

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 83

EDWARD WIŚNIEWSKI

STRUKTURA I TEKSTURA
SANDRU OSTRÓDZKIEGO
ORAZ
TERAS DOLINY GÓRNEJ DRWĘCY

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK
Zakład Fizjograficznego Zagospodarowania
00-390 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1971

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN *

Nr

2. Walczak W., Pradolina Nysy i plejstocenijskie zmiany hydrograficzne na przedpolu Sudetów Wschodnich. 1954, s. 51, zł 8,-
3. Krzymowska A., Franciszek Szwarzenberg-Czerny profesor geografii Uniwersytetu Jagiellońskiego (1847-1917). 1954, s. 69, zł 9,50
4. Paszyński J., Opady atmosferyczne dorzecza Odry i ich związek z hipsometrią i zalesieniem. 1955, s. 90 + 7 map, zł 16,50
5. Kiełczewska-Zaleska M., O powstaniu i przeobrażeniu kształtów wsi Pomorza Gdańskiego.
Biskup M., Osady na prawie polskim na Pomorzu Gdańskim w pierwszej połowie XV w. 1956, s. 224 + 3 mapy, zł 31,45
6. Okołowicz W., Geomorfologia okolic środkowej Wilii. 1956, s. 68, zł 10,-
8. Fleszar M., Studia z dziejów geografii ekonomicznej w Polsce od połowy XVIII w. do r. 1848. 1956, s. 105, zł 20,-
9. Praca zbiorowa, Studia geograficzne nad aktywizacją małych miast. 1957, s. 526, zł 58,-
10. Werwicki A., Białostocki okręg przemysłu włókienniczego do 1945 r. 1957, s. 164, zł 32,-
11. Starkel L., Rozwój morfologiczny progó Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzcianą, 1957, s. 152 + 7 map + 20 ilustr., zł 36,-
13. Gilewska E., Rozwój morfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej. 1958, s. 70, zł 20,-
15. Łomniewski K., Zalew Wiślany. 1958, s. 106, zł 24,-
17. Uhoreczak F., Polska przeglądowa mapa użytkowania ziemi 1 : 1 000 000. A. Część tekstowa. B. Część kartograficzna. 1969, s. 35 + 9 map, zł 60,-
18. Kukliński A., Struktura przestrzenna przemysłu ceglarnianego na Ziemiach Zachodnich w epoce kapitalizmu. 1959, s. 156 + 19 wkładek, zł 49,-
20. Tobjasz J., Wykorzystanie środowiska geograficznego dla hodowli w województwie białostockim. 1959, s. 160 + 2 mapy, zł 33,-
21. Kowalska A., Paleomorfologia powierzchni podplejstocenijskiej niżowej części dorzecza Odry. 1960, s. 75 + 6 map, zł 25,-
22. Wróbel A., Województwo warszawskie. Studium ekonomicznej struktury regionalnej. 1960, s. 140, zł 24,-
28. Staszewski J., Die Verteilung der Bevölkerung nach dem Abstand vom Meer. 1961, s. 79 + 3 tabl., zł 20,-
35. Biegajło W., Sposoby gospodarowania w rolnictwie województwa białostockiego. 1962, s. 187 + mapy, zł 48,-
37. Chilczuk M., Rozwój i rozmieszczenie przemysłu rolno-spożywczego w województwie białostockim. 1962, s. 159, zł 38,-

* Do nr 50 podano tylko prace, które są jeszcze do nabycia w Ośrodku Rozpowszechniania Wydawnictw Naukowych PAN, Warszawa, Pałac Kultury i Nauki

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 83

INSTYTUT GEOGRAFII
i PRZESTRZENNEGO WIGOSPODARSTWA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Prace Geograficzne i Zarządzania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 83

ЭДВАРД ВИСЬНЕВСКИ

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСТРУДСКОГО ЗАНДРА
И ТЕРРАС ДОЛИНЫ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ ДРВЕНЦЫ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 83

EDWARD WIŚNIEWSKI

STRUCTURE AND TEXTURE OF OSTRÓDA OUTWASH
AND TERRACE OF UPPER DRWĘCA VALLEY

INSTYTUT GEOGRAFII
POLSKIEJ AKADEMII NAUK

PRACE GEOGRAFICZNE NR 83

EDWARD WIŚNIEWSKI

STRUKTURA I TEKSTURA
SANDRU OSTRÓDZKIEGO
ORAZ
TERAS DOLINY GÓRNEJ DRWĘCY

PAŃSTWOWE WYDAWNICTWO NAUKOWE
WARSZAWA 1971

Komitet redakcyjny

REDAKTOR NACZELNY: M. KIELCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Praca wykonana pod kierunkiem
prof. dr RAJMUNDA GALONA

Printed in Poland

Państwowe Wydawnictwo Naukowe
Oddział w Łodzi 1971

Wydanie I. Nakład 700 + 90 egz. Ark. wyd. 7,75 ark. druk. 6,00+1 wkł.
Papier druk. sat. kl. III 80 g. 70 × 100. Oddano do druku w lutym 1971 r.
Druk ukończono w lutym 1971 r. Zam. 2203/70. H-4 Cena zł 24,-

Prasowe Zakłady Graficzne RSW „Prasa“ w Łodzi ul. Żwirki 17

SPIS TREŚCI

Wstęp	
Obszar opracowania	7
Przegląd literatury dotyczącej sandru ostródzkiego	8
Przegląd literatury dotyczącej zagadnienia zasięgu stadium pomorskiego na opracowanym obszarze	9
Cel pracy	10
Metody pracy	11
Charakterystyka geomorfologiczna sandru ostródzkiego	14
Charakterystyka geomorfologiczna obszarów sąsiednich	19
Charakterystyka geomorfologiczna stref marginalnych	19
Charakterystyka geomorfologiczna obszarów wysoczyzny morenowej falistej	20
Charakterystyka geomorfologiczna sandru iławskiego	22
Charakterystyka teras doliny górnej Drwęcy	24
Analiza strukturalna utworów opracowanego obszaru na podstawie badań granulometryczno-petrograficznych	30
Analiza utworów poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego, teras doliny górnej Drwęcy oraz części sandru iławskiego	30
Analiza utworów poszczególnych stref marginalnych	47
Analiza utworów obszarów przyległych do sandru ostródzkiego na podstawie materiału wiertniczego	53
Stosunek serii sandrowej do starszej serii fluwioglacjalnej	59
Analiza teksturalna serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej	68
Kierunki upadu warstw serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej	68
Uziarnienie utworów serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej	72
Obróbka ziarn serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej	75
Wyniki badań	83
Literatura	87
Резюме	90
Summary	93

