sandrze

--- kierunki biegu warstw; 1. oś strukturalna;
2. morena denna

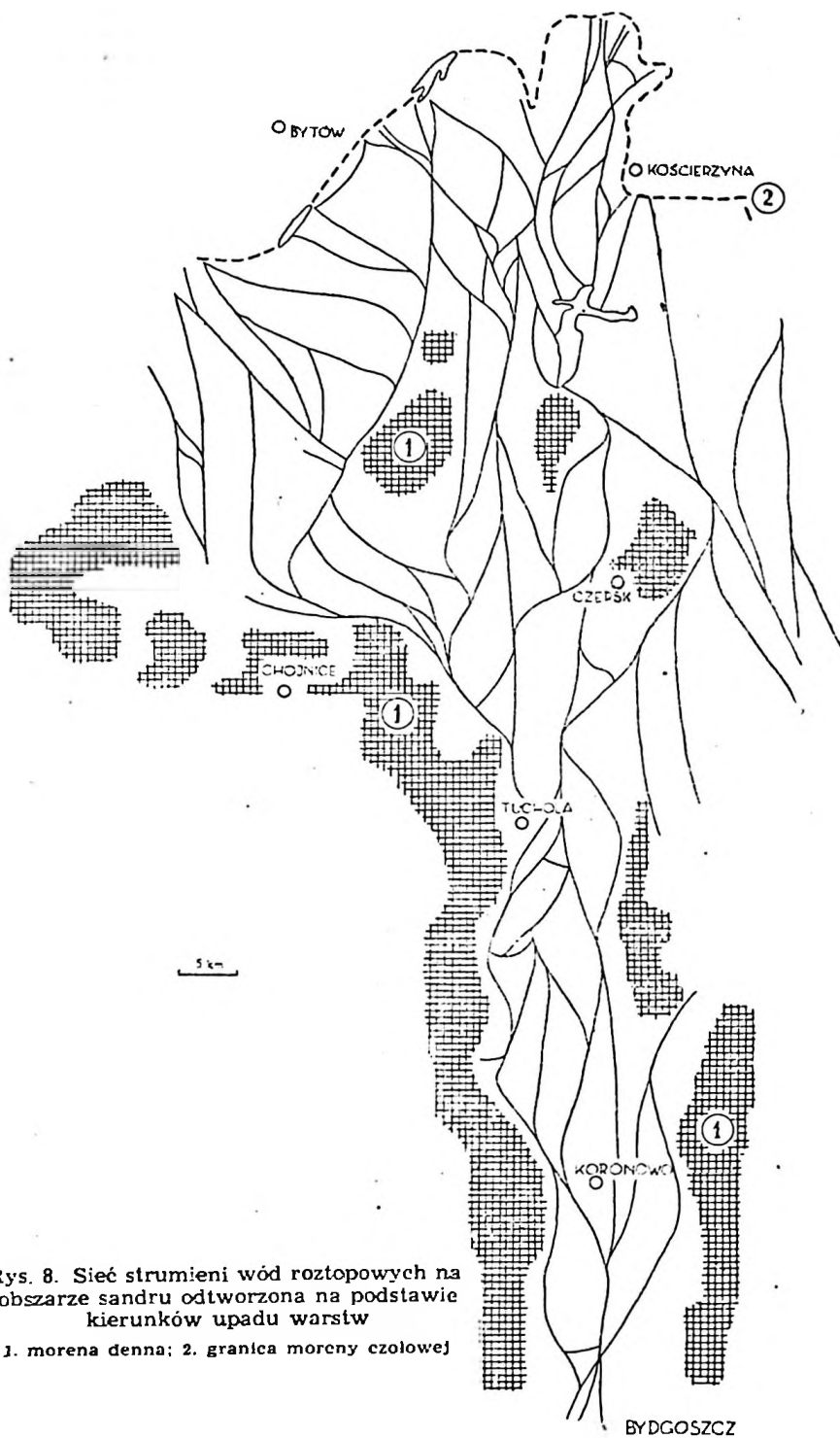
KIERUNEK DZIAŁANIA SIŁY

Układ biegu warstw wskazuje na przebieg osi strukturalnej, natomiast azymuty upadu warstw wyznaczają kierunek działania siły budującej sandr. Ogólne nachylenie warstw na południe wskazuje, że wody roztopowe płynęły z północy (rys. 7). Źródłem ich była strefa krawędzi lodowca a ujściem pradolina. Na podstawie upadu warstw można odtworzyć obraz sieci strumieni wód roztopowych. Połączone wszystkie kierunki upadów warstw w sandrze ilustrują prawdopodobny przebieg spływu tych wód (rys. 8). Schematyczne przedstawienie tego faktu wskazuje jednak, że ówczesna rzeźba przedpola lodowca wpływała na zmianę biegu strumieni. Rozgałęzienia głównych prądów, krzyżowanie się poszczególnych dróg oraz siła płynących wód decydowały o kierunku upadu warstw.

Warstwy sandru są nachylone pod różnymi kątami. Kąt nachylenia uwarunkowany jest charakterem środowiska i przebiegiem procesów



Rys. 7. Kierunki upadu warstw w sandrze

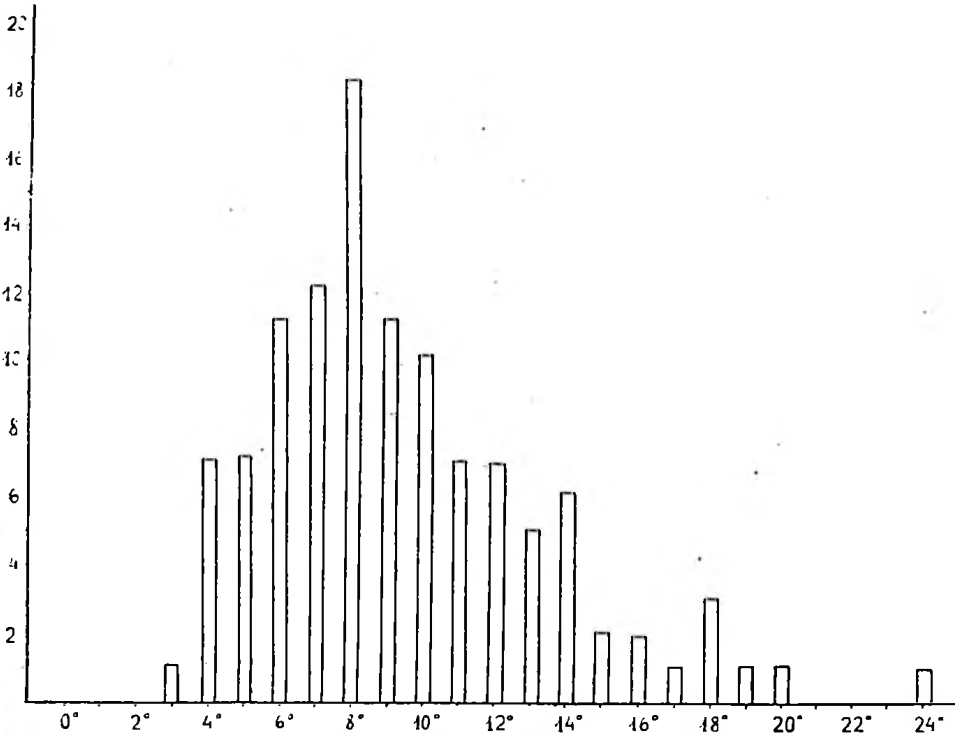


Rys. 8. Sieć strumieni wód roztopowych na obszarze sandru odtworzona na podstawie kierunków upadu warstw

1. morena denna; 2. granica moreny czołowej

podczas tworzenia się tej formy. Dlatego ważna jest sprawa wielkości kąta nachylenia właściwego dla warstw sandru.

Ze 113 dokonanych pomiarów upadu warstw najmniejszy ma wartość 3° . Występuje on tylko w jednym wypadku. Najwięcej pomiarów mieści się w granicach od 4° do 14° . Wśród nich najczęściej spotykano kąt o wartości 8° . Upady o wartości powyżej 14° występują rzadko. W ogólnej liczbie pomiarów kąt największy, równy 24° stwierdzono tylko raz. Analiza wyników pomiaru kątów upadu warstw w sandrze wska-

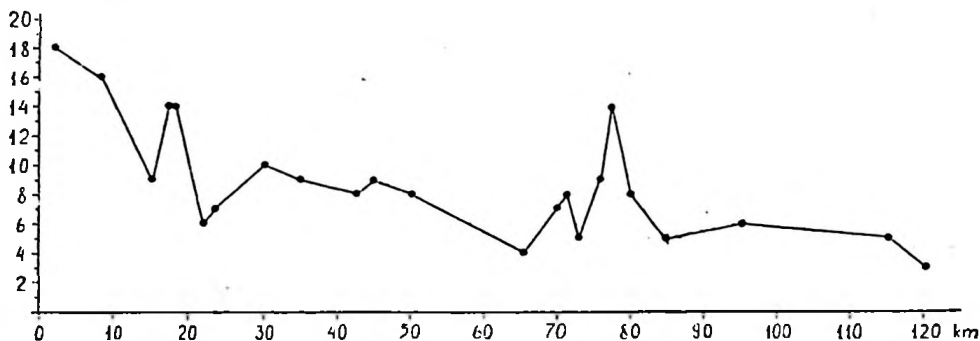


Rys. 9. Diagram kątów upadu warstw w sandrze

zuje, że właściwy kąt upadu dla warstw badanego sandru mieści się w granicach od 4° do 14° (rys. 9). Mniejsze i większe kąty są mniej typowe. Powstały one w specjalnych warunkach sedymentacji.

Następne zagadnienie to sprawa zmienności kąta nachylenia warstw w sandrze zależnie od odległości od moreny czołowej. Dla zobrazowania tego stosunku wzięto kąty upadu warstw z profilu południkowego, od moreny czołowej do pradoliny, wzdłuż linii Grabów—Kalisz—Tuchola—Smukała (według tablicy 1). Długość tego odcinka wynosi około 120 km. Przebieg zmiany wielkości kąta upadu warstw ilustruje krzywa zamiesz-

czona na rysunku 10. Analiza jej wskazuje, że w odcinkach bliższych moreny czołowej kąt upadu waha się od 6 do 18°, natomiast w miarę oddalania się kąty na ogół maleją, a krzywa łagodnie opada. Na odcinku w odległości 70—90 km od moreny czołowej następuje zaburzenie w prze-



Rys. 10. Krzywa wartości upadu warstw w sandrze wzdłuż linii Grabów—Kalisz—Tuchola—Smukała

a. kąt upadu warstw; b. odlegość od moreny czołowej

biegu krzywej, a ku pradolinie wartość kąta znów się zmniejsza. Niespokojny przebieg krzywej w części środkowej przypada na obszar położony na południe od Tucholi.

Zmiana w układzie kątów upadów warstw wywołana została zmianą natężenia siły prądu. Z tym faktem związany jest ściśle przebieg procesu sedymentacyjnego. Zmianę natężenia siły wód mogły wywołać różne warunki. Mogło to być spiętrzenie wód przeciskających się wąskim przejściem ku pradolinie. Zmiana ta może również wynikać z różnicy wieku między północną i południową częścią sandru.

Całą krzywą można podzielić na dwa odcinki. Pierwszy do 65 km i drugi do 120 km. W obu odcinkach zaznaczają się pewne podobieństwa. Początkowe ich części na długości 20 km mają przebieg niespokojny, natomiast dalej mają układ łagodniejszy i w obu wypadkach kończą się na małej wartości kąta. Krzywa wskazuje, że mamy tu do czynienia z dwoma podobnymi wzorami strukturalnymi sandru. Ukazuje ona dwie jednostki, w których procesy sedymentacyjne przebiegały podobnie. Podobieństwo przebiegu procesów w poszczególnych jednostkach mówi, że sandr na badanym obszarze mógł powstawać w dwóch okresach czasu.

O dwu fazach powstawania sandru Brdy mówi R. Galon [7]. Pierwszą fazę wiąże autor z drobną oscylacją krawędzi lądolodu; wtedy nastąpiło zasypanie bliższego przedpola moren czołowych. Podczas następnej fazy wody fluwioglacjalne płynąc po uprzednio usypanej powierzchni podcięły usypany już sandr i rozszerzyły jego dotychczasowy zasięg. Podstawą dla rozważań Galona były dane morfologiczne.

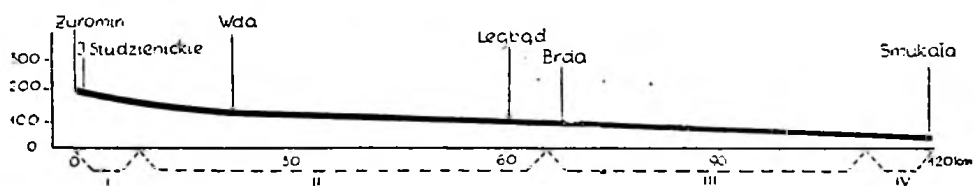
Porównanie wyników uzyskanych przez R. Galona [7] i rozważań nad zagadnieniem struktury, zawartych w tym rozdziale niniejszej pracy, wskazuje na związek między morfologią i strukturą formy. Zewnętrzny wygląd formy jest wyrazem struktury i odbiciem charakteru tych procesów, które działały w okresie sedymentacyjnym.

Na podstawie analizy krzywej upadu warstw można wyciągnąć dalsze wnioski. W odcinkach bliższych moreny czołowej kąty upadu warstw nie układają się w szeregu malejącym; ich wartości wykazują duże wahania. Dalej od moreny czołowej, ku dystalnej stronie sandru, zaznacza się tendencja do zmniejszania się wartości kątowej upadów.

Fakt ten związany jest ściśle z procesem spływu wód subglacjalnych. W strefie przykrawędziowej lodowca działanie wody jest gwałtowne, dlatego tworzą się warstwy o nachyleniu bardziej zmiennym. Dalej od krawędzi lodowca wody roztopowe wychodziły na przestrzeń otwartą, rozlewały się szeroko, miały bieg spokojniejszy i tworzyły warstwy o nachyleniu stopniowo mniejszym.

Profil podłużny sandru jest odbiciem tego procesu. Różnica spadku w odcinkach proksymalnej części sandru jest dość wielka: 3,10 m/km i 0,93 m/km. W odcinkach części dystalnej 0,67 m/km i 0,60 m/km. Łagodny spadek bez większych deniwelacji jest wyrazem przebiegu działania genetycznych czynników formy (rys. 11).

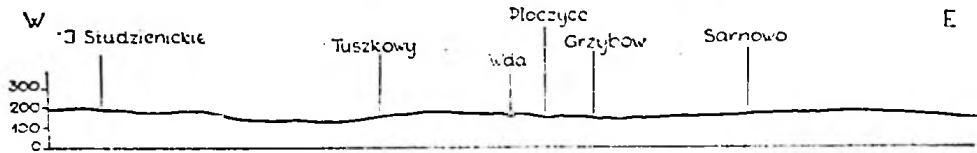
Odcinek	Długość w km	Różnica wysokości w m	Spadek m/km
I	9	28	3,10
II	57	53	0,93
III	44	30	0,67
IV	10	6	0,60



Rys. 11. Profil podłużny sandru wzdłuż południka 17°55' E, na linii Zuromin — Smukała

Potężne strumienie wód roztopowych złożyły koryta, którymi docierały aż do pradoliny. Profil poprzeczny sandru (rys. 12) wskazuje na występowanie szerokich, łagodnych wałów rozdzielonych obniżeniami. Obni-

żenia te mogą być śladem dawnych rynien ściekowych strumieni fluwioglacjalnych.



Rys. 12. Profil poprzeczny sandru wzdłuż równoleżnika 54°05' N, na linii jezioro Studzienickie—Sarnowo

(Stosunek skali poziomej do pionowej — 10 : 1)

Na ogół powierzchnia sandru jest monotonną równiną piaszczystą (fot. 1), miejscami urozmaiconą niewielkimi formami wypukłymi. Spośród form wklęsłych zarysowują się jeziora i oczka jako ślady kier lodowych oraz doliny rzek współczesnych.

PRZEBIEG PROCESÓW AKUMULACYJNYCH

Przebieg osi strukturalnej, frontu i kierunku działania siły wskazuje, że wody roztopowe płynęły od strony krawędzi lodowca. Z tej strefy niosły one materiał i budowały obszary sandrowe. Częstki skalne musiały układać się odpowiednio do działającej siły transportowej.