WSTĘP

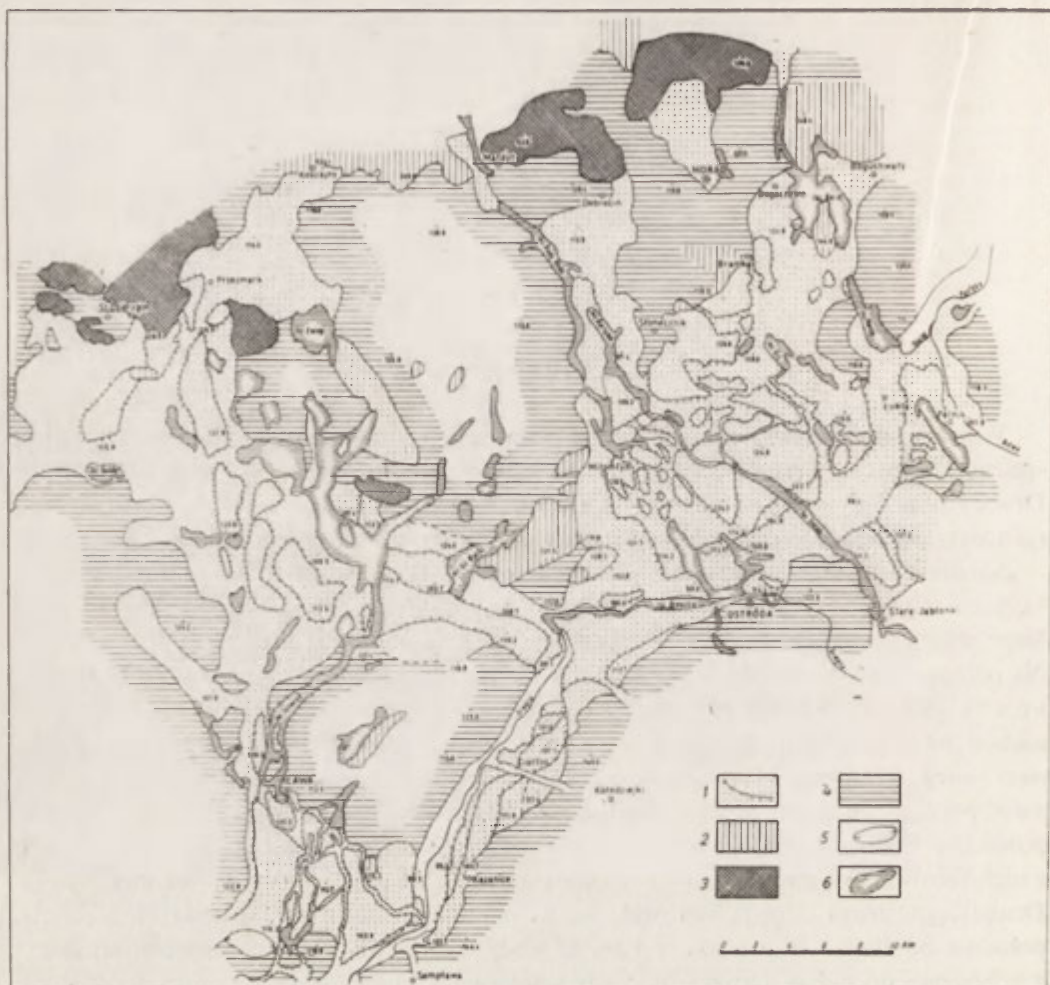
OBSZAR OPRACOWANIA

W pracy tej zawarte są wyniki 5-letnich badań geomorfologicznych i granulometryczno-petrograficznych przeprowadzonych na obszarze sandru ostródzkiego, doliny górnej Drwęcy oraz częściowo na obszarze sandru łańskiego. Badania terenowe, podczas których były pobierane próbki do analiz laboratoryjnych, zostały rozpoczęte w 1962 r.

Sandrem ostródzkim nazwano obszar położony na północ od doliny górnej Drwęcy. Leży on w obrębie Pojezierza Mazurskiego [16, 36]. Wschodnią granicę sandru ostródzkiego stanowi linia jezior Narie, Morąg i Isąg, a od zachodu – rynna jeziora Ruda Woda. Na północy sandr ostródzki przylega do tzw. strefy marginalnej (ryc. 1). Według L. Roszkówny [60] jest to strefa pagórkowata, pozbawiona wyraźnych form morenowych. Na zachód od sandru ostródzkiego leży rozległy obszar młodszego już sandru łańskiego, nazywanego też przez L. Roszkównę [60] sandrem dzierzgońskim. Sandr łański bierze swój początek od moren południowodzierzgońskich. Wody roztopowe, które spowodowały powstanie sandru łańskiego uchodziły do doliny Drwęcy dwiema odnogami. Pierwsza z nich kierowała się na południowy wschód, uchodząc do doliny Drwęcy w okolicy Jeziora Drwęckiego, druga odnoga kierowała się na południe i uchodziła do doliny Drwęcy na południe od Iławy. W związku z tym, iż wody roztopowe, płynące sandrem łańskim, a uchodzące do doliny Drwęcy, podcięły system teras utworzonych wcześniej przez sandr ostródzki, końcowe odcinki sandru łańskiego zostały również włączone w zakres niniejszego opracowania.

* * *

Praca została wykonana pod kierunkiem prof. dr Rajmunda Galona, któremu składam serdeczne podziękowanie za wskazanie obszaru i tematu badań oraz za opiekę naukową podczas pisania pracy. Pragnę również wyrazić serdeczne podziękowanie doc. dr Ludmile Roszkównie, prof. dr Bogumiłowi Krygowskiemu oraz doc. dr Leszkowi Starkłowi za wnikliwe przestudiowanie pracy, możliwość przedyskutowania niektórych zagadnień oraz wiele cennych uwag. Składam również serdeczne podziękowanie doc. dr Władysławowi Niewiarowskiemu oraz doc. dr Janowi Szupryczyńskiemu za przedyskutowanie wielu problemów dotyczących doliny Drwęcy i sandru ostródzkiego. Wyrazy wdzięczności składam także mgr Bożenie Noryśkiewicz za wykonanie analizy pyłkowej profilu torfowego, Krystynie Krysiak za pomoc w laboratoryjnym opraco-



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna sandru ostródzkiego i iławskiego

1 - poziomy sandrowe, 2 - strefa marginalna, 3 - moreny czołowe, 4 - wysoczyzna morenowa, 5 - wytopiska, 6 - jeziora

Geomorphological map of Ostróda and Iława outwashes

1 - outwash levels, 2 - marginal zone, 3 - end moraines, 4 - flat moraine, 5 - kettles, 6 - lakes

wywaniu próbek oraz kolegom Ryszardowi Płaskiewiczowi i Waldemarowi Iwanowskiemu za ofiarną pomoc techniczną w kilkuletnich badaniach terenowych.

PRZEGLĄD LITERATURY DOTYCZĄCEJ SANDRU OSTRÓDZKIEGO

Sandr ostródzki należy do obszarów mało zbadanych. Pierwszą wzmiankę o nim dają P. Sonntag w 1919 r. [68] oraz E. Kraus w 1925 r. [39]. P. Sonntag ogranicza się jedynie do stwierdzenia jego występowania, natomiast E. Kraus opisuje występującą pod Ostródą dolinę Drwęcy w poziomie 100 m n.p.m. oraz budowę geologiczną okolic jeziora Narie.

W publikacjach okresu powojennego sandr ostródzki wyróżniany zostaje przez R. Galona [20, 79] i przez M. Kiełczewską-Zaleską [31].