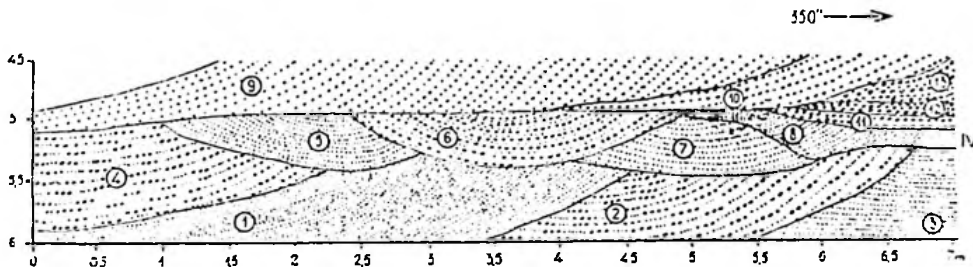
W strukturze osadów fluwioglacjalnych wyróżnia się kilka rodzajów ułożenia materiału, zależnych od zmiany faz sedymentacyjnych. Wyróżnione fazy sedymentacyjne przez Sorby'ego i Gilberta [24] oraz uzupełnione przez Andersena [1] charakteryzują proces sedymentacyjny w sposób następujący: w fazie sedymentacji falistej materiał układa się w postaci ripple marków o stokach symetrycznych i ostrych grzbiecikach. Przestrzenie między nimi są półkoliste. Formy te powstają z materiału dostarczonego z górnych warstw wody. W miarę osadzania materiału powstają faliste warstewki. Siła prądu tej fazy jest bardzo słaba. Prąd nie toczy materiału po dnie. Akumulacja materiału drobnego odbywa się po stronie dystalnej a grubszy materiał układa się po stronie proksymalnej ripple marków. Gdy siła prądu wzrasta, akumulacja odbywa się po stronie dystalnej a po stronie proksymalnej warstewki są ściśnane. Dłuższy przebieg tego procesu doprowadza do wytworzenia ławic z warstwowaniem nachylonym. Jest to faza wydmowa. Według Andersena [1] fazę tę charakteryzują warstwy ciągłe o ukośnej laminacji, warstwy ciągłe o pełnych układach laminacyjnych i ławice soczewkowate. Charakterystyczne dla tej fazy jest również warstwowanie krzyżowe. Ripple marki tej fazy mają łagodne stoki proksymalne a strome dystalne. Materiał jest dobrze posegregowany.

Fazę III, zwaną fazą sedymentacji płaskiej, charakteryzują osady ułożone horyzontalnie, występujące jako serie niezależne, lub jako wkładki między warstwami nachylonymi. Powstają po przekroczeniu II punktu krytycznego. Siła prądu tej fazy jest tak wielka, że unosi piaski. Cechą tej fazy jest również duża rozpiętość frakcji.

Faza antywydmowa następuje po przekroczeniu III punktu krytycznego [24]. Na skutek wzrostu szybkości prądu ripple marki są niszczone po stronie dystalnej. Akumulacja odbywa się po stronie proksymalnej. Akumulacja po stronie proksymalnej powoduje również nachylenie warstewek w tym kierunku. Grzbiety ripple marków są zaokrąglone. Wyklinające się warstwy i partie grubego materiału wskazują na tę fazę.

Kryteria te posłużyły za podstawę do określenia fazy sedymentacyjnej poszczególnych warstw i ich zespołu w badanym sandrze. Pozwoliły one również ustalić charakter przebiegu procesów akumulacyjnych sandru. Dla określenia wielkości ziarn materiału przyjęto skalę podaną przez J. Gołąba [9].

Rysunki 13 i 14 ilustrują ułożenie materiału w żwirowni w Gostomiu. Materiał układa się w formie soczewek (rys. 13). Powierzchnie soczewek są wyraźne. Na głębokości 8 m dolna partia jest ścięta prawie horyzon-

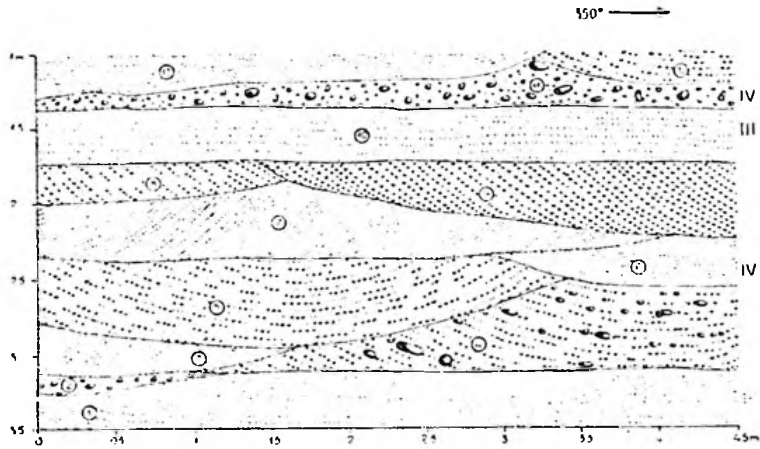


Rys. 13. Gostomie k/Kościerzyny. Uwarstwienie sandru. Faza IV

1. warstwowany piasek 0,2–1 mm średnicy, nachylenie warstewek 8°; 2. warstwowany piasek 1 mm średnicy ze żwirem 5 mm średnicy, nachylenie warstewek 22°; 3. warstwowany piasek 1–2 mm średnicy; 4. warstwowane płaski i żwiry, nachylenie warstewek 6°; 5. warstwowane płaski 1–2 mm średnicy, nachylenie warstewek 8°; 6. materiał 2–5 mm średnicy, warstwowany, nachylenie warstewek 8°; 7. warstwowane płaski 1–2 mm średnicy; 8. warstwowane płaski 0,2–1 mm średnicy, nachylenie warstewek 8°; 9. warstwowane żwiry 2–5 mm średnicy; 10. warstwowane żwiry; 11. warstwowane żwiry; 12. warstwowane żwiry 5–15 mm średnicy; 13. materiał 1–30 mm średnicy, warstwowany

talnie przez soczewki górne. Rozmiary tych soczewek są różne. Pomiary w żwirowni wykazały, że długość ich wynosi od 0,5 do 10,5 m, grubość 0,2 do 1,5 m. Poszczególne soczewki mają wewnętrzne warstwowanie. Mierzone kąty nachylenia warstewek w częściach czołowych wynoszą 18–22°, w częściach spągowych 4–6–8°. Wielkość kąta nachylenia warstewek zależna jest przeważnie od grubości materiału. W warstwowanym, grubszym materiale kąt nachylenia lamin (warstewek) jest większy, w materiale drobniejszym natomiast — mniejszy.

Ułożenie materiału w tej samej zwirowni przedstawione na rys. 14 jest inne. W warstwie 1 piaski o 1—2 mm średnicy są ułożone horyzontalnie. Wewnętrzne warstwowanie jest regularne. Warstewki grubszego materiału mają miąższość 1 cm, drobniejszego 2 cm. Warstwa ta jest pod-



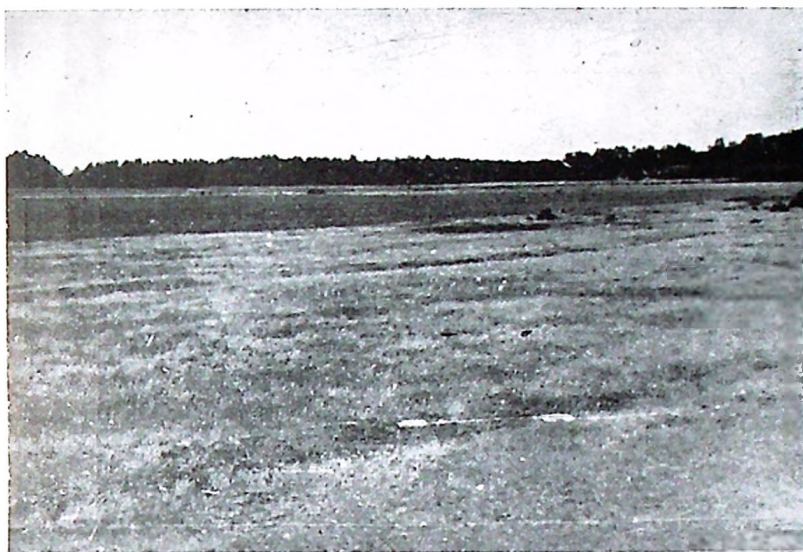
Rys. 14. Gostomie k/Kościerzyny. Uwarstwienie sandru.
Faza IV-III-IV-III

1. warstwowane piaski 0,75—2 mm średnicy; 2. materiał 1,5—6 mm średnicy, w nim otoczaki 7 cm średnicy; 3. warstwowane piaski 0,75—2 mm średnicy; 4. materiał 1 mm — 3 cm średnicy, w grubszym materiale występują otoczaki do 9 cm średnicy; 5. warstwowane piaski i żwiry; 6. warstwowane piaski 1—2 mm średnicy; 7. warstwowane piaski 0,75—2 mm średnicy; 8. warstwowany materiał 1 mm — 2 cm średnicy; 9. warstwowany materiał 1,5 mm — 2 cm średnicy; 10. warstwowane piaski 0,5—1 mm średnicy; 11. materiał niewarstwowany 1 mm — 30 cm średnicy; 12. materiał 1 mm — 2 cm średnicy; 13. piaski 1—2 mm średnicy

łożem dla następnych warstw wykształconych w postaci soczewek o wyrażnej laminacji. Kąt nachylenia lamin w partiach czołowych wynosi 20—22—26°, w spągu 4—6°. Laminy grubszego materiału mają 5 cm szerokości, laminy materiału drobniejszego — 4 cm. Warstwa 10 posiada regularną laminację. Wszystkie laminki mają 1 cm grubości. Warstwa 11 jest zbudowana z materiału o różnej frakcji i nie wykazuje laminacji. Przykrywają ją warstwy materiału drobniejszego.

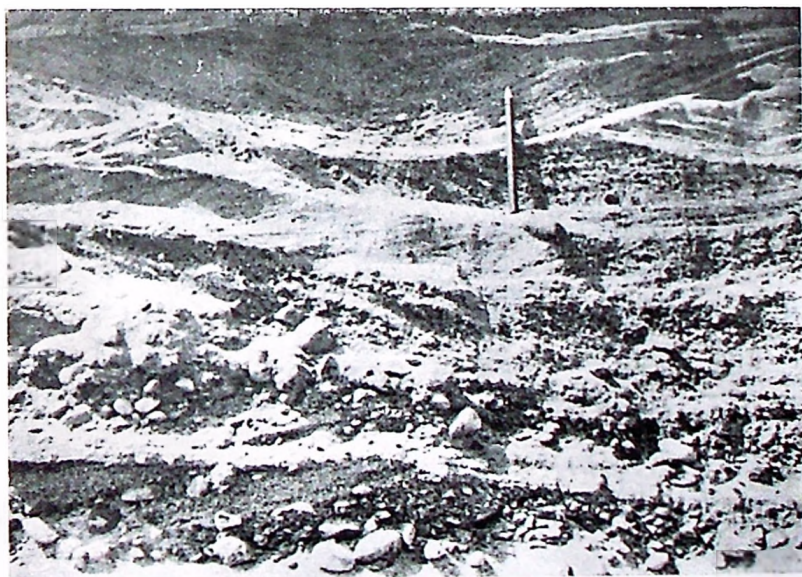
Ta krótka charakterystyka wskazuje, że materiał sandrowy obszaru, na którym leży Gostomie, był układany w różnych fazach natężenia prądu wodnego. Odczytanie tych faz z układu warstwowania mówi o przebiegu procesu sedymentacji.

Rysunek 13 daje obraz jednostajnego uwarstwienia materiału. Występuje tu seria warstw odznaczających się podobnym układem. Nieregularny układ soczewek, szczególnie w środkowej części rysunku, wskazuje na ruchliwość wody. Przeważające nachylenie lamin w kierunku N 170° oraz prawie horyzontalne położenie spągowych partii lamin w warstwach: 2, 4, 8, 9, 10 i 13 wskazuje, że prąd wody był skierowany na



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 1. Loryniec. Równina sandrowa



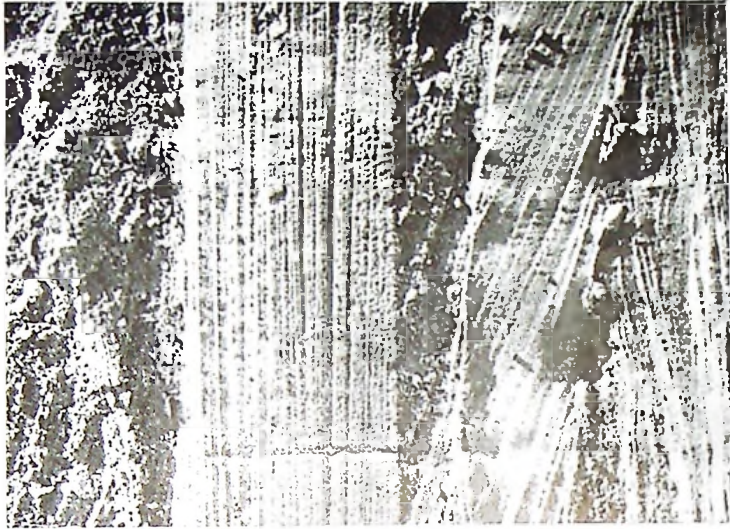
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 2. Gostomie. Układ materiału fazy antywydmowej



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 3. Gostomie. Faza sedimentacji antywydmowej



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 4. Gostomie. Ławica horyzontalna złożona w fazie sedimentacji płaskiej rozdziela warstwy fazy antywydmowej

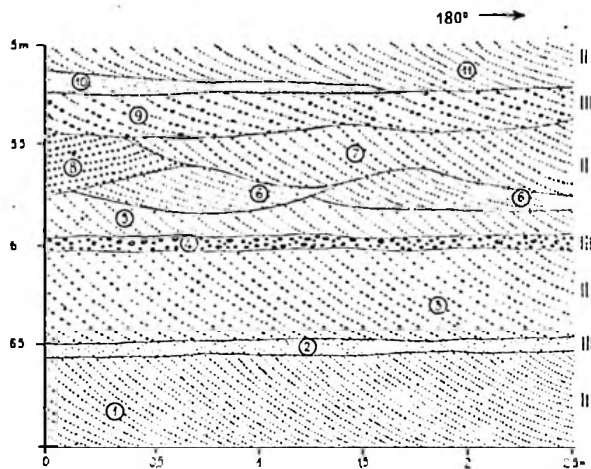
południowy wschód. Natomiast soczewki są ścinane od strony N 170° ku N 350° czyli po stronie dystalnej. Część środkowa (tzn. warstwy: 5, 6, 7, 8) świadczy o powstawaniu tu wirów wodnych tworzących zagłębienia w podłożu; zagłębienia te później zostały zapełnione materiałem. Grubość znajdującego się w warstwach materiału (do 30 mm średnicy) mówi, że prąd wodny zdolny był poruszać średnie żwiry, a więc siła jego była znaczna. Podobny proces może przebiegać w IV fazie sedymentacyjnej. Drobne piaski w niektórych soczewkach mogą oznaczać częściowe osłabienie tej fazy, lecz na ogół dominowało tu natężenie prądu charakterystyczne dla fazy antywydmowej (fot. 3, 4).

Na rysunku 14 nad warstwą 1 układa się zespół warstw podobny do przedstawionego na rysunku 13. Warstwa 1 jest wsunięta wkładką między dwa zespoły uwarstwienia soczewkowatego. Ze względu na układ materiału i jego frakcję należy sądzić, że natężenie siły było tu słabsze od siły układającej materiał przedstawiony na rysunku 13. Mogło tu być początkowo stadium sedymentacji płaskiej, w której drobny i średni piasek został uniesiony przez wodę a osadził się piasek gruby. Wyżej występuje zespół soczewek o różnym materiale i różnym kierunku nachylenia lamin w poszczególnych soczewkach. Zróznicowanie materiału świadczy o gwałtownej akumulacji, różny kierunek upadu lamin mówi o działaniu prądów poprzecznych lub przeciwnych [25]. Podobieństwo tego fragmentu do uwarstwienia przedstawionego na rys. 13 wskazuje na fazę antywydmową. Zespół soczewek przykryty jest warstwą podobną do warstwy 1. Natężenie prądu maleje tu i przechodzi w fazę sedymentacji falistej; wyżej leżący materiał grubszy złożony jest w fazie antywydmowej.

Uwarstwienie materiału w żwirowni w Gostomiu wskazuje, że na obszarze tej części sandru materiał układał się przy najwyższym natężeniu siły prądu. Faza antywydmowa (rys. 13) przechodzi w fazę sedymentacji płaskiej (rys. 14, fot. 2, 3, 4). Dalej nasilenie prądu wzmacnia się przechodzi w fazę antywydmową a następnie w fazę III, później znowu osiąga natężenie fazy IV. Zaznacza się tu rytmika w zmianie natężenia prądu: IV--III—IV—III. Regularność zmian faz sedymentacyjnych miała prawdopodobnie swe źródło w rytmicznej zmianie okresów ciepłych i zimnych. Laminacja poszczególnych warstw była uzależniona od drobnych wahań temperatury, podczas których obfitszy dopływ wody odbijał się w układzie lamin o grubszym materiale, natomiast w warunkach zmniejszonego dopływu wody układały się laminki materiału drobnego. Różna grubość poszczególnych lamin może odpowiadać różnym pod względem długości okresom ciągłego osadzania się materiału.