Szczegółowy opis sandru ostródzkiego spotkać można dopiero w pracy L. Roszkówny [60]. Wydzieliła ona w obrębie sandru ostródzkiego 4 poziomy, łącząc je z poszczególnymi fazami postojowymi lądolodu bałtyckiego. Poziom sandrowy I – najwyższy – o wysokościach bezwzględnych 150–160 m występuje na południe od doliny sandrowej Drwęcy–Pasłęki, a na wschód od Ostródy. Poziom ten od północy podcięty jest przez wspomnianą dolinę. Poziom sandrowy II, o wysokościach bezwzględnych 126–130 m, występuje na północ od doliny sandrowej Drwęcy – Pasłęki. Według L. Roszkówny jest on związany ze strefą marginalną ciągnącą się na linii Miłomłyn – Bramka. Poziom sandrowy III, o wysokościach 116 m n.p.m., wcina się w poziom sandrowy II dwiema odnogami. Pierwsza odnoga, genetycznie związana z morenami morąskimi, wcina się w poziom sandrowy II w okolicy bramy lodowcowej jeziora Narie. Druga odnoga związana z morenami małyckimi występuje w okolicy jeziora Bartężek. Pewne przesłanki pozwoliły również twierdzić L. Roszkównie, że poziom sandrowy III zaczął się tworzyć jeszcze w czasie postoju lądolodu na linii Miłomłyn – Bramka. Poziom sandrowy IV, o wysokościach bezwzględnych 100 m, utworzył się w czasie kolejnego odwrotu lądolodu na północ. Poziom ten występuje w dolinie sandrowej Drwęcy – Pasłęki. Według L. Roszkówny występuje on również na sandrze związanym genetycznie z morenami małyckimi i na sandrze iławskim.

W swoich badaniach dotyczących sandru ostródzkiego pominąłem wydzielony przez L. Roszkównę najwyższy poziom sandrowy I, który w żadnym przypadku nie wpłynął na kształtowanie się doliny sandrowej Drwęcy z racji swego usytuowania. Zagadnienie powiązania poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego z poziomami doliny sandrowej Drwęcy nie zostało również dotychczas rozwiązane. W roku 1931 R. Galon [13], opisując morfologię doliny Drwęcy, genezę niektórych teras wiąże z wodami roztopowymi tworzącymi sandr ostródzki i iławski. W związku z tym, iż obszar sandru ostródzkiego i iławskiego leżał wówczas poza granicą Polski, szczegółowe porównanie poziomów sandru ostródzkiego i iławskiego z poziomami doliny sandrowej Drwęcy nie zostało przez R. Galona dokonane.

Z przeglądu literatury dotyczącej sandru ostródzkiego wynika, że do tej pory sandr ten nie był przedmiotem szczegółowych badań. Celowość opracowania wspomnianego sandru podyktowana była tym, że tworzące go wody roztopowe dały początek powstania dolinie sandrowej Drwęcy, genetycznie związanej z pradoliną Noteci – Warty [16, 76]. Porównanie poziomów sandru ostródzkiego z terasami górnego odcinka doliny sandrowej Drwęcy było potrzebne dla uzyskania pełniejszego obrazu rozwoju tej doliny, nazywanej również pradoliną.

PRZEGLĄD LITERATURY DOTYCZĄCEJ ZAGADNIENIA ZASIĘGU STADIUM POMORSKIEGO NA OPRACOWANYM OBSZARZE

W obrębie Pojezierza Pomorskiego zasięg stadium pomorskiego został dokładnie ustalony, natomiast zasięg ten na Pojezierzu Mazurskim, a w szczególności w obrębie Pojezierza Iławskiego, jest jeszcze dyskusyjny, a przecież niezmiernie ważną rzeczą jest stwier-

dzenie, z morenami jakiego wieku należy wiązać gerezę sandru ostródzkiego, który dał początek powstaniu pradoliny Drwęcy.

W roku 1921 F. Wahnschaffe i F. Schucht [74] wyznaczyli zasięg stadium pomorskiego po prawej stronie doliny Wisły, cd moren marskich [60] po Garb Lubawski, położony na południe od opracowanego obszaru. Zasięg stadium pomorskiego po Garb Lubawski przyjmuje również S. Pawłowski [59] oraz P. Woldstedt [76]. W takiej sytuacji sandr ostródzki, leżący na zapleczu tego zasięgu, byłby więc związany genetycznie z morenami recesyjnymi stadium pomorskiego.

W roku 1952 J. Kondracki [33] wyznacza linię zasięgu stadium pomorskiego na północ od sandru ostródzkiego przez moreny morąskie i Zalewo. Sandr ostródzki należało- by zatem wiązać z morenami czołowymi starszych postojów lądolodu bałtyckiego.

L. Roszkówna [60], opracowując moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego i dając pierwszy opis sandru ostródzkiego, nie wypowiada się o zasięgu stadium pomorskiego w obrębie opracowanego obszaru. Dopiero w 1956 r. autorka [61] dyskutując z P. Woldstedtem [76], jest skłonna zasięg stadium pomorskiego wyznaczyć na linii Miłomłyn–Bramka. Podobną linię zasięgu przyjął również w 1957 r. J. Kondracki [34, 35]. Sandr ostródzki byłby więc efektem postoju lądolodu na linii maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego.

W roku 1961 R. Galon i L. Roszkówna [23] wyznaczają zasięg stadium pomorskiego bardziej na południe od linii Miłomłyn–Bramka. Efektem tego zasięgu jest prawdopodobnie morena występująca między Liwą a Jeziołem Drwęckim. Geneza sandru ostródzkiego wiązałaby się zatem z postojem lądolodu na linii moren recesyjnych stadium pomorskiego.

Z tego przeglądu literatury wynika, że zasięg stadium pomorskiego na badanym obszarze nie został jeszcze dokładnie ustalony i jest stale problemem dyskusyjnym.

CEL PRACY

W badaniach nad sandrami obszaru Polski odczuwa się wyraźny brak opracowań analizujących jednocześnie geomorfologię sandru oraz jego strukturę i teksturę. Dotychczasowe opracowania miały albo charakter wyłącznie geomorfologiczny, uwzględniały rzeźbę sandru, jego stosunek do moren czołowych, wysp moreny dennej oraz pradoliny [2, 6, 9, 19, 46, 47, 54, 57, 58], albo wyłącznie charakter strukturalno-teksturalny w oderwaniu od rzeźby sandru [30]. Pierwsze próby stosowania badań strukturalno-teksturalnych sandrów w oparciu o ich rzeźbę można spotkać w pracy M. Bogackiego [5]. Tego rodzaju badania nad sandrami ostatniego zlodowacenia stosuje się obecnie także w Litewskiej SSR [12, 50, 51].

Celem niniejszej pracy jest przede wszystkim:

- a) analiza geomorfologiczna sandru ostródzkiego, fragmentów sandru iławskiego oraz górnego odcinka doliny Drwęcy,
- b) ustalenie stosunku poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego oraz iławskiego do poziomów terasowych w górnym odcinku doliny Drwęcy,

- c) zbadanie struktury i tekstury utworów rozpatrywanego sandru dla ustalenia ich cech charakterystycznych,
- d) ustalenie stosunku serii sandrowej do starszych utworów fluwioglacjalnych na rozpatrywanym obszarze.

METODY PRACY

W związku z przyjętym założeniem, iż badań strukturalno-teksturalnych nie należy stosować w oderwaniu od morfologii form, pierwszą czynnością było możliwie dokładne



Ryc. 2. Lokalizacja wkopów oraz wierceń na sandrze ostródzkim i na obszarach sąsiednich
 1, 2, 3, 4 – wkopy w poziomach sandrowych I, II, III, IV, 5 – miejsca pobrania próbek ze stref marginalnych, 6 – wiercenia (wkopy numerowane omawiane są w tekście)

Sites of test pits and borings on the Ostróda outwash and in nearby areas
 1, 2, 3, 4 – localities where test pits were dug in outwash levels I, II, III, IV, 5 – localities where samples were taken from marginal zones, 6 – bore hole sites (The numbered test pits are mentioned in the text)

skartowanie geomorfologiczne poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego i sandru łańskiego oraz ich powiązanie z terasami górnego odcinka doliny Drwęcy. Badania geomorfologiczne na rozpatrywanym obszarze utrudniały zwarte obszary leśne, jak również brak większej ilości naturalnych odsłoneń. W związku z tym na rozpatrywanych obszarach sandrowych wykonano 111 wkopów do głębokości 2 m w siatce co 2–3 km (rys. 2). Z wkopów tych pobrano po 3 próbki utworów fluwioglacjalnych z głębokości: 0,5; 1,2 i 2 m. W celu dokładnego zapoznania się z materiałem wyjściowym, jakim jest dla każdego obszaru sandrowego jego zaplecze morenowe, pobrano również 9 próbek gliny morenowej ze strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka i z moren morąskich, z którymi genetycznie związany jest sandr ostródzki. Z naturalnych odsłoneń tych moren pobrano także 5 próbek utworów fluwioglacjalnych wypełniających ich wnętrza. Oprócz tego z Przedsiębiorstwa Zaopatrzenia Rolnictwa w Wodę w Olsztynie, które wykonało na obszarach przyległych do sandru ostródzkiego szereg głębokich wierceń, uzyskano 30 próbek utworów gliniastych i fluwioglacjalnych, stanowiących niezwykle cenny materiał porównawczy. Ogółem z całego rozpatrywanego obszaru pobrano 410 próbek utworów fluwioglacjalnych i glin morenowych, które zostały poddane następującym analizom laboratoryjnym:

- a) składu mechanicznego,
- b) obróbki ziarn kwarcowych,
- c) składu mineralogiczno-petrograficznego,
- d) ilościowego występowania minerałów ciężkich.

Skład mechaniczny próbek o ciężarze 200 g badano w następujących przedziałach: > 10 mm, 5–10 mm, 2–5 mm, 1,5–2 mm, 1–1,5 mm, 0,8–1 mm, 0,5–0,8 mm, 0,2–0,5 mm, 0,1–0,2 mm i < 0,1 mm. Przy wykreślaniu histogramów składu mechanicznego poszczególnych próbek posługiwano się wartościami procentowymi. Analizy składu mechanicznego frakcji piaszczystej w próbkach glin były wykonywane po uprzednim oddzieleniu jej od frakcji spławialnej, wskutek czego otrzymano równocześnie wartości procentowe obu frakcji. Do analizy mechanicznej glin były brane próbki o ciężarze 1,5 kg. W celu łatwiejszego scharakteryzowania pod względem mechanicznym danego osadu obliczono metodą stosowaną przez B. Krygowskiego [42] wskaźnik uziarnienia – U , stosując wzór $U = \frac{A}{B}$, gdzie: A jest wartością procentową grupy > 0,5 mm, a B jest wartością procentową grupy < 0,5 mm. Otrzymany np. wskaźnik 1 będzie oznaczał, że w osadzie występuje równowaga obu grup. Wskaźnik uziarnienia będzie wzrastał albo malał w miarę zwiększania lub zmniejszania się udziału frakcji grubej w osadzie. Wskaźnik uziarnienia jest szczególnie przydatny przy analizie przestrzennej poszczególnych osadów.

Analizę obróbki ziarn kwarcowych frakcji 1–1,5 mm w poszczególnych próbkach wykonano na graniformetrze B. Krygowskiego [44]. Do analizy wydzielano po 100 ziarn kwarcu, obliczając wartościami procentowymi występowanie poszczególnych typów i podtypów obróbki ziarn. Dla każdej próbki obliczono również wskaźnik obróbki ziarn kwarcowych – W_o ze zdefiniowanego przez B. Krygowskiego wzoru: $W_o = 2400 - \frac{\sum(nk) 100}{N}$, gdzie: N oznacza liczebność analizowanej próbki, n – liczebność w klasach kątowych, k – kąt średni charakteryzujący daną klasę kątową ($k = \frac{k_{\max} - k_{\min}}{2}$, gdzie: k_{\max} i k_{\min} są maksymalnymi i minimalnymi kątami danej klasy).

Badając uproszczony skład mineralogiczno-petrograficzny pobranych próbek wydzielono: a) kwarc, b) skalenie, c) wapienie, d) inne. Jest to więc podział nieco odmienny od zaproponowanego w 1933 r. przez J. Gołęba [25] i przyjętego w badaniach B. Krygowskiego [40–43]. Analizy uproszczonego składu mineralogiczno-petrograficznego były wykonywane za pomocą lupy lub mikroskopu dla całej pobranej próbki. Okruchy skał wapiennych ustalano za pomocą HCL. Do grupy „inne“ zaliczano m. in. minerały ciężkie i fragmenty skał. Analizy ilościowego występowania minerałów ciężkich były wykonywane za pomocą bromoformu [8]. Opierając się na stwierdzeniach mineralogów i petrografów [73], według których największą ilość minerałów ciężkich zawierają frakcje drobne osadów piaszczystych, procentowy ich udział obliczono dla frakcji $< 0,5$ mm. W trakcie opracowywania poszczególnych odkrywek analizowano również występowanie poszczególnych faz sedimentacyjnych [11, 52]. Wszystkie wyniki wykonanych analiz granulometryczno-petrograficznych przedstawiono w pracy za pomocą histogramów, tabel i map.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA SANDRU OSTRÓDZKIEGO

Sandry, wg definicji M. Klimaszewskiego [32], są to „rozległe powierzchnie zbudowane ze żwirów i piasków, osadzonych przez rzeki proglacjalne w postaci wielkich płaskich stożków napływowych. Powstają w czasie postoju krawędzi lądolodu”. W roku 1903 duński geolog N.V. Ussing zwrócił po raz pierwszy uwagę na związek, jaki zachodzi między występowaniem jezior rynnowych a polami sandrowymi na przedpolu lodowca. Stożki sandrowe powstają przeważnie u wylotów rynien. Pogląd na ten związek znalazł potwierdzenie u późniejszych badaczy [19, 48, 75, 77]. Na obszarze Polski rozległe pola sandrowe przeważnie związane są z morenami stadium pomorskiego, utworzonymi przez lądolód o silnie rozczłonkowanej krawędzi [18]. Na stykach lobów istniały najdogodniejsze warunki na powstanie rynien jeziornych, a w dalszej konsekwencji rozległych stożków sandrowych [77].