Żwirownia w Lubianie przedstawia nieco inne uwarstwienie sandru (rys. 15). Przeważa tu warstwowanie krzyżowe. Kierunek prądu wyznacza jednostronne nachylenie lamin. Warstwa 1 o uwarstwieniu krzyżo-

wym wskazuje na fazę II. Warstwa 2 jest bez laminacji. Siła prądu dźwi-
gnęła prawdopodobnie w górę piaski, które płynęły z wodą. Wobec tego
ripple marki przestały się tworzyć, a podczas krótkotrwałej zmiany na-
tężenia prądu powstała warstewka bez laminacji. Stanowi ona wkładkę



Rys. 15. Lubiana k/Kościerzyny. Uwarstwienie sandru.
Faza II-III-II-III-II-III-II

1. warstwowane płaski 0,3—1 mm średnicy w nich głaziki do 4 cm średnicy; 2. piasek 0,5—1 mm średnicy, niewarstwowany; 3. warstwowany materiał 1—10 mm średnicy; 4. żwir 40 mm średnicy, niewarstwowany; 5. warstwowany materiał 0,3—3 mm średnicy; 6. warstwowane piaski 0,5—1,5 mm średnicy; 7. warstwowany materiał 0,5—6 mm średnicy; 8. materiał 0,5 mm—3 cm średnicy; 9. piaski 0,5 mm i żwiry 5 mm średnicy, warstwowane; 10. warstwowane ciemne i jasne piaski 0,3 mm średnicy; 11. warstwowane piaski 0,3—2 mm średnicy

między dwiema jednostkami o warstwowaniu nachylnym i wskazuje na fazę sedymentacji płaskiej. Warstwa 3, podobnie jak pierwsza, złożona została w fazie II. Warstwa 4 o wielkiej rozpiętości frakcji ziarn została osadzona przez prąd w fazie III. Zespół warstw 5, 7, 8, 9, o warstwowa-
niu krzyżowym, wskazuje na fazę wydmową. Formy oznaczone liczbą 6 są podobne do ripple marków. Ich wielkie rozmiary nie są zgodne z po-
dawanymi przez literaturę rozmiarami ripple marków [24]. Mierzona dłu-
gość fali wynosi 44 cm, amplituda 12 cm, a tzw. *ripple-index*, czyli sto-
sunek długości fali do amplitudy — 3,6. Według Twenhofela [24]
charakterystyczna dla ripple marków prądowych długość fali wynosi
1—25 cm, amplituda 0,5—5 cm, wskaźnik 4—20 cm. W ripple markach
przedstawionych na rys. 15 wymiary długości fali i amplitudy odbiegają
od wymiarów podanych przez Twenhofela, lecz wskaźnik jest zgod-
ny. Północne, proksymalne stoki ripple marków są łagodne o nachyle-
niu 12°, południowe, dystalne mają nachylenie 22°. Ścięcie lamin po stro-
nie proksymalnej wskazuje na erozję a układ ich po stronie dystalnej
mówi o akumulacji. Fakt ten wskazuje, że są to ripple marki fazy wyd-



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 5. Lubiana. Grubość materiału i jego układ wskazują na zmianę faz sedymentacyjnych



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 6. Lubiana. Zmiany fazy sedymentacyjnej wydmowej na płaską. Strop lamin ławicy piasku ścięty przez grubszy materiał niesiony przez szybki prąd



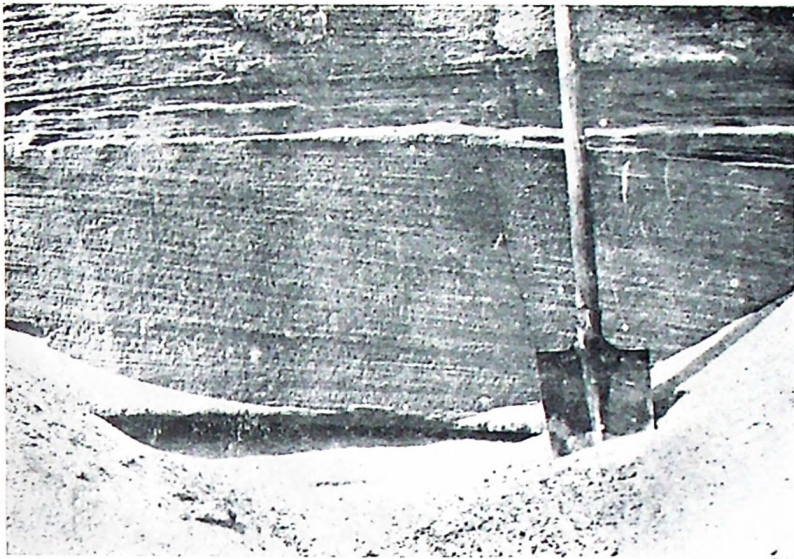
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 7. Lubiana. Warstwa górna z ripple markami



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 8. Lubiana. Zmiana faz sedymentacyjnych



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 9. Lubiana. Faza wydymowa, warstwowanie nachylone



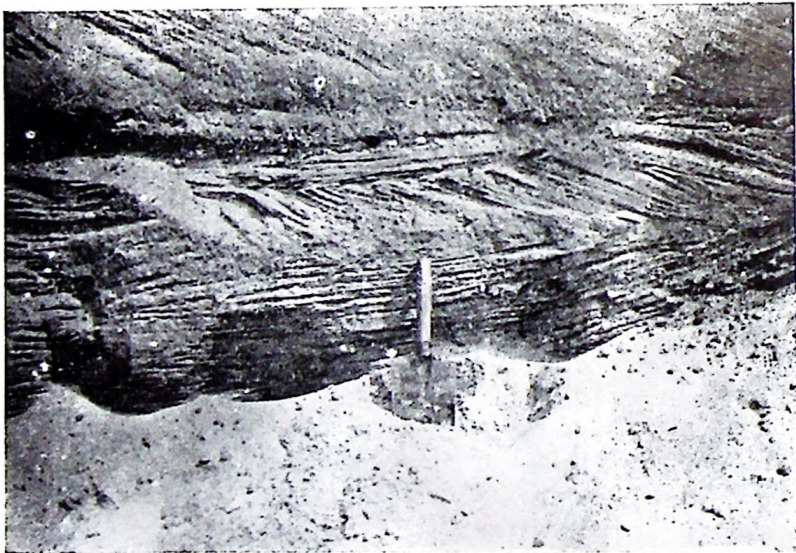
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 10. Lubiana. Ławica ciągła



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 11. Kalisz. Faza wydymowa, warstwowanie krzyżowe

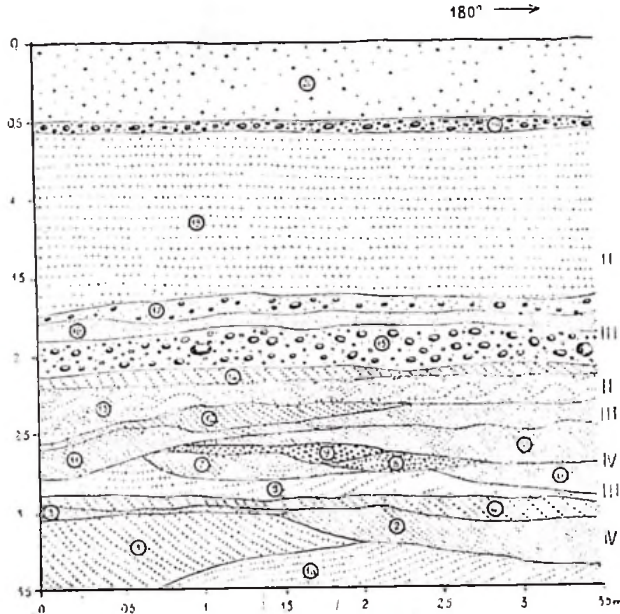


Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 12. Kalisz. Faza wydymowa, warstwowanie krzyżowe

mowej. Warstwa 10 stanowi wkładkę uformowaną przez fazę III, a warstwa 11 zbudowana została w fazie II.

Rysunek 16 daje obraz ułożenia materiału w górnych częściach zwirowni w Lubianie. Na głębokości 3,5 m zespół warstw przypomina układ



Rys. 16. Lubiana k/Kościerzyny. Uwarstwienie sandru.
Faza II-III-II-III-IV-III-IV

1. warstwowane piaski 0,25 i 3 mm średnicy, warstewki nachylone pod kątem 20°; 1a. warstwowane piaski 0,25–2 mm średnicy; 2. warstwowane piaski 0,25–0,5 mm średnicy, kąt nachylenia warstewek 24°; 3. średni płasek 0,3 mm średnicy, niewarstwowany; 4. warstwowany materiał 1–2 mm średnicy; 5. warstwowane piaski 0,25–0,75 mm średnicy; 6. materiał 0,25–1 mm średnicy; 7. drobny płasek; 8. drobny i bardzo drobny żwir niewarstwowany; 9. warstwowane drobne i średnie żwiry; 10. materiał 1–3 mm średnicy, warstwowany; 11. warstwowane drobne i średnie piaski; 12. materiał 0,25–6 mm średnicy, warstwowany; 13. strefa ripple marków; 14. materiał 0,25–1,25 mm średnicy, niewarstwowany; 15. materiał 0,25–31 cm średnicy, niewarstwowany; 16. warstwowany płasek 0,25–0,30–0,50 mm średnicy; 17. materiał 0,25–45 mm średnicy, niewarstwowany; 18. warstwowany płasek 0,25–1 mm średnicy; 19. warstwa grubego żwiru zmieszanego z płaskiem; 20. płasek 0,25–1 mm średnicy, niewarstwowany

ze zwirowni w Gostomiu. Jest to faza antywydmowa. Różne kierunki nachylenia lamin świadczą o niespokojnym przebiegu sedymentacji i różnokierunkowych prądach. Kąt nachylenia czołowych partii lamin wynosi 20–24°. Warstwy 3 i 4 ułożone są przez słabszy prąd, lecz jeszcze o znacznej sile. Ścinają one części stropowe warstw znajdujących się w ich spągu. Położenie ich jest horyzontalne. W kierunku N 0° obie warstwy są pozbawione laminacji, a w kierunku N 180° w warstwie 4 zarysowują się laminy. Panowało tu zmienne natężenie siły, przechodzące w fazę III. Warstwa 5, o dość zróżnicowanym materiale, należy już do fazy III. Na silnie zerodowanej stropowej części tej warstwy układają się soczewki żwiru. Są one warstwowane lub bez warstwowania i wska-

zują na przejście w fazę antywydmową. Warstwy 11 i 12 w niektórych częściach posiadają laminację. Stanowią one podłoże dla ripple marków, które mają stoki asymetryczne, nachylone pod kątem 18° i 12° . Cały ten układ świadczy, że faza III budująca warstwę 5 przechodzi w fazę antywydmową, którą z kolei zastępuje faza III gwałtownie przechodząca w fazę II. W fazie tej powstają ripple marki. Warstwa 14 wskazuje na stopniowy wzrost natężenia prądu, który w warstwie 15 osiąga znów fazę III. W warstwie 16 i 17 zaznacza się przejście do fazy wydymowej, która wyraźnie występuje w warstwie 18. Warstwa grubego żwiru leżąca na głębokości 0,5 m ze względu na bliskość powierzchni mogła ulec zmianie na skutek działania czynników zewnętrznych, stąd nie może być brana pod uwagę.

W wyniku analizy procesów sedymentacyjnych w sandrze, dla odkrywki w Lubianie można podać następujący przebieg tych procesów: od dołu faza II—III—II—III—II—III—II (rys. 15) oraz faza IV—III—IV—III—II—III—II (rys. 16).

Zestawienie faz sedymentacyjnych w żwirowni w Gostomiu i Lubianie daje obraz zmian natężenia prądu w stosunku do odległości od strefy moreny czołowej. Gostomie, położone na północy w pobliżu tej strefy, wykazuje dwie fazy sedymentacyjne największego natężenia siły wody, kolejno zmieniające się. Dalej na południe położona Lubiana wskazuje, że udział fazy antywydmowej jest rzadszy, natomiast faza płaska i wydymowa mają dominujący wpływ na budowę tego obszaru. Zatem, im dalej od strefy moreny czołowej, tym siła natężenia wody stawała się mniejsza. Wpływały na to różne przyczyny, między innymi rozbitcie głównych prądów na odnogi, meandrowanie strumieni itp. W pobliżu strefy moreny czołowej najmniejsza zmiana natężenia siły wodnej dawała efekty, na dalszych obszarach mogła odbijać się tylko słabszym echem.

Zamieszczone fotografie (5—14) dają obraz uwarstwienia badanego sandru.

Strumienie wypływające ze strefy krawędziowej lodowca płynęły w kierunku pradoliny zgodnie z nachyleniem przedpola lodowcowego. Wody wynosiły materiał ze strefy moreny czołowej i układały go na całej przestrzeni swojego biegu. Procesy sedymentacyjne były zależne od fazy natężenia siły prądów. Na skutek tych procesów materiał sandru układał się w warstwy, które stanowią jedną z cech jego struktury. Materiał warstw jak i jego układ wskazuje na wybitną działalność wody w czasie tworzenia się sandru. Warstwy posiadają charakter sedymentacji wodnej. Na podstawie powyższych rozważań można stwierdzić, że właściwym środowiskiem, w którym powstawał sandr było środowisko wód fluwioglacjalnych, a procesy w nim przebiegające decydowały o strukturze tej formy.

WPLYW DŁUGOŚCI TRANSPORTU
NA STOPIEŃ ZAOKRĄGLENIA I KULISTOŚCI MATERIAŁU

Każdy poziom akumulacyjny zaznacza się pewnym stopniem otoczenia materiału. Zaokrąglenie cząstek skalnych zależne jest od zmian zachodzących w środowisku, w którym materiał był składany. Stopień zaokrąglenia materiału może być wskaźnikiem charakteru siły i długości transportu.

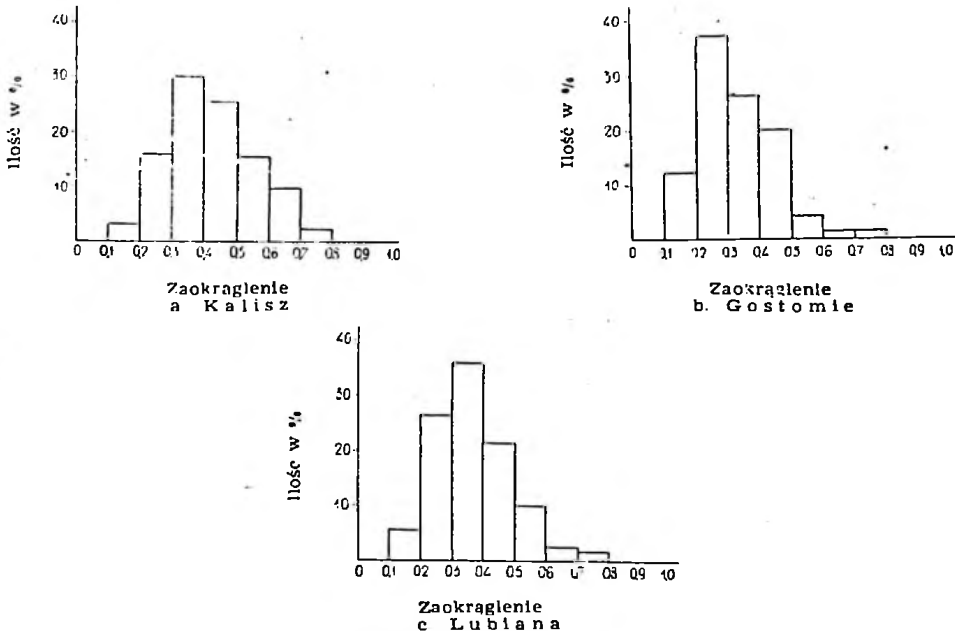
Zagadnieniem otoczenia materiału w osadach fluwioglacjalnych zajmował się między innymi Wadell [26]. Na to zagadnienie zwraca również uwagę Dylíkova [4], jako na jedno z kryteriów przy określaniu form akumulacji lodowcowej pośredniej czy też bezpośredniej.

Zagadnienie zaokrąglenia kamieni na badanym obszarze przedstawione jest na przykładzie średnich żwirów zawartych w materiale żwirowni w Gostomiu, Lubianie i Kaliszu. Stosując metodę Wadella [26], w której największe zaokrąglenie wynosi 1, zbadano po 100 kamieni z każdej odkrywki za pomocą wzoru:

$$\frac{N}{\sum (R/r)}$$

gdzie

- R — promień największego koła wpisanego w kształt kamienia,
- r — promień wystającego fragmentu kamienia, znajdującego się poza kołem wpisanym,
- N — liczbę tych fragmentów.

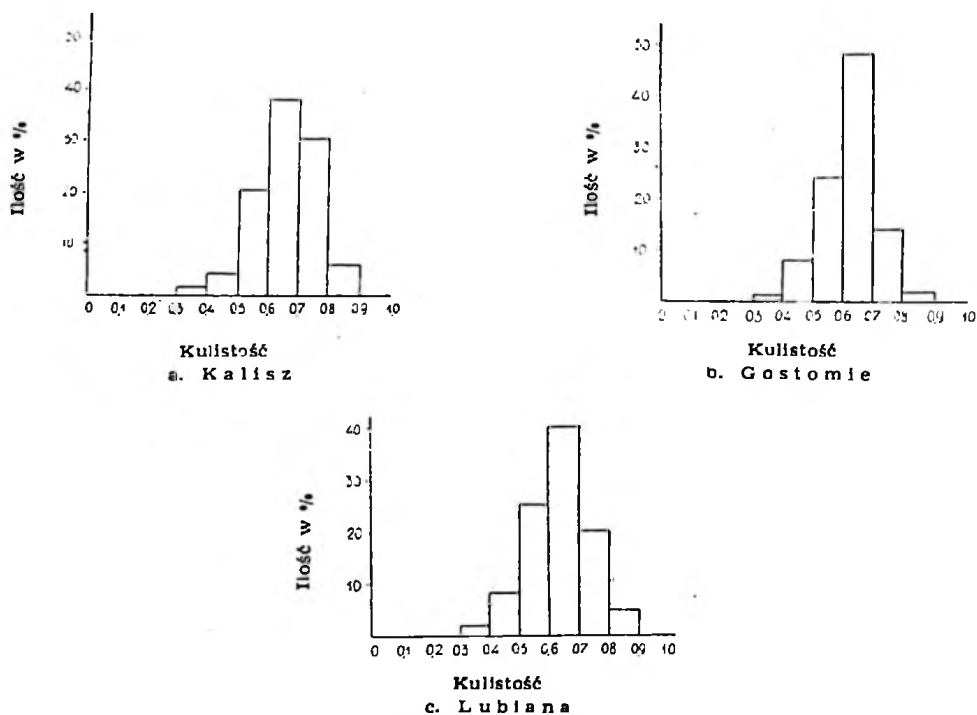


Rys. 17. Diagramy zaokrąglenia ziarn średniego żwiru w sandrze

Wynik pomiaru (rys. 17) wskazuje, że w miarę zwiększania się odległości od moreny czołowej stopień zaokrąglenia kamieni nieznacznie wzrasta. Obserwuje się tu zmiany w poszczególnych klasach. Największą ilość kamieni o zaokrągleniu 0,2—0,3 zanotowano w Gostomiu. W Lubianie i Kaliszu zmniejsza się ilość kamieni słabo zaokrąglonych, natomiast występuje tu więcej głazików sąsiednich klas o wyższym stopniu zaokrąglenia.