Sandr ostródzki utworzył się w miejscu, gdzie linia moren czołowych stadium pomorskiego zaczyna się rozdzielać na lob mazurski i lob Wisły [33, 60]. Sandr ten, jak stwierdza L. Roszkówna [60], związany jest prawdopodobnie z postojem lądolodu na linii strefy marginalnej o przebiegu południowy zachód – północny wschód i ciągnącej się od Miłomłyna po Bramkę. Dalszym ciągiem tej strefy wydają się moreny występujące w południowym rozgałęzieniu rynny jeziora Narie, w pobliżu wsi Kretowiny. Od rynny jeziora Narie moreny występujące po wschodniej stronie jeziora wykazują wyraźny bieg północny zachód – południowy wschód, znacząc zachodnie obrzeżenie lobu mazurskiego [63]. Z postojem lądolodu na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka–Kretowiny oraz jego niewielkiej recesji związane są dwa poziomy sandru ostródzkiego.

Poziom sandrowy I

Poziom sandrowy I, o wysokościach bezwzględnych 124–131 m, najwyższy na obszarze sandru ostródzkiego (nie uwzględniając wyróżnionego w pracy L. Roszkówny poziomu sandrowego 150–160 m n.p.m.), przylega bezpośrednio od północy do strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka (ryc. 3). Cechą charakterystyczną tego poziomu jest jego forma zachowania się w postaci mniej lub bardziej rozległych wysp. Na południowy zachód od jeziora Narie zachowały się tylko niewielkie fragmenty tego poziomu, których wysokości bezwzględne wynoszą ok. 130–131 m. Silne rozbitcie tego poziomu miało miejsce na wschód od Miłomłyna, gdzie zachował się on w postaci szeregu niewielkich wysp o średnicy niekiedy 200 m. Wysokości bezwzględne tych wysp wahają się od 124 m do 128 m. Małe i nieliczne fragmenty poziomu sandrowego I występują również we wschodniej części sandru ostródzkiego na zachód i południowy zachód od Łukty oraz w pobliżu jeziora Isąg.

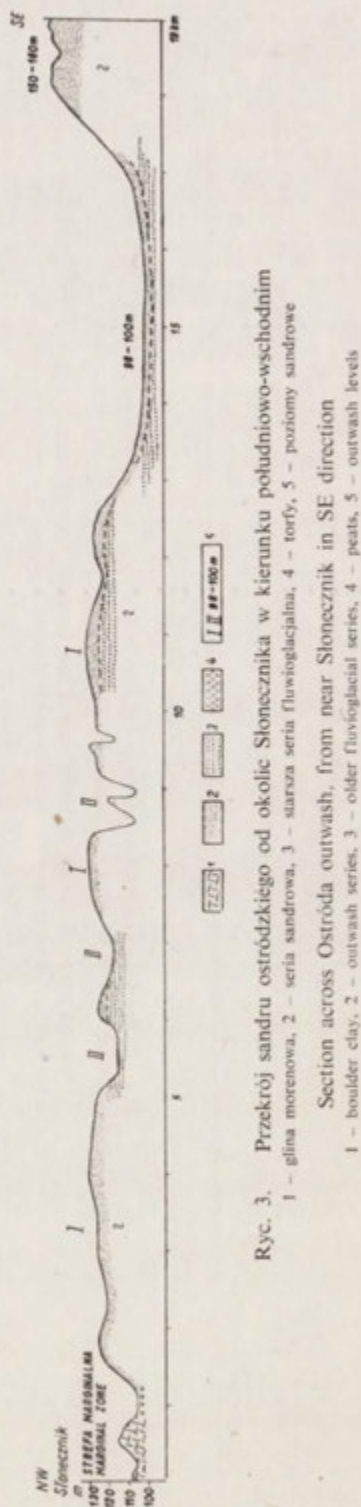
Obecnie trudno prześledzić rzeźbę poziomu sandrowego I ze względu na jego silne rozbitcie. Zachowane najrozleglejsze wyspy tego poziomu, występujące w pobliżu jeziora Szelań, mają rzeźbę niekiedy urozmaiconą płytkimi wytopiskami oraz wydłużonymi obniżeniami, których geneza wiąże się niewątpliwie z działalnością strumieni i rzek sandrowych płynących w tym poziomie. Poziom sandrowy I wykazuje nachylenie w kierunku południowym. Wody roztopowe płynące w tym poziomie w kierunku południowym, napotykając przeszkodę w postaci wysoko położonego sandru (150–160 m n.p.m., czyli poziom I L. Roszkówny) i obszarów moreny falistej występujących na wschód od Ostródy, skręcały na południowy zachód i zapoczątkowały powstanie doliny sandrowej Drwęcy.

Poziom sandrowy II

Poziom sandrowy II utworzyły przede wszystkim dwa główne strumienie wód roztopowych. Pierwszy strumień prowadził od bramy lodowcowej utworzonej na osi rynny jeziora Narie w kierunku południowo-zachodnim, a drugi brał początek w okolicy jeziora Bartężek i jeziora Ruda Woda, kierując się na południe i południowy wschód [60]. Wody roztopowe płynące tymi dwoma strumieniami dokonały na obszarze sandru ostródzkiego silnego rozbitcia na poszczególne wyspy utworzonego wcześniej poziomu sandrowego I (ryc. 4). Poziom sandrowy II zajmuje największe powierzchnie na południowy zachód od jeziora Narie. Można stąd wnioskować, iż właśnie z bramy lodowcowej jeziora Narie wypływała największa ilość wód roztopowych, które dokonały tak silnego w tej okolicy rozbitcia poziomu sandrowego I. Wysokości bezwzględne poziomu II w pobliżu jeziora Narie wynoszą 125 m.

Drugi strumień wód roztopowych, płynący z okolic jeziora Bartężka i Rudej Wody, był nieco słabszy, o czym świadczy większa ilość zachowanych na tej linii fragmentów poziomu sandrowego I. Wysokości bezwzględne poziomu sandrowego II w okolicy tych jezior wynoszą ok. 120 m.