Opierając się na tym spostrzeżeniu można sądzić, że w miarę wzrastania odległości od moreny czołowej, materiał zawarty w sandrze ulega większemu zaokrągleniu.

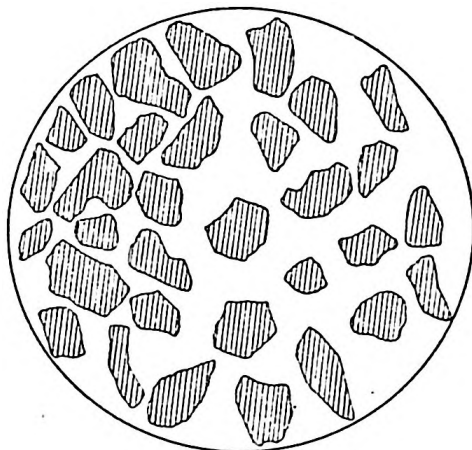
Następną sprawą jest stopień kulistości cząstek skalnych (rys. 18). Zbadano te same kamienie, które służyły do określenia stopnia zaokrąglenia cząstek. Zastosowano tu również wzór *Wadella* [14] (podany przez *Krumbeina*) na obliczenie kulistości kamieni dn/Ds , gdzie dn jest średnicą nominalną, czyli średnicą kuli o tej samej masie, jaką posiada badany kamień, a Ds — średnicą kuli opisanej na kamieniu. Diagramy (rys. 18) wskazują, że stopień kulistości materiału jest duży. Z nim związana jest również segregacja materiału.



Rys. 18. Diagramy kulistości ziarn średniego żwiru w sandrze

Analiza odkrywek (rys. 17 i 18) wskazuje, że dłuższy transport wpływa na wzrost stopnia zaokrąglenia i kulistości cząstek skalnych ale niewielkie ilościowe zmiany oznaczać mogą, że materiał dostając się w zakres bezpośredniego działania wód roztopowych posiadał już pewien stopień zaokrąglenia i kulistości nabyty podczas transportu w obrębie lodowca.

Rysunek 19 przedstawia kształt ziarna piasku o średnicy od 0,1 do 0,5 mm oglądanego pod mikroskopem. Materiał pobrano z okolicy Czerska. Kształt ziarn piasku nie wykazuje dobrego otoczenia. Mają one ostre krawędzie.



Rys. 19. Ziarna drobnego piasku widziane pod mikroskopem

Materiał pobrany z okolic C z e r s k a, średnica ziarna 0,2—0,5 mm

Uwzględniając wielką odległość Czerska od moreny czołowej można sądzić, że długość transportu nie wpłynęła w tym wypadku na stopień zaokrąglenia drobnego materiału. Zaokrągleniu mógł ulec raczej grubszy materiał. Badane ziarna piasku, ze względu na swe rozmiary nie podlegały erozji w czasie transportu wodnego [24], lecz mogły one podlegać działaniu innych czynników, które wpłynęły na obecny kształt. Eoliczny transport wpłynąłby na ich lepsze zaokrąglenie, zatem, należy się spodziewać, że przyczyną obecnego stopnia ich zaokrąglenia mogła być dezintegracja mrozowa.

TEKSTURA SANDRU

ORIENTACJA KAMIENI

Układ warstw w utworach akumulacji fluwioglacjalnej wskazuje na kierunek działania siły. Kierunek ten wyznaczają upady warstw. Jednocześnie działająca siła porządkuje materiał skalny. Podporządkowanie się cząstek działającej sile polega na zajmowaniu takiego położenia, które powoduje najmniejszy opór. Zagadnieniem tym zajmowali się Wadell [26], Krumbain [13], Lundquist [16] i Dylikowa [4]. Ułożenie dłuższej osi cząstek skalnych w stosunku do kierunku działania siły było przedmiotem badań wielu autorów. Rezultaty tych badań były różne. Wadell [26] otrzymał np. następujące wyniki dla utworów fluwioglacjalnych: zauważył że, oś dłuższa kamieni w osie układu się rów-

noległe do kierunku działania siły, w delcie glacialnej natomiast stwierdził położenie prostopadłe. Dla ozu podobne wyniki podaje D y l i k o w a [4]. Badania K r u m b e i n a [13] wykazują, że osie dłuższe kamieni w sandrze mają ułożenie deltowe. Rozproszenie azymutów osi tłumaczy K r u m b e i n różnym kształtem kamieni i zmianą szybkości prądu.

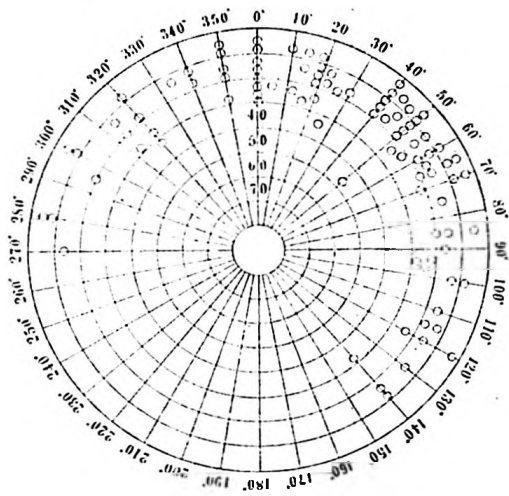
W toku badań struktury sandru przeprowadzone zostały pomiary azymutów osi dłuższych kamieni w żwirowni w Gostomiu i w Lubianie. Badane były kamienie o wymiarze 2—4 cm średnicy. Kamienie miały kształt przeważnie zaokrąglony o niezbyt wielkim splaszczeniu. W każdej miejscowości zmierzono po 100 kamieni.

Wyniki pomiarów kamieni zaznaczono na siatce biegunowej, równo-odległościowej (rys. 20). Południki siatki określają kierunki nachylenia dłuższych osi kamieni. Na przykład kamienie położone na południku 0° mają dłuższe osie nachylone ku północy, osie dłuższe kamieni położonych na południku 90° nachylają się na wschód itd. Przy pomocy równoleżników siatki oznaczono wartości kątowe nachylenia osi kamieni. Obok zamieszczone są diagramy kierunku osi strukturalnych i kierunki działania siły dla każdej miejscowości. Zamieszczona mapka orientuje w położeniu miejscowości Gostomie i Lubiana w stosunku do moreny czołowej.

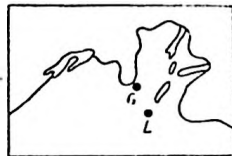
Diagram dla żwirowni w Gostomiu wykazuje rozproszenie azymutów osi od $N 270^\circ$ do $N 140^\circ$. Pewna ilość osi układa się równoległe do upadu tzn. do kierunku działania siły wyznaczonego przez upad warstw, większość posiada jednak ułożenie poprzeczne. Diagram dla żwirowni w Lubianie przedstawia większe skupienie w ułożeniu poprzecznym.

Azymuty dłuższych osi kamieni na obu diagramach nie przedstawiają dokładnie kierunku strumieni wodnych określonego przez upady warstw. Osie dłuższe kamieni układają się do tego kierunku przeważnie poprzecznie. Na taki układ wpłynęły różne warunki. Pewne wyjaśnienie tego faktu może dać układ warstw w żwirowni w Gostomiu na głębokości 3 m, skąd pobrane zostały kamienie. Jak wykazała analiza (rys. 14), warstwowanie przebiega pod wpływem prądów kierunkowo zmiennych. Zatem zmienność prądów wodnych mogła spowodować podobne rozproszenie azymutów osi kamieni.

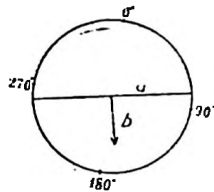
Wskaźnikiem porządkowania cząstek skalnych przez prąd wodny jest również kierunek nachylenia osi kamieni. Poruszone przez wodę układały się one dachówkowato, tzn. nasuwały się jedne na drugie z nachyleniem osi dłuższej w kierunku proksymalnym, czyli przeciw prądowi [4]. Rozproszenie azymutów osi i kątów nachylenia potwierdza różnokierunkowość prądów biorących udział w budowie tej części sandru. Wartość kątów nachylenia osi kamieni w większości wypadków odpowiada wartości nachylenia lamin w warstwach.



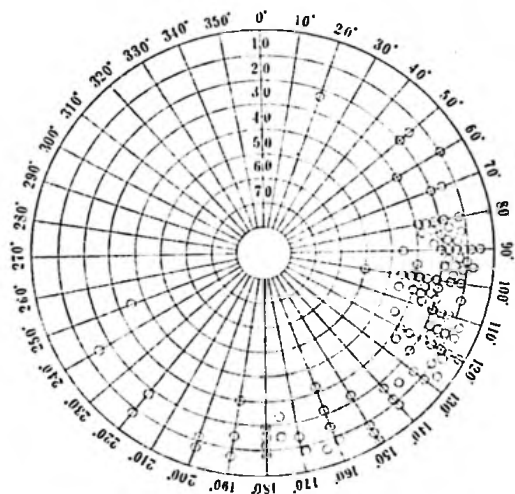
b. Gos tomie 80/115



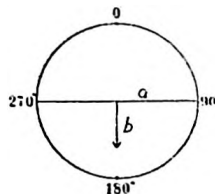
a. Położenie odkrywek w Gos tomie i Lubiana w stosunku do moreny czołowej



c. Gos tomie
a—oś strukturalna
b—kierunek działania siły



d. Lubiana 90/105



e. Lubiana
a—oś strukturalna
b—kierunek działania siły

Rys. 20. Ułożenie dłuższej osi glauzyków w sandrze

Azymuty osi kamieni i kierunek ich nachylenia (żwirownia w Gostomiu) podkreślają niespokojny przebieg procesów sedymentacyjnych w sandrze w pobliżu strefy moreny czołowej. Gwałtowne sphywanie wód mogło wywołać nurty poprzeczne lub nawet przeciwne do ogólnego kierunku biegu strumieni.

W żwirowni w Lubianie kamienie zostały pobrane z głębokości 2 m. Poprzednia analiza warstw na tej głębokości wykazała, że miała tu miejsce zmiana natężenia prądu z fazy sedymentacji płaskiej na fazę wydymową. Zahamowanie szybkości prądu mogło wpłynąć na poprzeczne ułożenie dłuższej osi kamieni do kierunku prądu. Może to być ułożenie wtórne. Osłabienie natężenia siły prądu spowodowało szybsze osadzanie materiału grubszego. Materiał ten nie podlegał działaniu słabszego prądu, lecz mógł się staczać po pochyłości dna, przejmując ułożenie poprzeczne osi dłuższej do kierunku prądu.

SEGREGACJA MATERIAŁU

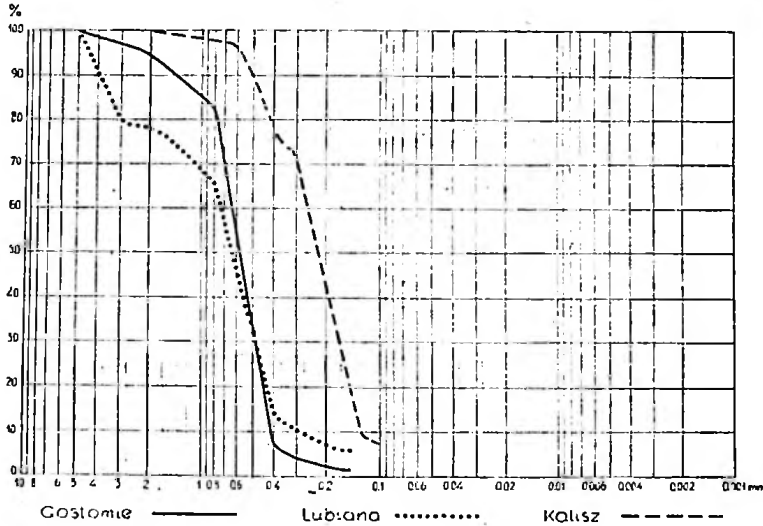
Materiał sandrowy składa się z piasków, żwirów, otoczków i głązów. Jest on wyniesiony ze strefy moreny czołowej przez wody roztopowe. Stosunek ilościowy poszczególnych frakcji jest uzależniony od odległości od moreny czołowej. Obserwacje wskazują, że ilość materiału grubego zmniejsza się wyraźnie w miarę posuwania się ku stronie dystalnej sandru. Na badanym obszarze obserwowano stosunek ilościowy głązów, otoczków i żwirów do materiału piaszczystego na przestrzeni otwartej sandru, na której nie ma przeszkód w postaci wysp moreny dennej. Na tej przestrzeni wody fluwioglacjalne mogły swobodnie sphywać i układały tylko ten materiał, który wynosiły z moreny czołowej. Obserwowano występowanie głązów na powierzchni, jak również występowanie grubego materiału na różnych głębokościach. W Gostomiu, Lubianie i Kaliszu odsłonięcia dały możliwość przeglądu materiału do 9 m w głąb, w Loryńcu do 5 m głębokości.

Średnica głązów, mierzona w najdalej wysuniętej na północ żwirowni w Gostomiu, wynosiła 0,80 m do 1,20 m. Głązy występują tu często, a poważny odsetek materiału stanowią również grube żwiry. Położona na południe od Gostomia odkrywka w Lubianie jest uboższa w głązy o tej średnicy. Zmniejszenie się ilości głązów w materiale sandru jest bardzo widoczne. Natomiast mniejsze otoczki i grube żwiry występują tu licznie. Dalej na południe grubszy materiał powoli niknie. W Loryńcu i Kaliszu materiał staje się drobniejszy, otoczki i żwiry występują rzadko a dominuje materiał piaszczysty.

Warunkiem takiej segregacji było różne natężenie siły wód roztopowych. W miarę oddalania od strefy moreny czołowej siła prądu stawała

się słabsza. Na skutek tego materiał grubszy opadał na dno a drobny wynoszony był dalej. Warstwy piasków, spotykane w pobliżu moreny czołowej świadczą o powolnym odpływie wód roztopowych. Ponowny okres intensywnego ich działania zaznacza się ułożeniem nowych warstw materiału grubego, przedzielonych warstwami piasków i żwirów.

Pewien obraz zależności segregacji od odległości od moreny czołowej mogą przedstawić krzywe granulometryczne materiału drobnego (rys. 21).



Rys. 21. Krzywe składu granulometrycznego

Próbki do przesiewu są wzięte z jednakowych głębokości z warstw o podobnej wielkości ziarn.

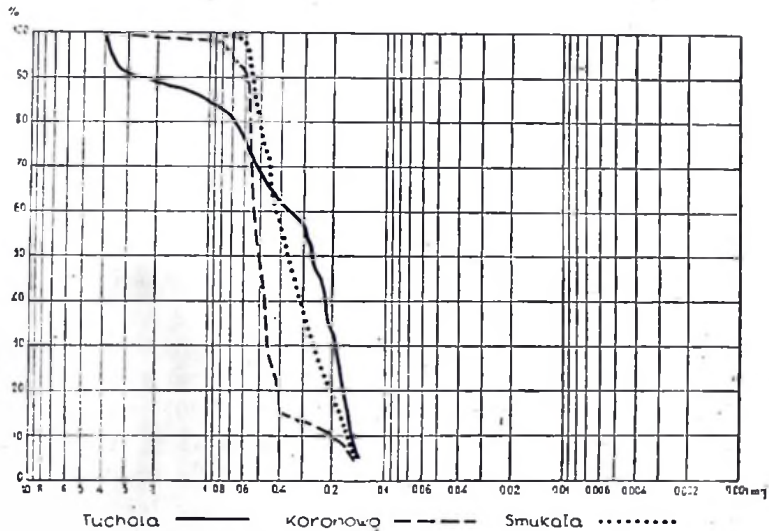
Z krzywej granulometrycznej można odczytać stopień segregacji materiału. Do określenia tego stopnia służy tzw. *ziarno efektywne* lub inaczej *ziarno miarodajne* albo *znamienny wymiar* [20] oraz *wskaźnik nierównomierności uziarnienia* [11, 20], zwany czasem *współczynnikiem uziarnienia*. Średnica ziarna znamiennego jest dla każdego osadu inna a wartość jej można odczytać z krzywej przesiewu: leży ona w punkcie przecięcia krzywej z odcięcą 10%. Stosunek średnicy ziarna znamiennego do średnicy leżącej na przecięciu krzywej z odcięcą 60% daje wartość *wskaźnika nierównomierności uziarnienia* i według A. Hazena wyraża się wzorem $U = d_{60}/d_{10}$. Wskaźniki te określają równoziarnistość piasków. Przy tym najlepsze uziarnienie wykazuje krzywa dla Gostomia. Załamanie krzywych w dolnej części może wskazywać na nadmiar materiału drobnego, obciążającego płynące wody i na gwałtowną jego akumulację. Z krzywej dla Kalisza można wnioskować o zmniejszaniu się ilości materiału niesionego przez wody, na skutek czego siła ich posorto-

wała materiał drobniejszy. Przebieg tej krzywej w części górnej wskazuje, że prąd nie był zdolny do wypłukiwania frakcji powyżej 0,6 mm średnicy, który to materiał był osadzany na dnie.

Pcwyższa analiza krzywych granulometrycznych informuje o przebiegu natężenia siły prądu i o sortowaniu materiału w stosunku do oddalenia od krawędzi lodowca. Ziarno znamienne wskazuje, że wody roztopowe w miarę oddalania od moreny czołowej układały materiał coraz drobniejszy. Współczynnik uziarnienia również potwierdza fakt sortowania materiału przez wody roztopowe.

Grubszy materiał spotykany w dystalnej części sandru mógł być ułożony przez silniejsze strugi lub prądy powstałe na skutek połączenia się strumieni w dalszym ich biegu. Połączona siła zmieniała fazę sedymentacyjną powodując większą erozję i porywanie materiału grubszego.

Krzywe granulometryczne dla Tucholi, Koronowa i Smukały mają przebieg podobny do poprzednich (rys. 22). Obszar ten stanowi więc dalszy ciąg sandru rozciągającego się od moreny czołowej stadium pomorskiego do pradoliny.



Rys. 22. Krzywe składu granulometrycznego

ŚLADY ZMIAN KLIMATYCZNYCH W STRUKTURZE SANDRU

Materiał sandrowy transportowany przez wody roztopowe w zasadzie powinien nosić na swej powierzchni ślady tego transportu. W celu rozpoznania tych śladów zbadano powierzchnię 100 kamieni o średnicy oko-



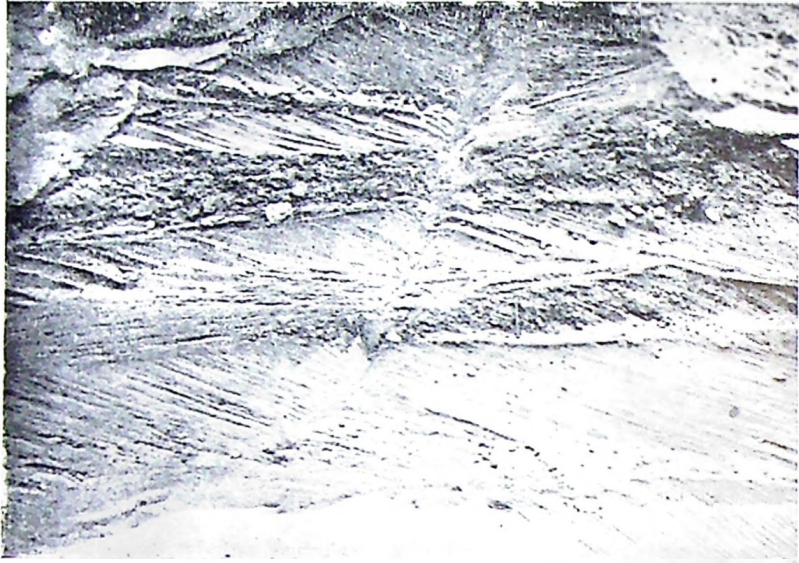
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 13. Loryniec. Faza wydymowa



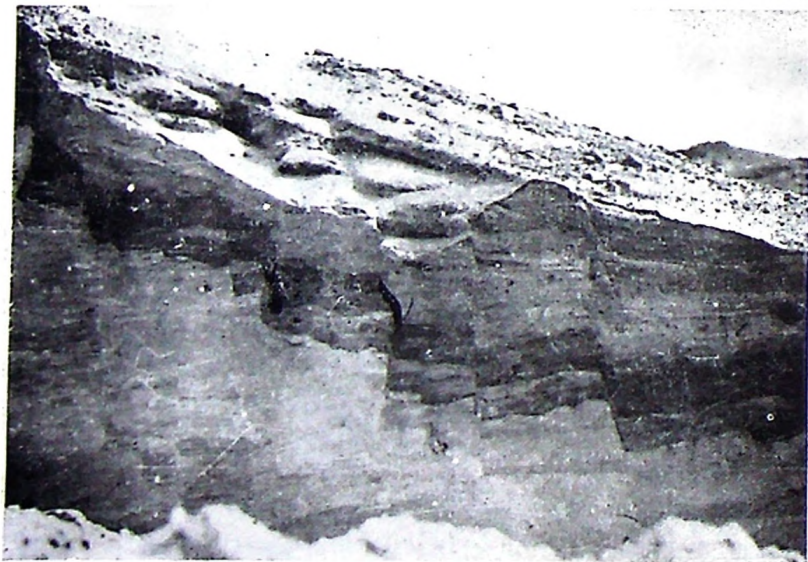
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 14. Tuchola. Faza wydymowa



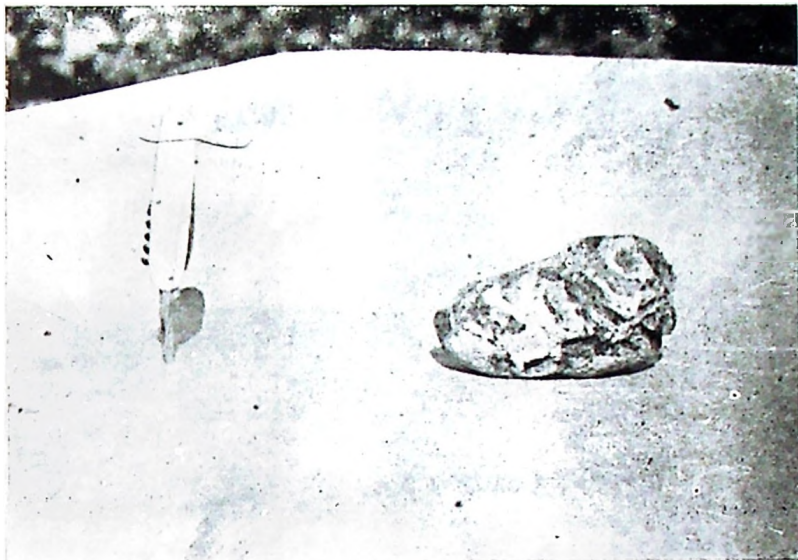
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 15. Lubiana. Szczelina mrozowa



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 16. Lubiana. Spękania kompacyjne



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 17. Lubiana. Eogliptolit



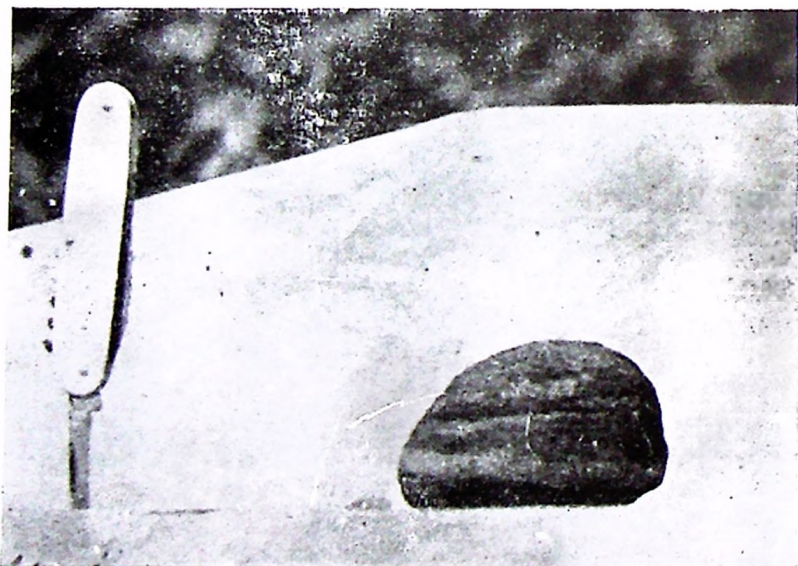
Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 18. Lubiana. Eogliptolit żeberkowy



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 19. Lubiana. Graniak



Fot. S. Jewtuchowicz, 1951

Fot. 20. Kalisz. Eologliptolit

to 15 cm. Materiał sandru składa się między innymi z głazów o średnicy powyżej 1 m, lecz występują one rzadziej. Dlatego, do określenia działania środowiska na rzeźbę powierzchni cząstek skalnych, wybrany został materiał występujący w większej ilości.

Kamienie zebrane zostały z dna żwirowni w Lubianie, w pobliżu jej wschodniej ściany. Pochodziły one z warstw leżących w głębi, pod powierzchnią. Kamienie w przeważającej ilości miały powierzchnię urozmaiconą. Szczególnie w skałach o różnym składzie mineralnym najczęstsze urozmaïcenia stanowiły drobne zagłębienia w formie dziurek. Niekiedy miały one kształt wydłużony, przypominający formę czółenek. Z innych cech powierzchni kamieni należy wymienić rysy równoległe, rysy różnokierunkowe i spękania. Na niektórych powierzchniach wszystkie te znaki występowały wspólnie: Kamienie znajdujące się na powierzchni sandru posiadały podobne urozmaïcenia.

Na 100 zbadanych kamieni 73 nosiły ślady dziurek, z tych 5 posiadało formę zbliżoną do czółenek. Niektóre kamienie posiadały na swej powierzchni podłużne żeberka i bruzdy wyrzeźbione przez wiatr. Powierzchnie kamieni były matowe, w niektórych wypadkach stwierdzono powierzchnie bardzo lekko politurowane.

Kamienie posiadające na swej powierzchni ślady rzeźby eolicznej zwane w literaturze anglosaskiej *ventifact* [10] występują często w materiale badanego sandru (fot. 17—20). Dylík [2] nazywa je *eologl'ptolitami* i zaznacza, że są one charakterystyczne dla środowiska peryglacjalnego. H o b b s [10] na podstawie obserwacji przeprowadzonych w Grenlandii uważa, że *eologliptolity* na obszarze sandru mogą powstawać drogą zmian procesów glacialno-eolicznych. W czasie cieplej pory roku wody fluwioglacialne wnoszą materiał skalny ze strefy krawędziowej lodowca na przedpole tworząc sandry. Zimą silne antycyklony wiejące od strony lodowca powodowały rzeźbienie eoliczne głazów. Przyczyną zmian ekspozycji eolicznej były wody roztopowe następnego okresu cieplejszego. Efektem tych procesów, twierdzi H o b b s [10], jest fakt występowania na obszarze sandrów wszelkiego rodzaju głazów rzeźbionych przez wiatr aż do graniaków włącznie.

Zmienność warunków klimatycznych pozostawiła ślady nie tylko na poszczególnych ziarnach materiału, lecz i w układzie warstw. Spotyka się tu częste zniekształcenia. W okresach powodzi wody fluwioglacialne osadzały materiał sandrowy. W następnym sezonie warunki ulegały zmianie. Na skutek tego mogły tworzyć się szczeliny kontrakcyjne [15], w które wciskał się później lód tworząc żyły.

Być może, że w ten sposób powstała deformacja w Lubianie (fot. 15). Występuje ona na głębokości 6—7,5 m. Powyżej 6 m ślad jej jest zatararty, a warstwowanie górnej strefy nie wskazuje na jakiegokolwiek zakłóce-

nia. Pęknięcie wytworzyło się prawdopodobnie na jakiejś powierzchni, która później została przykryta osadami następnych okresów powodziowych.

Poza wyżej wspomnianymi zniekształceniami, w strukturze sandru spotyka się jeszcze deformacje spowodowane przyczynami mechanicznymi. Jeżeli warstwy górne wywierały duży nacisk ku dołowi, pewne partie materiału ulegały kompaktacji, tworząc zniekształcenia w regularnym uwarstwieniu (fot. 16).

WYNIKI BADAŃ

Celem tej pracy jest zebranie cech struktury sandru. Zaznaczono już, że rozpoznanie tej formy na terenie wczesnych zlodowaceń jest utrudnione na skutek działania szeregu czynników denudacyjnych. Dotychczas stosowane w morfologii metody badań w tym wypadku nie są wystarczające. Dokładniejszą klasyfikację można uzyskać posługując się kryteriami strukturalnymi. Dlatego też dążeniem autora było, aby przy zastosowaniu tych kryteriów zebrać jak najwięcej danych, które pomogą w rozpoznaniu sandru na obszarach o zaawansowanej denudacji.

Podczas badań posługiwano się metodami geologicznymi, lecz były one tylko środkiem do osiągnięcia celu. Metody te służyły do rozwiązania szeregu problemów natury morfologicznej.

W rezultacie przedstawionych powyżej rozważań można określić cechy struktury sandru. Wystąpią one wyraźniej, gdy porównamy je z cechami strukturalnymi i teksturalnymi innych form akumulacji glacialnej. Porównanie to może wykazać różnice wewnętrznej budowy tych form i dać pewne kryteria dla ich klasyfikacji.

Przebieg osi morfologicznej i strukturalnej. Stosunek osi morfologicznej i strukturalnej dla moreny czołowej, drumlinu i ozu przedstawiła Dylkowa [4]. Według autorki, w morenie czołowej oś strukturalna i morfologiczna przebiegają równolegle. Rozproszenie azymutów biegu warstw nie jest wielkie. Mieści się ono w granicach od N 100 do N 150°. W drumlinie oś morfologiczna wychyla się w stosunku do osi strukturalnej od 28 do 70°. W rezultacie tego oś morfologiczna przebiega ukośnie do osi strukturalnej. W ozie natomiast oś morfologiczna układa się poprzecznie do osi strukturalnej. Rozproszenie azymutów biegu warstw jest w tym wypadku różne. W Sierakówku I [4] azymuty biegów zawarte są w granicach N 100 — N 150°, w Sierakówku II — w granicach N 25 — N 205°.

W opisywanym w tej pracy sandrze azymuty biegu warstw są zawarte między N 0 i N 160°. Oś strukturalna sandru, wyznaczona przez wy-

padkową biegów, przebiega w kształcie łuku i układa się mniej więcej równoległe do osi morfologicznej formy.

Układ osi teksturalnej i morfologicznej. Według badań Dylikowej [4], w morenie czołowej i w drumlinie wzajemny układ osi teksturalnej i morfologicznej jest poprzeczny, w ozie natomiast jest równoległy. W sandrze, podobnie jak w ozie, oś strukturalna przebiega w stosunku do osi morfologicznej równoległe.

Front działania siły w morenie czołowej jest szeroki, w drumlinie i w ozie wąski. W sandrze, tak jak w morenie czołowej front ten jest szeroki.

Przebieg procesów akumulacyjnych — następstwo faz. Dylikowa [4] podaje przebieg procesów sedymentacyjnych w morenie czołowej, drumlinie i ozie. Lubiń I wykazuje dla moreny czołowej wszystkie cztery fazy sedymentacyjne. Następstwo faz wskazuje jednak na bardzo nieregularny przebieg procesów. Faza sedymentacji płaskiej przechodzi bezpośrednio w fazę falistą, która zmienia się później na fazę wydmową, a ta z kolei przechodzi bezpośrednio w fazę antywydmową. Podobne następstwo faz wykazuje Lubiń II. Odkrywki w Zbójnie I wykazują dla drumlinu regularne następstwo faz sedymentacyjnych. Następstwo faz w ozie, w Sierakówku I wskazuje na nieregularność przebiegu procesów sedymentacyjnych. Są tu przeskoki z fazy wydmowej bezpośrednio do fazy antywydmowej.

W badanym sandrze nie obserwuje się tak gwałtownych zmian. W czasie tworzenia warstw działała tu siła o zmiennym natężeniu. Fazy sedymentacyjne zmieniały się rytmicznie. Po większym natężeniu prądu następowało osłabienie siły wody i później ponowne jej zwiększenie, np. faza II—III—II—III—II—III—II (rys. 15, 16). W niektórych wypadkach natężenie prądu malało stopniowo, faza ...IV—III—II. Uwarstwienie sandru nie wskazuje na bezpośrednie przejście fazy o wielkim natężeniu prądu do fazy o słabym natężeniu, lecz wykazuje stopniową zmianę natężenia siły wodnej.

Charakter materiału. Dotychczasowe badania wskazują, że różne formy akumulacji glacialnej zbudowane są z różnych rodzajów materiału. Morena czołowa jest zbudowana z głazów, żwirów, otoczków, piasków mułkowatych i gliny. Materiał drumlinu stanowią otoczaki, żwiry, piaski oraz glina. W ozie występują otoczaki, żwiry, piaski, piaski mułkowate i ły [4].

Materiał sandrowy składa się z głazów, otoczków, żwirów i piasków. Średnica mierzonych głazów wynosi od 0,80 m do 1,20 m. Najdrobniejszy piasek posiada 0,2 mm średnicy. Gliny w sandrze nie stwierdzono.

Sposób ułożenia materiału. Andersen [1] wyróżnia ogólnie w utworach fluwioglacialnych warstwy o ukośnej laminacji, war-

stwy ciągłe, złożone z pełnych układów laminacyjnych i ławice soczewkowate. Wyróżnia również ripple marki. Charakterystyczne dla osadów fluwioglacjalnych jest warstwowanie krzyżowe. Według Twenhofela [24] istnieje ono wtedy, gdy laminy przebiegają poprzecznie do powierzchni warstwowania w danej warstwie.

Według Dylkowej [4] materiał moreny czołowej w osadach pośredniej akumulacji układa się w ławice i soczewki; produktem bezpośredniej akumulacji lodowca jest glina, niekiedy z piaszczystymi smugami. W drumlinie materiał układa się w ławice, a materiał osadzony bezpośrednio tworzy glinę luskowatą. W ozie wyodrębnia auterka soczewki, wkładki ilaste, ripple marki.