Poziom II na obszarze sandru ostródzkiego zachował się w postaci mniej lub bardziej rozległych szlaków,

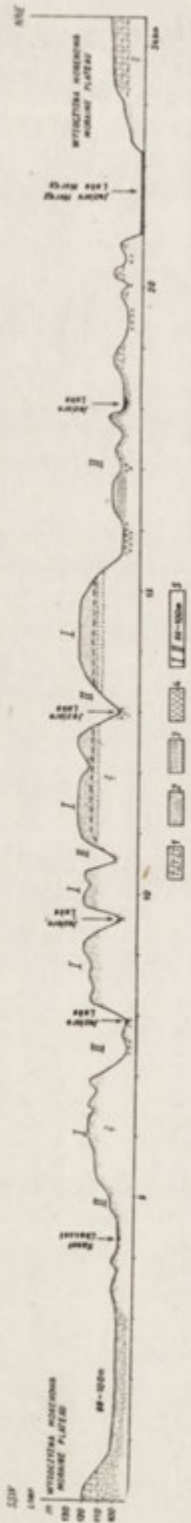


Ryc. 3. Przekrój sandru ostródzkiego od okolic Stonecznika w kierunku południowo-wschodnim

1 - glina morenowa, 2 - seria sandrowa, 3 - starsza seria fluwio-glacialna, 4 - torfy, 5 - poziomy sandrowy

Section across Ostróda outwash, from near Stonecznik in SE direction

1 - boulder clay, 2 - outwash clay, 3 - older fluvio-glacial series, 4 - peats, 5 - outwash levels



Ryc. 4. Przekrój sandru ostródzkiego od okolic Liwy do jeziora Morąg
 1 - gлина morenowa, 2 - seria sandrowa, 3 - starsza seria fluwio-glacialna, 4 - torfy, 5 - poziomy sandrowe

Section across Ostróda outwash near Liwa towards Lake Morąg
 1 - boulder clay, 2 - outwash series, 3 - older fluvio-glacial series, 4 - peats, 5 - outwash levels

które w kilku przypadkach, jak to ma miejsce na północ od jeziora Szelaąg, naśladują przebieg występujących tu rynien jeziornych. Świadczy to, iż w czasie formowania poziomu sandrowego II rozpoczęło się już powolne wytapianie się martwych lodów konserwujących formy rynnowe. Na synchroniczne zjawisko tworzenia się niższych poziomów sandrowych i wytapiania się lodów martwych, konserwujących rynny, zwróciła również uwagę S. Żynda [78] w opracowaniu morfologii Wysoczyzny Lubuskiej.

Poziom sandrowy II wykazuje nachylenie w kierunku południowo-zachodnim. Na kontakcie z doliną Drwęcy wysokości bezwzględne tego poziomu wynoszą już 114 m. Jest on więc wcięty w poziom I o ok. 6–8 m. Jego rzeźba jest niezwykle urozmaicona. Urozmaicenie to jest wynikiem działalności wielu wąskich strumieni i strumyków rzeźbiących powierzchnię w postaci krętych obniżeń. Inne, często spotykane na poziomie sandrowym II, nieregularne i o różnej głębokości zagłębienia powstały niewątpliwie wskutek późniejszego wytapiania się brył lodu martwego i zimowego, nazywanego też sandrowym [26, 28, 64].

Przy opisie rzeźby poziomu sandrowego II nasuwa się pytanie, z jakim postojem lądolodu należy wiązać jego genezę? Jak przyjmuje L. Roszkówna [60], poziom ten związany jest genetycznie z postojem lądolodu na linii moren morąskich i małydyckich. Autorka nie wyklucza również hipotezy, iż poziom ten zaczął się tworzyć jeszcze w czasie postoju lądolodu na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka. Hipoteza przyjmująca genetyczny związek poziomu II z morenami morąskimi i małydyckimi nie wydaje się jednak słuszna. Wody roztopowe płynące od lądolodu z linii moren morąskich mogły jedynie płynąć wąską osią północnego odcinka rynny jeziora Narie, a masa wód roztopowych, jaka była wtedy odprowadzona, nie mogła w efekcie doprowadzić do tak silnego zniszczenia poziomu sandrowego I na południe od jeziora Narie. Wątpliwy wydaje się też genetyczny związek poziomu sandrowego II z morenami małydyckimi, ponieważ od lądolodu z linii tych moren brał początek znacznie niżej leżący obecnie sandr, kierujący się na południe do doliny Drwęcy i wpadający do niej w poziomie 100 m n.p.m. Fragmenty poziomu II występują znacznie dalej na południe od moren małydyckich,

między rynnami jezior Bartężka i Rudej Wody. Należy zatem przyjąć, co sugerowała już L. Roszkówna, iż głównym impulsem dla rozpoczęcia erozyjnej działalności strumieni sandrowych, a tym samym dla zapoczątkowania tworzenia się poziomu sandrowego II, był moment niewielkiej recesji lądolodu od strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka i pogłębienia się wnęki między lobem mazurskim a lobem małydyckim na osi rynny jeziora Narie. Wody roztopowe płynące w poziomie II kierowały się na południe i południowy zachód do zapoczątkowanej już przez wody roztopowe płynące w poziomie I doliny sandrowej Drwęcy.

Ze względu na brak wierceń budowa geologiczna głębszych warstw poziomu sandrowego I i II jest stosunkowo mało poznana. Wgląd w nią dają jedynie dwa wiercenia, z których jedno zostało wykonane na kontakcie strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka z poziomem sandrowym I na północ od Słonecznika w Bożęcinie, a drugie w Piławkach, na południowy wschód od Miłomłyna, w pobliżu Jeziora Drwęckiego, w poziomie sandrowym II. W wierceniu w Bożęcinie występuje 15-metrowa seria utworów fluwioglacjalnych, leżąca na glinie morenowej. Pod warstwą gliny o miąższości 15 m występują ponownie utwory fluwioglacjalne. Wiercenie wykonane w poziomie sandrowym II w Piławkach (ryc. 11) wykazuje już 11-metrowy pokład utworów fluwioglacjalnych, leżących na 4-metrowej warstwie gliny morenowej. Pod gliną powtarzają się, jak w Bożęcinie, utwory fluwioglacjalne oraz zastoiskowe. Mniejszą miąższość górnego fluwioglacjału w poziomie sandrowym II w okolicy Jeziora Drwęckiego tłumaczyć można wcięciem się tego poziomu w poziom I.

W kilku jednak miejscach w obrębie poziomu sandrowego I i II miąższość utworów fluwioglacjalnych wynosi zaledwie 1–1,5 m. Leżą one na glinie morenowej.

Poziom sandrowy 98–100 m n.p.m.

Na obszarze sandru ostródzkiego występują dwa bardzo nisko leżące płaskie szlaki sandrowe na wysokości 98–100 m n.p.m. Pierwszy szlak sandrowy przecina rozpatrywany obszar z północnego wschodu na południowy zachód, tj. między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy. Drugi szlak sandrowy o kierunku północ–południe biegnie od Dobrocina do doliny Drwęcy. Jak przyjmuje L. Roszkówna [60], drugi szlak wiąże się genetycznie z morenami małydyckimi i kierując się na południe, przerywa strefę marginalną Miłomłyn–Bramka, wcina się w okolicy Miłomłyna w opisane już poziomy sandrowe I i II i uchodzi do doliny Drwęcy w okolicy Jeziora Drwęckiego, na poziomie 100 m n.p.m. Trudniej nieco przedstawia się problem, z morenami jakiego postoju należy łączyć ten niski poziom sandrowy występujący między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy. J. Kondracki [33], wyróżniając ciągi morenowe na Pojezierzu Mazurskim pisze, iż od ciągu VIII na północ od Ornety odchodzi w kierunku południowym sandr, który wypełnia obniżenie Drwęcy Warmińskiej - Pasłęki. Możliwość powiązania niskiego poziomu sandrowego występującego na sandrze ostródzkim między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy z morenami czołowymi występującymi na północ od Ornety jest sprawą bardzo trudną, ponieważ moreny te leżą znacznie dalej na północ w stosunku do moren małydyckich, od których bierze również początek wspomniany już niski poziom sandrowy, wpadający do doliny Drwęcy w okolicy Jeziora Drwęckiego. W związku z tym, należałoby postawić pytanie, czy na osi górnego odcinka doliny Pasłęki nie odpływały w kierunku południowo-zachodnim wody

roztopowe związane z postojem lądolodu wcześniejszym, niż związanym z morenami na północ od Ornety. Górny odcinek doliny Pasłęki byłby w tym przypadku starszy od dolnego, a zatem odwrotnie niż dolina Drwęcy, której dolny odcinek jest starszy, gdyż zbierał już wody roztopowe w czasie postoju lądolodu na linii moren wąbrzeskich [54]. Zagadnienie odpływu wód roztopowych doliną Pasłęki jest jeszcze otwarte.