W sandrze zmiana faz sedymentacyjnych przyczyniła się do powstania różnego rodzaju warstw. Występują tu warstwy ciągłe o ułożeniu równoległym do podłoża, warstwy nachylone, soczewki o małych rozmiarach i ripple marki prądowe. Soczewki układają się w podobne zespoły. Warstwowanie krzyżowe stanowi bardzo częsty sposób ułożenia materiału w sandrze. W strukturze sandrowej występują również warstwy bez laminacji. Brak laminacji spowodowany jest zmiennością faz sedymentacyjnych.

Rozmiary jednostek warstwowanych. Obserwowana przez Twenhofela [24] miąższość jednostek warstwowanych w osadach fluwioglacjalnych waha się od rozmiarów grubości papieru do wielu metrów, przeciętnie jednak mieści się w granicach od 5 cm do 50 cm. Rozmiary jednostek sedymentacyjnych zależne są od środowiska akumulacji oraz ilości i składu osadu. Materiał drobnoziarnisty daje zwykle warstwy o większych rozmiarach [24].

W sandrze obserwowano warstwy ciągnące się na długości od 0,5 m do 10,5 m w kierunku ich upadu. W żwirowni w Barkoczynie znaleziono warstwę zbudowaną z bardzo drobnego materiału, która rozciągała się na przestrzeni 78 m. Miąższość warstw sandru waha się od 0,2 m do 1,5 m.

Kąt upadu warstw. Zmienna siła prądu przyczyniła się do wytworzenia różnych kątów nachylenia warstw w sandrze. Właściwy kąt upadu warstw mieści się w granicach od 4 do 14°, z tym, że najbardziej typowy jest kąt 8°.

Materiał sandru posiada pewien stopień zaokrąglenia i kulistości. Najczęściej występujący wskaźnik zaokrąglenia żwirów wynosi 0,2 do 0,5, natomiast wskaźnik kulistości waha się od 0,5 do 0,8.

Materiał drobny w sandrze posiada bardzo dobry stopień uziarnienia. Wskaźnik uziarnienia dla piasków wynosi 1,7—2. Materiał sandru wykazuje dobrą segregację związaną z odległością od moreny czołowej.

Ułożenie dłuższej osi kamieni do kierunku działania siły. Według Wadella [26] dłuższa oś kamieni w ozie ukła-

da się równoległe do kierunku działania siły, w delcie glacialnej zaś prostopadle. Diagramy azymutów dłuższych osi kamieni, sporządzone przez Dylkową [4] na podstawie badań moreny czołowej w Lubiniu, wskazują na poprzeczne ułożenie dłuższych osi kamieni do kierunku ruchu. W innym wypadku diagramy te wykazują ułożenie równoległe. W osadach pośredniej akumulacji glacialnej w morenie czołowej azymuty dłuższych osi kamieni są rozproszone. W drumlinie dłuższe osie układają się równoległe lub poprzecznie do kierunku działania siły.

Badania Krumbeina [13] wykazują, że dłuższe osie kamieni w sandrze świadczą o ułożeniu deltowym. Rozproszenie azymutów osi tłumaczy Krumbein różnym kształtem kamieni i zmianą szybkości prądu.

Cząstki materiału w sandrze układają się równoległe do kierunku nurtu wody. Rysunek 20 wskazuje, że w Gostomiu proces sedymentacyjny odbywał się przy udziale kierunkowo zmiennych prądów. Ta różnokierunkowość prądu spowodowała wielkie rozproszenie azymutów osi. Siła pojedynczego nurtu w strumieniu porządkowała materiał, który się znalazł w zakresie jej działania. W niespokojnie płynących, potężnych strumieniach fluwioglacialnych mogły istnieć prądy poprzeczne. Strumienie mogły również meandrować. Warunki te wpływały na wielkie rozproszenie azymutów dłuższych osi cząstek niesionych przez wodę. Spostrzeżenia Krumbeina [13] potwierdzają różnokierunkowość prądów w strumieniach fluwioglacialnych.

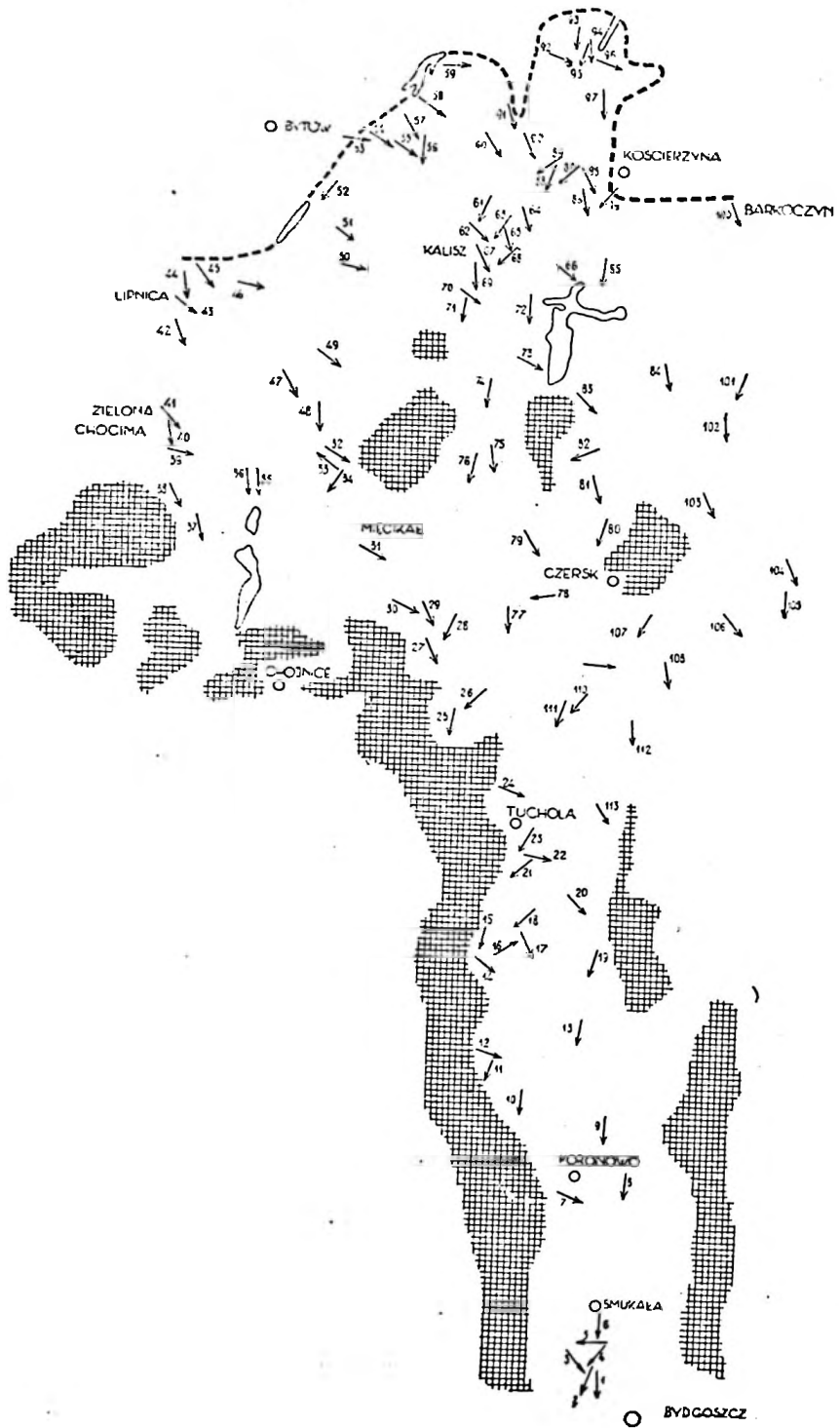
Na poprzeczne ułożenie dłuższej osi do kierunku splywania wody może wpłynąć również zmiana natężenia siły prądu. W wypadku, gdy natężenie siły staje się mniejsze, grubsze cząstki nie podlegają działaniu słabszego prądu, opadają na dno i mogą staczać się po jego pochyłości przyjmując poprzeczne ułożenie osi dłuższej. Warunki te wpływają na wielkie rozproszenie dłuższych osi kamieni znajdujących się w materiale sandrowym.

W strukturze sandru zarejestrowane są ślady zmian klimatycznych, którym podlegał badany obszar. Wskaźnikiem tego faktu są eologliptolity (fot. 17, 18, 19, 20) i mrozowe zaburzenia struktury.

Porównawcze zestawienie cech elementów strukturalnych i teksturalnych sandru, moreny czołowej, drumlinu i ozu (tabl. 2) informuje o różnicach w układzie głównych linii budowy tych form.

Z Zakładu Geografii Fizycznej
Uniwersytetu Łódzkiego

Praca przedstawiona na posiedzeniu naukowym
Wydziału III Łódzkiego Towarzystwa Naukowego
dnia 5 grudnia 1952 r.



Tablica 1

Zestawienie biegów i upadów warstw — orientacyjny spis miejscowości

1. Oplawiec	100/4S	47. Widno	50/9S
2. "	120/6S	48. "	90/10S
3. Trzuszczyn	20/4S	49. Kruszyn	10/8S
4. "	0/12S	50. Sominy	10/6S
5. Smukała	150/4S	51. "	30/11S
6. "	90/6S	52. Studzienice	140/14S
7. Koronowo	20/19S	53. Pólczo	180/8N
8. "	90/7S	54. "	20/10S
9. Olszewko	90/18S	55. "	30/15S
10. Buszkowo	0/8S	56. Wygoda	95/4S
11. Lucim	115/5S	57. Nakło	60/9S
12. Mąkowsko	10/12S	58. Sielczno	10/13S
13. Klonowo	70/8S	59. Grabów	160/18S
14. Kamienica	40/12S	60. Szol	60/16S
15. "	90/12S	61. Lipuska Huta	110/9S
16. Gostycyn	140/5S	62. " "	45/14S
17. "	50/14S	63. Wirów	120/13S
18. "	120/9S	64. Płoczyce	75/6S
19. Bysławek	90/12S	65. Szwedzki Ostrów	70/20S
20. Tuchola	50/9S	66. Loryniec	25/11S
21. "	140/5S	67. Kalisz	55/14S
22. "	20/8S	68. "	130/10S
23. "	120/7S	69. "	80/6S
24. "	25/4S	70. Dziemiany	30/24S
25. "	110/8S	71. "	100/7S
26. "	140/8S	72. Piechowice	80/10S
27. Rytel	70/8S	73. Wdzydze	20/9S
28. "	130/8S	74. "	80/10S
29. "	40/9S	75. Kosobudy	65/9S
30. "	20/12S	76. "	100/8S
31. Mięcikał	20/9S	77. Gutowiec	70/8S
32. Antoniew	20/8S	78. Czersk	155/5S
33. Wielki Chelm	25/14S	79. Mokre	55/9S
34. " "	120/7S	80. Malachin	85/7S
35. Swornigać	100/11S	81. "	60/6S
36. "	100/16S	82. Karszyn	140/5S
37. "	80/8S	83. Bąk	20/7S
38. Zielona Huta	80/8S	84. "	60/9S
39. Zielona Chocima	25/8S	85. Juszki	85/5S
40. " "	95/4S	86. Rybaki	70/18S
41. " "	60/7S	87. Lubiana	30/11S
42. Lipnica	80/15S	88. "	90/10S
43. "	45/12S	89. "	150/6S
44. "	80/10S	90. "	75/17S
45. "	50/7S	91. Gostomie	80/11S
46. "	0/8S	92. Gapowo	20/14S

93. Dubowo	110/11S	104. Osieczno	70/6S
94. Chrostowo	90/5S	105. „	95/8S'
95. Stężycza	100/10S	106. Szlachta	55/6S
96. „	30/13S	107. Ostrowite	110/7S
97. Skorzewo	95/6S	108. „	85/8S
98. Kościerzyna	60/11S	109. Legbąd	10/13S
99. Wierszyska	130/13S	110. Klocek	140/10S
100. Barkoczyn	60/3S	111. „	110/4S
101. Wygonin	120/10S	112. Sumin	80/6S
102. „	100/7S	113. „	55/8S
103. Szalamaje	60/7S		

Tablica 2

Zestawienie elementów struktury i tekstury sandru,
moreny czołowej, drumlinu i ozu

(Dane dotyczące moreny czołowej, drumlinu i ozu według Dylíkovej — 1952, Twenhofela — 1939, Wadella — 1936)

Elementy struktury	Sandr	Morena czołowa	Drumlin	Ozu
Układ osi morfologicznej i strukturalnej	równoległy	równoległy	ukośny	poprzeczny
Układ osi teksturalnej i morfologicznej	równoległy	poprzeczny	poprzeczny	równoległy
Front działania siły	szeroki	szeroki	wąski	wąski
Przebieg procesów akumulacyjnych — następstwo faz	IV-III-IV-III-IV i II-III-II-III-II- III-II lub IV-III-IV-III-II- III-II	III-I-II-IV	III-II	III-II-I-II-IV
Charakter materiału	glazy, otoczaki, żwiry, piaski	glazy, otoczaki, żwiry, piaski, piaski mułkowate, glina	otoczaki, żwiry, piaski, glina	otoczaki, żwiry, piaski, piaski mułkowate, ily
Rodzaj jednostek sedymentacyjnych	warstwy ciągle ułożeniu równoległym do podłoża, warstwy nachyłone, małe soczewki, ripple marki prądowe, warstwowanie krzyżowe	ławice, soczewki, glina z piaszczystymi smugami	ławice, łuskowata glina	warstwy, soczewki, wkładki ilaste, ripple marki

Elementy struktury	Sandr	Morena czołowa	Drumlin	Oz
Rozmiary jednostek warstwowych	grubość 0,2—1,5 m; długość w kierunku upadu warstw 0,5—78 m	grubość: od grubości papieru do wielu m, najczęściej 5—50 cm; na ogół rozmiary zależne od środowiska akumulacji i składu sedymentu		
Kąt nachylenia lamin	w partiach czołowych 18—26°, w partiach spagowych 4—8°	największy znany 43°; nachylenie zależy od ilości i grubości materiału oraz od intensywności akumulacji		
Kąt upadu warstw	4—14°			
Stopień zaokrąglenia i kulistości materiału	zaokrąglenie żwirów 0,2—0,5; kulistość żwirów 0,5—0,8			
Wskaźnik nierównomierności uziarnienia piasku	1,7—2			
Stosunek dłuższej osi kamieni do kierunku działania siły	rozproszony w wysokim stopniu; według Krumbeina układ deltowy	w glinie poprzeczny, w osadach fluwioglacjalnej akumulacji — osie rozproszone	w glinie równoległy	równoległy
Inne elementy	soliflukcja, kompaktacja, głązy rzeźbione przez wiatr	kompaktacja		soliflukcja

LITERATURA

1. Andersen S. A., Om Aase of Terrasser inden for Susaa's Vandomraade og deres Vidnesbyrd om Isafsmeltingens Forløb. *Danm. Geol. Unders.*, II R., no 54. Kbenhavn 1931.
2. Dylík J., Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. Warszawa 1952.
3. Dylík J., Peryglacjalne struktury w plejstocenie środkowej Polski. Warszawa 1952.
4. Dylíkowa A., O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. Łódź 1952.
5. Flint R. F., *Glacial Geology and the Pleistocene Epoch*. New York 1948.
6. Galon R., Morfologia doliny Drwęcy. *Badania geograficzne nad Polską Póln.-Zach.*, z. 6—7. Poznań 1931.
7. Galon R., Morfologia doliny i sandru Brdy. *Tow. Nauk. w Toruniu, Sectio C.* vol I, 6.
8. Geinitz F. E., *Die Eiszeit*. Braunschweig 1906.
9. Gołąb J., *Zasady zdjęć geologicznych*. Katowice 1951.
10. Hobbs W. H., *Glacial Studies of the Pleistocene of North America*. Ann Arbor 1947.
11. Keil K., *Ingenieurgeologie und Geotechnik*. Halle 1951.
12. Klebelsberg R., *Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie*. Wien 1948-49.
13. Krumbein W. C., Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits *Jour. Geol.*, vol. 47, 1939.
14. Krumbein W. C., Pettijohn F. J., *Manual of sedimentary petrography*. New York 1938.
15. Leffingwell E., Ground-ice wedges. *Jour. Geol.*, vo' 23, 1915.
16. Lundquist G., The orientation of the block material in certain species of flow earth. *Geogr. Annaler*. Bd. 31, 1949.
17. Łuczickij W. I., *Petrografija*. Moskwa—Leningrad 1949.
18. Pawłowski S., Kryteria morfologiczne i inne w ocenie dyluwium Danii i Polski. *Kosmos*, 1930.
19. Pawłowski S., La Poméranie et le littoral de la mer Baltique. *C. R. du Congrès Intern. de Géogr. Varsovie 1934*, Exc. B 2.
20. Piętkowski R., *Mechanika gruntów*. Warszawa 1952.
21. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski, podz. 1: 300 000 Wyd. A. PIG, Warszawa.
22. Richter K., *Die Eiszeit in Norddeutschland*. Berlin 1937.
23. Sokołow N. N., O principach stratigrafii lednikowych otłożeń. *Izw. Wsiesoj. Geogr. Obszcz.*, t. 79, 1947.
24. Twenhofel W. H., *Principles of sedimentation*. New York 1939.
25. Twenhofel W. H., Tyler S. A., *Methods of study of sediments*. New York—London 1941.
26. Wadell H., Volume, shape and shape position of rock fragments in openwork gravel. *Geogr. Annaler*, Bd. 18, 1936.
27. Woldstedt P., *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter*. Stuttgart 1950.

СТЕФАН ЕВТУХОВИЧ

СТРУКТУРА ЗАНДРА

КРАТКОЕ СОДЕРЖАНИЕ

В ландшафте более ранних оледенений отчетливость форм замазана факторами денудации и эрозии; поэтому классификация этих форм затруднительна. Морфологический метод при таких условиях недостаточен, для полной классификации форм надо вникнуть вглубь отдельных форм, исследовать их внутреннюю структуру. Этот метод позволит определить отличительные черты структуры форм и затем путем сравнения точнее их классифицировать. А потому исследования стремились к сбору как можно больше черт внутреннего строения зандра; тех черт, которые помогли бы отличить эту форму в областях разрушенного ледникового ландшафта. Исследована область южного рельефа, в котором не разрушены отдельные формы гляциальной аккумуляции, а их соседство ясно подчёркивает свойственный зандру морфологический облик.

Принимая во внимание современные достижения в области структуры форм ледниковой аккумуляции, установлены следующие элементы внутреннего строения зандра:

1. Взаимоположение осей: структурной и морфологической;
2. Взаимоположение осей: текстурной и морфологической;
3. Фронт действия силы;
4. Развитие процессов аккумуляции — последовательность фаз седиментации;
5. Характер материала;
6. Род седиментационных единиц;
7. Размеры слоистых единиц;
8. Падение слоев;
9. Коэффициент округленности и сферичности материала;
10. Коэффициент неравномерности песчаных зёрен;
11. Селекция материала по отношению к конечной морене;
12. Положение продольной оси камней по отношению к направлению силы;
13. Прочие элементы структуры.

Ось структуры, ось текстуры и фронт силы определены помощью направлений простираения и падения слоев в зандре. Эти элементы определяют общие конструктивные рамы, заполняемые другими составными частями внутреннего строения по мере развития процессов седиментации. Ось структуры в зандре соответствует среднему направлению простираения слоев; она дугообразна, но её положение относительно морфологической оси лишь немного отклоняется от параллелизма. Ось текстуры в зандре совпадает с осью структуры; следовательно, она также почти параллельна морфологической оси. Фронт силы широк.

Взаимоположение этих элементов структуры в зандре является его характерной чертой в сравнении с положениями их в других формах гляциальной аккумуляции. Сопоставление положений оси структуры, оси текстуры и фронта силы в зандре, конечной морене, друмлине и озе помещено в табл. 2.

Формы ледникового ландшафта возникали вследствие аккумуляции: непосредственной и посредственной. В связи с этим можно говорить также о разных средах аккумуляции. Каждая среда была в иных условиях, влиявших на разный ход процессов аккумуляции. Этот ход зависел от роста или ослабления силы, создающей форму. Об изменениях силы свидетельствуют седиментационные фазы. Эти изменения зарегистрированы в способе залегания слоев и характере их. Наслоение позволяет прочесть фазы седиментации и изменения в них. Условия аккумуляции в отдельных формах были разные, потому и седиментация в этих формах протекала также разнообразно и что следует отсюда, последовательность фаз может быть другая. На примере обнажений в Гостоме и Любяне отмечен в зандре следующий ток фаз: последовательность их ритмична, без сильных скачков от фазы, напряженной к фазе ненапряженной. Сила воды всегда изменяется постепенно. По наблюдениям А. Дылик в других формах гляциальной аккумуляции седиментация протекала спокойнее. Эти факты видны из таблицы 2.

Формы ледникового ландшафта содержат материал происходящий от непосредственной или посредственной аккумуляции. Характер материала может составлять один из критериев для его классификации. Помещенное в таблице 2 сопоставление материала, характерного для форм гляциальной аккумуляции указывает на то, что в зандре выступают чаще всего: валуны, гальки, щебни и пески.

Условия среди седиментации повлияли на различные способы накопления материала. Весьма частое характерное наслоение в зандре может лишь слабо проявляться в друмлине или же в конечной морене. Поэтому наслоение форм может составлять один из отличительных элементов их структуры. В зандре материал укладывается в непрерывные слои, параллельные основанию, а также в наклонные слои, небольшие линзы, риппель-марки и перекрестные слои. Таблица 2 позволяет сравнить способы накопления материала в формах гляциальной аккумуляции.

Размеры слоистых единиц зависят от среды аккумуляции и от состава седимента. Мощность исследуемых толщ в зандре составляют от 0,2 м до 1,5 м. Длина по направлению падения слоев колеблется от 0,5 м до 78 м. Падение слоев зандра заключено в границах от 4° до 14° .

Каждый горизонт аккумуляции отличается коэффициентами: округленности и сферичности материала, а также степенью его селекции. Эти свойства могут указать на характер силы и длину транспорта. Щебни из зандрового материала собранного в обнажениях Гостоме, Любяна и Калиш проявляли средней коэффициент округленности от 0,2 до 0,5, коэффициент сферичности 0,5—0,8.

Гранулометрические кривые обнаруживают хорошую селекцию зандрового материала. Коэффициент неравномерности песчаных зёрен равен 1,7—2.

Сила, создающая форму, приводит в порядок материал. Частицы подчиняются этой силе, принимая положение наименьшего сопротивления. Поэтому направление силы можно определить на основании направлений продольных осей камней. В зандре ввиду свойств среды и создающей силы, направления этих осей в высшей степени рассеяны; это вызвано поперечными течениями флювио-гляциальных потоков или же их меандрированием. Продольные оси

камней могут укладываться поперек движения. Такое положение — это следствие внезапной задержки силы воды. Положения продольных осей камней в зандре и прочих формах гляциальной аккумуляции сопоставлены в таблице 2.

К прочим элементам структуры зандра надо причислить деформации, вызванные морозными процессами или компакцией. Материал зандра на своей поверхности носит следы золотой обработки. Деформации слоёв от морозов и камни, обработанные ветром, указывают на влияние изменений климата на структуру исследуемого зандра.

Таблица 2

Сопоставление элементов структуры и текстуры зандра, конечной морены, друмлины и оза
Данные, касающиеся конечной морены, друмлины и оза,
взяты у А. Дылик (1932), Турнгофеля (1939) и Ваделля (1936)

Элементы структуры	Зандр	Конечная морена	Друмлин	Оз
Взаимоположение осей: структуральной и морфологической	параллельное	параллельное	косое	поперечное
Взаимоположение осей: текстуральной и морфологической	параллельное	поперечное	поперечное	параллельное
Фронт действия силы	широкий	широкий	узкий	узкий
Развитие процессов аккумуляции — последовательность фаз	IV-III-IV-III-IV и II-III-II-III-II- III-II или IV-III-IV-III-II III-II	III-I-II-IV	III-II	III-II-I-II-IV
Характер материала	валуны, гальки, щебни, пески	валуны, гальки, щебни, пески, супеси, валунная глина	гальки, щебни, пески, валунная глина	гальки, щебни, пески, супеси, илы
Род седиментационных единиц	непрерывные слои, параллельные основанию; наклонные слои, небольшие линзы, риппель-марки, перекрестные наложения	линзы, глина с песчаными полосами	чешуйчатая глина	слои, линзы, илестые прослойки, риппель-марки

Элементы структуры	Зандр	Конечная морена	Друмлин	Оз
Размеры слоистых единиц	мощность толщи 0,2 м до 1,5 м, длина по направлению падения слоев от 0,5 м до 78 м	мощность толщи: от толщины бумаги до многих метров, чаще всего от 0,05 м до 0,5 м; в общем размеры зависят от среды аккумуляции и состава седимента		
Угол падения ламин	во фронтальных партиях 18—26°, в спонговых 4—8°	наибольший известный 43°; падение зависит от количества и мощности материала, а также от размеров аккумуляции		
Падение слоев	4—14°			
Коэффициент округленности и сферичности материала	округленность щебней 0,2—0,5; сферичность щебней 0,5—0,8			
Коэффициент неравномерности песчаных зёрен	1,7—2			
Положение продольной оси камней по отношению к направлению силы	в высшей степени рассеянное; по К р у м б е й н у — дельтовая система	в глине — поперечное; в отложениях флювногляциальной аккумуляции — оси рассеяны	в глине — параллельное	параллельное
Прочие элементы	солифлюкция, компакция, обработка валунов ветром	компакция		солифлюкция

ПЕРЕЧЕНЬ ИЛЛЮСТРАЦИЙ

Рисунки

	Стр.
1. Граница конечной морены и зандра	9
1. зандр; 2. конечная морена.	
2. Положение обнажений	10
1. граница конечной морены и зандра; 2. основная морена.	
3. Диаграммы простираения слоев	12
а. сопоставление направлений простираения; б. число обмеров простираения в отдельных классах таблицы: класс, среднее значение для класса, число обмеров; с. средние направления простираения на оси ординат — число обмеров, на оси абсцисс — средняя класса.	
4. Дельтовая система стока талых вод (на основании рис. 3)	13

5. Взаимоположение осей: морфологической, структуральной, текстуральной и направления силы 13
 а. ось морфологическая, б. ось структуральная, с. ось текстуральная, д. направление силы.
6. Положение оси структуры в зандре 1
 — — направления простираания слоев, 1. ось структуры, 2. основная морена.
7. Направления падения слоев в зандре 15
8. Сеть потоков талых вод в области зандра; сеть воспроизведена на основании направлений падения слоев 16
 1. основная морена, 2. граница конечной морены.
9. Диаграмма падений слоев в зандре 17
 на оси ординат — число обмеров, на оси абсцисс — падение слоев.
10. Кривая значений падения слоев в зандре вдоль линии Грабов—Калиш—Тухоля—Смукала 18
 а. падение слоев, б. расстояние от конечной морены.
11. Продольный профиль зандра по меридиану $17^{\circ}55'$, вдоль линии Журомин—Смукала 19
 в таблице: отрезок, длина в км, разница высот в метрах, уклон в м/км.
12. Поперечный профиль зандра по параллели $54^{\circ}05'N$, в доль линии оз. Студзеницкое—Сарново 20
 (отношение горизонтального масштаба к вертикальному равно 10:1).
13. Гостоме при Костежине. Наслоение зандра. Фаза IV 21
 1. слоистый песок диаметром в 0,2 мм—1 мм, падение прослоек 8° ; 2. слоистый песок диаметром в 1 мм, со щебнем диаметром в 5 мм, падение прослоек 22° ; 3. слоистый песок диаметром в 1 мм—2 мм; 4. слоистые пески и щебни, падение прослоек 6° ; 5. слоистые пески диаметром 1 мм—2 мм, падение прослоек 8° ; 6. слоистый материал диаметром в 2 мм—5 мм, падение прослоек 8° ; 7. слоистые пески диаметром в 1 мм—2 мм; 8. слоистые пески, диаметром в 0,2 мм—1 мм, падение прослоек 8° ; 9. слоистые щебни диаметром 2 мм—5 мм; 10. слоистые щебни; 11. слоистые щебни; 12. слоистые щебни диаметром в 5 мм—15 мм; 13. слоистый материал диаметром в 1 мм—30 мм.
14. Гостоме при Костежине. Наслоение зандра. Фаза IV-III-IV-III 22
 1. слоистые пески диаметром в 0,75 мм—2 мм; 2. материал диаметром в 1,5 мм—6 мм, в нем гальки диаметром в 7 см; 3. слоистые пески диаметром в 0,75 мм—2 мм; 4. материал диаметром в 1 мм—3 см, в крупнозернистом материале выступают гальки диаметром до 9 см; 5. слоистые пески и щебни; 6. слоистые пески диаметром в 1 мм—2 мм; 7. слоистые пески диаметром в 0,75 мм—2 мм; 8. слоистый материал диаметром в 1 мм—2 см; 9. слоистый материал диаметром 1,5 мм—2 см; 10. слоистые пески диаметром в 0,5 мм—1 мм; 11. неслоистый материал диаметром 1 мм—30 см; 12. материал диаметром в 1 мм—2 см; 13. пески диаметром в 1 мм—2 мм.
15. Любяна при Костежине. Наслоение зандра. Фаза II-III-II-III-II-III-II 24
 1. слоистые пески диаметром в 0,3 мм—1 мм, в них валунчики диаметром до 4 см; 2. неслоистый песок диаметром в 0,5—1 мм; 3. слоистый материал диаметром в 1 мм—10 мм; 4. неслоистый щебень диаметром в 4 см; 5. слоистый материал диаметром в 0,3 мм—3 мм; 6. слоистые пески диаметром в 0,5 мм—1,5 мм; 7. слоистый материал диаметром в 0,5 мм—6 мм; 8. материал диаметром в 0,5 мм до 3 см; 9. слоистые пески диаметром в 0,5 мм и щебни диаметром в 5 мм; 10. слоистые пески, темные и светлые, диаметром в 0,3 мм; 11. слоистые пески диаметром в 0,3 мм—2 мм.
16. Любяна при Костежине. Наслоение зандра. Фаза II-III-II-III-IV-III-IV 25
 1. слоистые пески диаметром в 0,25 мм—3 мм, прослойки наклоненные под углом 20° ; 1а. слоистые пески диаметром в 0,25 мм—2 мм; 2. слоистые пески диаметром в 0,25 мм—0,5 мм, падение прослоек 24° ;

3. неслоистый, среднезернистый песок диаметром в 0,3 мм; 4. слоистый материал диаметром в 1 мм—2 мм; 5. слоистые пески диаметром в 0,25 мм—0,75 мм; 6. материал диаметром в 0,25 мм—1 мм; 7. мелкозернистый песок; 8. неслоистый очень мелкозернистый и просто мелкозернистый щебень; 9. слоистые мелкозернистые и среднезернистые щебни; 10. слоистый материал диаметром в 1 мм—3 мм; 11. слоистые мелко- и среднезернистые пески; 12. слоистый материал диаметром в 0,25 мм—6 мм; 13. горизонт риппель-марков; 14. слоистый материал диаметром в 0,25 мм—1,25 мм; 15. неслоистый материал диаметром в 0,25 мм—31 см; 16. слоистый песок диаметром в 0,25—0,3—0,5 мм; 17. неслоистый материал диаметром в 0,25 мм—0,45 мм; 18. слоистый песок диаметром в 0,25 мм—1 мм; 19. слой крупнозернистого щебня, смешанного с песком; 20. неслоистый песок диаметром в 0,25 мм—1 мм.		
17. Диаграммы округленности зерен щебня в зандре		28
18. Диаграммы сферичности зерен щебня в зандре		28
19. Зерна мелкого песка, видимые в микроскоп. Материал взят из окрестностей Черска, диаметр зерен 0,2 мм—0,5 мм		29
20. Положение продольной оси валунчиков в зандре		31
21. Гранулометрические кривые		33
22. Гранулометрические кривые		34.

Фотографии

1. Лорынец. Зандровая равнина	
2. Гостоме. Залегание материала антидюнной фазы	
3. Гостоме. Фаза антидюнной седиментации	
4. Гостоме. Горизонтальный слой, отложенный в фазе горизонтальной седиментации, делит слои антидюнной фазы	
5. Любяна. Мощность толщи материала и его залегание указывают на изменение фаз седиментации	
6. Любяна. Переход от фазы седиментации дюнной к горизонтальной	
7. Любяна. Верхний слой с риппель-марками	
8. Любяна. Изменение фазы седиментации	
9. Любяна. Дюнная фаза. наклонное наслоение	
10. Любяна. Непрерывный слой	
11. Калиш. Дюнная фаза, перекрестное наслоение	
12. Калиш. Дюнная фаза, перекрестное наслоение	
13. Лорынец. Дюнная фаза	
14. Тухоля. Дюнная фаза	
15. Любяна. Мерзлотная щель	
16. Любяна. Компакционные трещины	
17. Любяна. Зооглиптолит	
18. Любяна. Зооглиптолит с «рёбрышками»	
19. Любяна. Ветрогранник	
20. Калиш. Зооглиптолит	

Таблицы

	Стр.
1. Простираения и падения слоев — ориентировочный перечень местностей	40
2. Сопоставление элементов структуры и текстуры зандра, конечной морены, друмлины и оза	47

STEFAN JEWTUCHOWICZ

STRUCTURE OF OUTWASH PLAIN

SUMMARY

In landscapes of earlier glaciation, the distinctness of the forms is obliterated by denudating and eroding agents. This renders the classification of these forms somewhat difficult. Hence, the morphological method alone, seems insufficient. Full classification of the forms in a landscape of that type requires thorough examination of each separate form and inquiry into its internal structure. Such method will permit to distinguish the structural features of these forms, whereupon their contrasts may facilitate an exact identification. The aim of research was therefore to collect the greatest possible number of such features of the internal structure of outwash plain which might prove helpful in the recognition of this form in areas of destroyed, glacial landscape. The investigated terrain was one of youthful relief, where the particular forms of glacial accumulation appear undestroyed and whose neighbouring portions display a morphological picture unmistakably characteristic of outwash plain.

Considering the evidence hitherto obtained with regard to the structure of forms of glacial accumulation, it was possible to establish the following elements of the internal structure of outwash plain:

1. The relation between the morphological and the structural axis.
2. The relation between the textural and the morphological axis.
3. The front of the force action.
4. The course of accumulative processes — the sequence of sedimentation phases.
5. The character of material.
6. The art of the units of sediments.
7. The size of the stratified units.
8. The angle of the strata dip.
9. Roundness and sphericity of the material.
10. Index of sorting.
11. The sorting of the grains according to their distance from the terminal moraine.
12. The position of the longer stone axis with respect to the direction of the force action.
13. Other structural elements.