Jak wynika z głębokich wierceń, miąższość utworów fluwioglacjalnych niskiego poziomu sandrowego między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy waha się od 1,3 m do ponad 20 m. Głębiej występuje glina morenowa o miąższości od 1,5 m do 15 m, pod którą znajdują się utwory fluwioglacjalne. Podobną budową geologiczną charakteryzuje się również niski poziom sandrowy biorący swój początek od moren małyckich. Na podstawie częstych różnic w budowie geologicznej nie tylko omawianego niskiego poziomu sandrowego, ale również poziomów I i II, co głównie wyraża się w występowaniu pokładów glin morenowych na różnych wysokościach, można przypuszczać, że sandr ostródzki prawdopodobnie nałożony został na obszar o urozmaiconej rzeźbie. Wody roztopowe, tworzące od strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka sandr ostródzki, musiały dokonać zatem akumulacyjnej działalności w poszczególnych obniżeniach podłoża oraz w większości poddać erozyjnej działalności występujące na nim wzniesienia. Była to pierwsza faza tworzenia się sandru ostródzkiego, która doprowadziła do powstania najwyższego (124–131 m n.p.m.) poziomu sandrowego I. Recesja czoła lądolodu od linii postoju Miłomłyn–Bramka dała początek tworzeniu się poziomu sandrowego II, który wciął się w poziom I o ok. 6–8 m. Wody roztopowe płynące w tym poziomie musiały również w niektórych miejscach dokonać erozji podłoża sandru ostródzkiego. Podobne zjawiska musiały zachodzić niewątpliwie wówczas, kiedy kolejna recesja lądolodu zarejestrowana została utworzeniem się najniższego w obrębie sandru ostródzkiego poziomu o wysokościach 98–100 m n.p.m.

Wobec tego, że podłoże sandru ostródzkiego ma bardzo zróżnicowaną budowę geologiczną, ocena miąższości najmłodszej serii sandrowej staje się problemem bardzo trudnym. Zagadnienie to będzie jeszcze rozważane w dalszym rozdziałach pracy, podczas analizy strukturalnej utworów rozpatrywanego obszaru.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA OBSZARÓW SĄSIEDNICH

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA STREF MARGINALNYCH

STREFA MARGINALNA MIŁOMŁYN-BRAMKA

Obraz występowania moren czołowych i stref marginalnych w obrębie rozpatrywanego obszaru przedstawiony na ryc. 1 został odtworzony z mapy L. Roszkówny [60], która w roku 1955 dała ich szczegółową charakterystykę. Poziom sandrowy I o wysokościach 124–131 m n.p.m. oraz poziom sandrowy II o wysokościach 114–125 m n.p.m. wiąże się, co stwierdziła już L. Roszkówna, z postojem lądolodu na linii Miłomłyn–Bramka. Niezwykle ciekawy jest fakt, że postój lądolodu na tej linii nie został zarejestrowany w postaci typowych moren czołowych. Dość licznie występują tu jedynie niewysokie pagórki morenowe, których wysokości względne przekraczają zaledwie 5 m. Interesującą rzeczą jest to, że obszar ten leży niżej o 5–10 m w stosunku do biorącego od niego początek poziomu sandrowego I (ryc. 3). Na tej podstawie można przyjąć, że ów pagórkowaty obszar genetycznie związany jest z czołem lądolodu.

Dodatkowym dowodem postoju lądolodu na linii Miłomłyn–Bramka jest występowanie tu dużej ilości głazów o średnicy 60–70 cm, stwierdzonych na kontakcie strefy marginalnej z poziomem sandrowym I w odległości 1 km na południowy zachód od Bramki. Omawiana strefa marginalna jest zbudowana z gliny morenowej, której miąższość wynosi ok. 3 m. Pagórki morenowe występujące w południowym rozwidleniu jeziora Narie w okolicy Kretowin, które prawdopodobnie są dalszym ciągiem strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka, zbudowane są z gliny morenowej, pod którą stwierdza się występowanie zaburzonych utworów fluwioglacjalnych. Cała strefa marginalna nie stanowi jednolitej całości, lecz jest rozbita przez niższe poziomy sandrowe oraz obszary moreny falistej o znacznie mniejszych deniwelacjach.

Niektórzy badacze przyjmują, że sandry występują przeważnie na przedpolu moren recesyjnych. Brak ich natomiast na przedpolu moren spiętrzonych, powstających przy nasunięciu się lądolodu. R. Galon [18], tłumacząc występowanie rozległych sandrów na przedpolu transgresyjnego stadium pomorskiego twierdzi, iż jest to „następstwem silnego rozczłonkowania się krawędzi lądolodu, nie mającego odpowiednika w starszych fazach postoju, oraz skupienia się wód roztopowych w kilku miejscach”. W przypadku sandru ostródzkiego nie wiadomo jeszcze, czy strefa marginalna Miłomłyn–Bramka jest maksymalnym zasięgiem stadium pomorskiego, czy też jedną z faz recesyjnych tego stadium. Zagadnienie to zostanie jeszcze poruszone w dalszych rozdziałach pracy.

Morenami małydyckimi nazywa L. Roszkówna [60] rozległy obszar morenowy występujący między Małdytami na zachodzie a Dobrocinkiem na wschodzie. Moreny te leżą ok. 10 km na północ od strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka. Z postojem lądolodu na linii tych moren wiąże się geneza niskiego poziomu sandrowego, którego wysokości bezwzględne w tym miejscu wynoszą 110 m. Sandr ten biegnie na południe i wpada do doliny Drwęcy na wysokości 98–100 m n.p.m. Wysokości bezwzględne moren małydyckich wynoszą od 130 m w części południowej do 165,7 m w części północnej. Budowa geologiczna moren małydyckich jest bardzo urozmaicona. Na ich powierzchni występuje zarówno glina morenowa jak i utwory fluwioglacjalne.