The structural and the textural axes as well as the front of force were determined from the azimuths of direction and from the strata dip in the outwash plain. These elements constitute the main constructive framework of the form; together with the development of the sedimental processes it became gradually filled with other components. The structural axis the outwash plain represents the outcome of

the azimuths in the direction of the deposits. Its shape is arcuate, but its position is more or less parallel to that of the morphological axis. The textural axis of the outwash plain coincides with the structural axis and runs also parallelly to the morphological axis. The front of force is broad. The relationship of these structural elements of outwash plain is one of its characteristic features in contrast to that of the same elements in other forms of glacial accumulation. An illustration of this relationship between the structural axis, the textural axis and the front of force in outwash plain, terminal moraine, drumlin and esker is presented on Table 2.

The forms of glacial landscape may be due both to direct and to indirect accumulation. Hence, one may rightly speak of different accumulative environments. Each environment offered different conditions which influenced the course of accumulative processes. Changes in the course of these processes were due to variations in the intensity of the force productive of the form. The sedimentation phases reveal the variability of the power of current. This variability is also recognizable in the distribution of the deposits and in their character. The stratification permits to read the sedimental phases and their changes. Conditions of accumulation being different for each, the sedimentation of each followed a different course, and may also have produced a different sequence of phases. The gravel pits of Gostomie and Lubiana supplied evidence which permitted to establish the following course of phases in outwash plain: the phases succeeded one another rhythmically, passing without hectic leaps from a phase of great intensity into one of slighter intensity. A gradual intensification of water action was the rule. According to the observations by Mrs. Dylik — sedimental processes in other forms of glacial accumulation show a more turbulent course. These facts are contrasted on Table 2.

The forms of glacial landscape contain material of both direct and indirect accumulation. The character of material may provide a criterion for their classification. The contrast presented on Table 2 with the material characteristic of forms of glacial accumulation, shows that outwash plain displays foremost: boulders, pebbles, gravels and sands.

The environmental conditions of sedimentation produced different modes in the distribution of rock material. The most frequent stratification, characteristic of outwash plain, may be very feebly expressed by drumlin and terminal moraine. Hence, stratification may be considered as one of the differentiating elements between one structure and the other. In outwash plain, the material reveals a pattern of continuous layers running parallelly to the substratum, inclined strata, small lenses, current ripple marks and cross layers. Table 2 shows the contrast with the mode of distribution of material in forms of glacial accumulation.

The size of the stratified units depends on the accumulative environment and on the constitution of the deposits. The thickness of the layers noted in outwash plain was 0,2—1,5 m. The length of the layers in the direction of the strata dip was 0,5—78 m. The dip angle of the outwash plain strata varies from 4° to 14°.

Each accumulative level can be recognized at a certain degree of roundness and sphericity of the material, as well as by its degree of sorting. These facts may reveal the character of the force and the length of the transport. Material collected in the gravel pits of Gostomie, Lubiana and Kalisz goes to prove that the average degree of roundness in gravel amounts — in the investigated outwash plain — to 0,2—0,5, the degree of sphericity to 0,5—0,8.

The granulometric curves show a thorough sorting of the outwash material. 1,7—2 is the indicator of the granulation of sands.

The constructive force of the form is responsible for the arrangement of the material. The particles yielded to the force by adopting such a position which was likely to reduce their resistance. That is why the direction of the force action may be determined from the evidence of the azimuths of the longer axes. In outwash plain, the azimuths of the longer stone axes are greatly scattered owing to the properties of both the environment and the force productive of the form. The dispersion is due to transversal currents in the glacio-fluvial streams, or else to the meandering of these streams. The longer stone axes may also be transversal to the direction of the movements. This position resulted from a violent inhibition of the impact of water. The contrast between the pattern of the longer stone axes in outwash plain and the same pattern in other forms of glacial accumulation is stressed on Table 2.

Amongst other elements of outwash plain, worth noting are deformations due to frost action and compaction. The surface of the outwash plain material bears traces of colian reliefs. The deformations of the strata due to frost action, as much as the presence of wind worn stones reveal the influence of climatic changes upon the structure of the investigated outwash plain.

Table 2

The elements of structure and texture
of the outwash plain, terminal moraine, drumlin and esker

(The data concerning the terminal moraine, the drumlin and the esker after Dylikowa 1952.
Twenhofel 1939, Wadell 1936)

Elements of structure	Outwash plain	Terminal moraine	Drumlin	Esker
The relation between the morphological and the structural axis	parallel	parallel	oblique	transversal
The relation between the morphological and the textural axis	parallel	transversal	transversal	parallel
The front of force	broad	broad	narrow	narrow
The course of accumulative processes — the sequence of sedimentation phases	IV-III-IV-III-IV and II-III-II-III-II- III-II or IV-III-IV-III-II III-II	III-I-II-IV	III-II	III-II-I-II-IV
The character of material	boulders, pebbles, gravels, sands	boulders, pebbles, gra- vels, sands, silty sands, boulder-clay	pebbles, gravels, sands, boul- der-clay	pebbles, gra- vels, sands, silty sands, clays

Elements of structure	Outwash plain	Terminal moraine	Drumlin	Esker
The art of the units of sediments	continuous strata disposed parallelly to the substratum; inclined strata, small lenses, current ripple marks, cross bedding	banks, lenses, till with sandy stripes	banks, shearing-plans	strata, lenses, clay inclusions, ripple marks
The size of the stratified units	thickness 0,2—1,5 m, length in the direction of the strata dip 0,5—78 m	thickness from paper-thin to many meters with most from 5 to 50 cm; generally dimensions vary with the environments of deposition and the supply character of composing sediments		
The angle of the dip of laminae	in the bottomsets 18—26° in the foresets 4—8°	the highest inclination known — 43°; the inclination depends on the quantity and the coarseness of the material and the intensity of deposition		
The angle of the strata dip	4—14°			
Roundness and sphericity of the material	the roundness of gravel 0,2—0,5 the sphericity of gravel 0,5—0,8			
Index of sorting	1,7—2			
Relation between the orientation of the longer axis and the front of force	high degree of dispersion; deltoide pattern Krumbein's	transversal in the boulder-clay, dispersed in glacio-fluvial deposits	in the boulder-clay parallel	parallel
Other elements	solifluction, compaction, eoglip-toliths	compaction		solifluction

LIST OF ILLUSTRATIONS

Figures	pag.
1. Boundaries of terminal moraine and outwash plain	9
1. outwash plain, 2. terminal moraine	
2. Locality of exposures	10
1. boundaries of terminal moraine and outwash plain, 2. ground moraine	
3. Diagrams of the pattern of the strikes of the strata	12
a. the pattern of the strikes of the strata, b. number of measurements of the strike of the strata in each particular class; in the table: class, middle point of class, number of measurements, c. the pattern of the mean strike of the strata in the axis of ordinates: number of measurements in the axis of abscissae: middle point of class	
4. Schematic illustration of the delta downwash of meltwaters (on base of fig. 3)	13

	pag.
5. Course of morphological axis, structural axis and textural axis and the direction of the force action	13
a. morphological axis, b. structural axis, c. textural axis, d. direction of force	
6. Course of the structural axis in outwash plain	14
— — — strikes, 1. structural axis, 2. ground moraine	
7. Directions of dipping in the outwash plain	15
8. Network of the streams of meltwaters in the outwash plain, reconstruction on the base of the dip directions	16
1. ground moraine, 2. limit of terminal moraine	
9. Diagram to illustrate the angles of dip in outwash plain	17
on the axis of ordinates: number of measurements, on the axis of abscissae: dip angle	
10. Curve of the dimension of the dip angle in outwash plain along the line Grabów—Kalisz—Tuchola—Smukala	18
a. dip angle, b. distance from terminal moraine	
11. Longitudinal profile along the merid. 17°55' E, from Żuromin to Smukala	19
In the table: section, length in km, difference of height in m, degradation in m/km.	
12. Transversal profile of outwash plain along the lat. 54°05' from the Stuzdienickie Lake to Sarnowo	20
the relation between the horizontal and the vertical scale 10 : 1.	
13. Gostomie near Kościerzyna. Stratification of outwash plain. Phase IV	21
1. stratified sands 0,2—1 mm diam., dip of laminae 8°; 2. stratified sands 1 mm diam. with gravels 5 mm diam., dip of laminae 22°; 3. stratified sands 1—2 mm diam.; 4. stratified sands and gravels, dip of laminae 6°; 5. stratified sands 1—2 mm diam., dip of laminae 8°; 6. material 2—5 mm diam., stratified, dip of laminae 8°; 7. stratified sands 1—2 mm diam.; 8. stratified sands 0,2—1 mm diam.; dip of laminae 8°; 9. stratified gravels 2—5 mm diam.; 10. stratified gravels; 11. stratified gravels; 12. stratified gravels 5—15 mm diam.; 13. material 1—30 mm diam., stratified	
14. Gostomie near Kościerzyna. Stratification of outwash plain. Phase IV—III—IV—III	22
1. stratified sands 0,75—2 mm diam.; 2. material 1,5—6 mm diam. with pebbles 7 cm diam.; 3. stratified sands 0,75—2 mm diam.; 4. material 1—30 mm diam.; coarser material contains pebbles 9 cm diam.; 5. stratified sands and gravels; 6. stratified sands 1—2 mm diam.; 7. stratified sands 0,75—2 mm diam.; 8. stratified material 1—20 mm diam.; 9. stratified material 1,5—20 mm diam.; 10. stratified sands 0,5—1 mm diam.; 11. unstratified material 1 mm — 30 cm diam.; 12. material 1—20 mm diam.; 13. sands 1—2 mm diam.	
15. Lubiana near Kościerzyna. Stratification of the outwash plain. Phase II—III—II—III—II—III—II	24
1. stratified sands 0,3—1 mm diam. with small boulders up to 4 cm diam.; 2. sands 0,5—1 mm diam., unstratified; 3. stratified material 1—10 mm diam.; 4. gravels 40 mm diam., unstratified; 5. stratified material 0,3—3 mm diam.; 6. stratified sands 0,5—1,5 mm diam.; 7. stratified material 0,5—6 mm diam.; 8. material 0,5—30 mm diam.; 9. sands 0,5 mm and gravels 5 mm diam., stratified; 10. stratified dark and light sands 0,3 mm diam.; 11. stratified sands 0,3—2 mm diam.	
16. Lubiana near Kościerzyna. Stratification of outwash plain. Phase II—III—II—III—IV—III—IV.	25
1. stratified sands 0,25 and 3 mm diam., dip of laminae 20°; 1a. stratified sands 0,25—2 mm diam.; 2. stratified sands 0,25—0,5 mm diam., dip of laminae 24°; 3. middle	

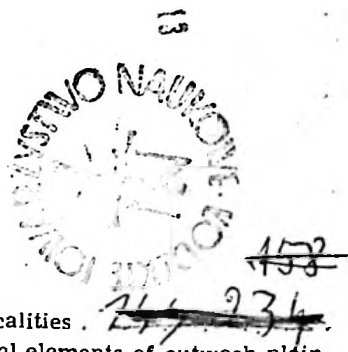
	pag.
<p>sized sands 0,3 mm diam., unstratified; 4. stratified material 1—2 mm diam.; 5. stratified sands 0,25—0,75 mm diam.; 6. material 0,25—1 mm diam.; 7. small grained sands; 8. extremely small grained sands and gravels, unstratified; 9. stratified small and middle grained sands; 10. material 1—3 mm diam., stratified; 11. stratified fine and middle grained sands; 12. material 0,25—6 mm diam., stratified; 13. ripple marks zone; 14. material 0,25—1,25 mm diam., stratified; 15. material 0,25 mm — 31 cm diam., unstratified; 16. stratified sands 0,25—0,30—0,50 mm diam.; 17. material 0,25—45 mm diam., unstratified; 18. stratified sands 0,25—1 mm diam.; 19. stratum of coarse gravel mixed with sands; 20. sands 0,25—1 mm diam., unstratified to terminal moraine.</p>	
17. Diagram illustrating the roundness of grains in outwash plain	28
18. Diagram illustrating the sphericity of grains in outwash plain	28
19. Microscopic view of fine grained sand	29
Material collected from the region of Czersk, diameter of grains 0,2—0,5 mm	
20. Position of the longer axis of small boulders in the outwash plain	39
Situation of the gravel exposure in Gostomie and Lubiana with respect to terminal moraine.	
a. structural axis, b. direction of force	
21. Granulometrical curves	33
22. Granulometrical curves	34

Photos

1. Outwash plain near Loryniec
2. Gostomie. Antidune sedimentation phase
3. Gostomie. Horizontal bank deposited in the horizontal phase of sedimentation, separates the strata of the antidune phase
4. Gostomie. Pattern of material from the antidune phase
5. Lubiana. Change of the antidune sedimentation phase into the horizontal phase. The top of the laminae of sand bank truncated by coarse material transported by rapid drift
6. Lubiana. The thickness of material and its distribution indicates a change in the phases of sedimentation
7. Lubiana. Upper layer with ripple marks
8. Lubiana. Change of sedimentation phases
9. Lubiana. Dune phase, inclined bedding
10. Lubiana. Continuous bank
11. Kalisz. Dune phase, cross bedding
12. Kalisz. Dune phase, cross bedding
13. Loryniec. Dune phase
14. Tuchola. Dune phase
15. Lubiana. Eologliptolith
16. Kalisz. Eologliptolith
17. Lubiana. Ribbed eologliptolith
18. Lubiana. Faceted stone
19. Lubiana. Frost - cracks
20. Lubiana. Compaction

Tables

- | | |
|---|----|
| 1. Strike and dip of strata, approximate list of localities | 40 |
| 2. Comparision between the structural and textural elements of outwash plain, terminal moraine, drumlin and esker | 53 |



PRACE WYDZIAŁU III

1. Wiśniewski F. J. La théorie des noyaux.
2. Pawłowski L. K. Sur la biologie du *Cystobranchus fasciatus* (Kollar).
3. Dylík J. Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podlódzkiego obszaru.
4. Dylík J. Rozwój osadnictwa w okolicach Łodzi.
5. Wiśniewski F. J. La section efficace d'une particule lourde.
6. Kołodziejczyk L. The passage of electromagnetic waves through the ionosphere.
7. Michalski I. Struktura antropologiczna Polski.
8. Pawłowski L. K. Contribution à la systématique des sangsues du genre *Erpobdella* de Blainville.
9. Wiśniewski F. J. Sur une déduction possible des équations invariantes du champ électromagnétique.
10. Kołodziejczyk L. On the radio-signal sent out vertically to the ground.
11. Dylíkowa A. O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej.
12. Sandner H. Contribution à la connaissance de la faune parasitaire des *Batrachiens* des environs de Varsovie.
13. Klekowski R. Contribution à la connaissance du Crapaud calamite.
14. Wiśniewski F. J. Le mouvement de deux particules lourdes qui s'attirent en raison inverse de la 4 puissance de leurs distance.
15. Kołodziejczyk L. 1. Stationary waves in ionosphere. 2. Time taken by the radio-signal sent out vertically to the ground.
16. Sandner H. Badania nad fauną pijawek.
17. Wiśniewski F. J. La masse électromagnétique des particules élémentaires.
18. Klekowska Z. Badania nad rozrodnością pijawek z rodzaju *Erpobdella* de Blainville.
19. Klekowski R. Studia nad małżoraczkami (*Ostracoda*) wód śródlądowych słonych i siarczanych.
20. Swaryczewski A. Stałe geometryczne i optyczne kryształów $CuCl_3CSN_2H_2$.
21. Dobrowolski J. O elektrometrycznym oznaczaniu soli rtęciowych bez użycia pomocniczego źródła prądu.
22. Swaryczewski A. Studia nad strukturą kryształów $AgJO_3$.
23. Swaryczewski A. O nowym przyrządzie do sporządzania orientowanych preparatów z kryształów.
24. Dylík J. O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski.
25. Kroh J. Mikrochemiluminescencja soli sodowej chloryloaminy kwasu benzeno-sulfonowego.
26. Zbrożyna A. Zjawisko utożsamiania bodźca działającego na różnych płach fizjologicznych u psów.
27. Fonberg E. Przewlekła nerwica doświadczalna u psa z dominującymi zaburzeniami ruchowymi.
28. Musiatowicz T. Rozchodzenie się ciepła w cieczy w zależności od prędkości i rodzaju przepływu.
29. Włodawer P. O trawieniu i metabolizmie wosku u mola woskowego (*Galleria mellonella*).
30. Zawadzki A. Hodoskopowe wyznaczenie przebiegu koherentnych i niekoherentnych cząstek jonizujących.
31. Wojteczak L. Badania nad enzymami mola woskowego (*Galleria mellonella*).
32. Grołowski M. Oplyka.
33. Zielińska Z. M. Przemiany azotowe u gąsienic mola woskowego (*Galleria mellonella*).
34. Michalska E., Zuk-Kunaszewska M., Elektrometryczne oznaczanie jodków metodą polaryzacji.
35. Łukaszewska I., Okres utajony i przebieg początkowy regeneracji nerwów obwodowych u żab.
36. Wyrwicka W., Badania nad odruchami warunkowymi analizatora ruchowego.
37. Brutkowski S., Konorski J., Ławicka W., Stępień I. i Stępień L. Wpływ usuwania okoliczności czołowych półkul mózgowych na ruchowe odruchy warunkowe u psów.
38. Zabłocki B., Badania nad układem hialuronidaza — kwas hialuronowy.
39. Acta Chimica, I.