Na wschód od moren małydyckich występują moreny morąskie. Morenami morąskimi nazywa L. Roszkówna potężny wał morenowy położony ok. 5 km na północ od Morąga. Ich maksymalna wysokość wynosi 199,4 m n.p.m. Moreny morąskie mają również różnorodną budowę geologiczną. Na powierzchni spotyka się glinę morenową oraz utwory fluwioglacjalne. Utwory fluwioglacjalne, z których zbudowane są wnętrza moren morąskich, charakteryzują się silnym spiętrzeniem. L. Roszkówna [60] przyjmuje, że „moreny morąskie są klasycznym przykładem moren powstałych na skutek spiętrzenia fluwioglacjalnego przedpola przez nasunięcie lodowca, którego gliniaste akumulacyjne osady dominują znów po stronie dolodowcowej. Jaki procent przypada na partie usypane *in situ* przez wody glacialne – trudno ustalić”. Z moren morąskich pobrane zostały próbki gliny oraz utworów fluwioglacjalnych do analiz granulometryczno-petrograficznych. Wyniki analiz przedstawione zostaną w dalszych rozdziałach pracy.

Sandry na przedpolu moren morąskich rozwinęły się słabo. Jedyne stosunkowo mały obszar sandrowy biegnie od tych moren na południe w stronę Morąga. Nie jest wykluczone, że wody roztopowe od lądolodu z linii moren morąskich płynęły również wzdłuż rynny jeziora Narie i rozlewały się na utworzonym już wcześniej poziomie sandrowym II.

Na południowy wschód od moren morąskich, a na wschód od wąskiego odcinka rynny jeziora Narie, występuje dość rozległy pagórkowaty obszar, który na ryc. 1 zaznaczony został również jako strefa marginalna. Wysokości bezwzględne wahają się tu od 130 m do 183 m. Budowa geologiczna tej strefy jest również różnorodna. Pod gliną morenową stwierdza się występowanie spiętrzonych utworów fluwioglacjalnych. Z tą strefą marginalną, która powstała na styku lobu Wisły i lobu mazurskiego, związany jest genetycznie, jak przypuszczam, poziom II sandru ostródzkiego.

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA OBSZARÓW WYSOCZYNY MORENOWEJ FALISTEJ

WYSOCZYNA MORENOWA FALISTA OKOLIC JEZIORA MORĄG

Obszar wysoczyzny morenowej falistej występujący w okolicy jeziora Morąg stanowi wschodnią granicę sandru ostródzkiego. Jego wysokości bezwzględne między jeziorem Morąg a Boguchwałami wahają się od 120 m do 140 m. Obszar ten ma bardzo zróżnicowaną budowę geologiczną. Na powierzchni spotyka się glinę morenową oraz utwory fluwio-

glacialne. W niektórych odsłonięciach, np. 3 km na południe od Boguchwał, pod gliną morenową o miąższości 2–3 m występują utwory fluwioglacjalne silnie zaburzone. Stwierdzenie zaburzeń utworów fluwioglacjalnych na obszarach przyległych do sandru ostródzkiego, jak również w strefach marginalnych i morenach czołowych rozpatrywanego obszaru, pozwala wnioskować, że ostatni łądolód wkroczył na obszar o dość dobrze rozwiniętych sandrach, przykrywając go następnie gliną morenową o niewielkiej miąższości. Tego rodzaju fakty geomorfologiczne miały duże znaczenie dla badań granulometryczno-petrograficznych. Analiza składu granulometryczno-petrograficznego gliny morenowej i zaburzonych utworów fluwioglacjalnych oraz niewątpliwie młodszych utworów fluwioglacjalnych, z których zbudowany jest w bezpośrednim sąsiedztwie leżący sandr ostródzki, dała cenny materiał do dalszego wnioskowania.

Na zachód od jeziora Morąg występuje również niewielki obszar moreny dennej falistej, który zbudowany jest z gliny zwałowej. Wysokości bezwzględne wahają się tu w granicach 105–118 m. Obszar ten leży więc ok. 10–12 m niżej w stosunku do fragmentów poziomu sandrowego I, znajdujących się w bezpośrednim sąsiedztwie. Dowodzi to, że ten fragment moreny falistej zachował się tu wskutek zalegania bryły lodu martwego. Podobne przypadki zachowania się niżej leżących obecnie wysp moreny dennej w obrębie sandru Brdy opisał R. Galon [19].

WYSOCZYNA MORENOWA FALISTA NA POŁUDNIE OD SANDRU OSTRÓDZKIEGO

Obszar wysoczyzny morenowej falistej okolic Ostródy oraz wysoki poziom sandrowy o wysokościach 150–160 m n.p.m. na wschód od Ostródy stanowią południowe obrzeżenie sandru ostródzkiego. Wysoczyzna morenowa falista na południowy zachód od Ostródy towarzyszy nieprzerwanie dolinie Drwęcy. Wysokości bezwzględne tego obszaru wahają się od 130 m do 140 m w okolicach Ostródy, a między Samplawą a Kazarficami wynoszą od 150 m do 160 m. Obszar ten stanowi północno-zachodnie obrzeżenie Garbu Lubawskiego, którego kulminacje (312 m n.p.m.) znajdują się 15 km na południowy wschód od omawianego obszaru. Wysoczyzna morenowa w okolicach Ostródy porozcinana została przez system rynien, którymi od południa płynie obecnie Drwęca, wpadająca w Ostródzie do Jeziora Drwęckiego. Budowę geologiczną wysoczyzny morenowej okolic Ostródy charakteryzuje profil wiertniczy (ryc. 22), wykonany w południowo-zachodniej części Ostródy. W profilu tym stwierdzono do głębokości 3 m pokład gliny morenowej barwy brunatnej, który leży na 5-metrowym pokładzie gliny morenowej barwy szarej. Pod tymi glinami występuje 4-metrowa seria utworów fluwioglacjalnych, leżąca na serii iłów brązowych, o miąższości 24 m. Poniżej iłów występuje kolejny pokład gliny morenowej barwy szarej oraz ponownie seria utworów fluwioglacjalnych. Występowanie pokładów iłów lub mułków w okolicy Ostródy zostało już niejednokrotnie stwierdzone. Z tego wynika, iż Garb Lubawski stanowił, prawdopodobnie w okresie zlodowacenia bałtyckiego, przeszkodę w swobodnym odpływie wód roztopowych od czoła łądolodu. Na zapleczu Garbu Lubawskiego, a więc w okolicy Ostródy, istniały zatem najlepsze warunki do tworzenia się rozległych zastoisk.

Na południowy zachód od Ostródy, a 3 km na południowy wschód od Gierłoża – w Kołodziejkach – wysoczyzna morenowa falista jest zbudowana z gliny morenowej

o miąższości 30 m, leżącej na potężnej serii utworów fluwioglacjalnych (ryc. 23). Z wierceń w Ostródzie oraz w Kołodziejkach pobrano również próbki utworów fluwioglacjalnych do analiz granulometryczno-petrograficznych w celu dokonania ich korelacji z utworami fluwioglacjalnymi, z których jest zbudowany sandr ostródzki.

OBSZAR MIĘDZY DOLINĄ DRWĘCY A JEZIEM JEZIORAK

Obszar między doliną Drwęcy a jeziorem Jeziorak stanowi jakby wyspę wśród odnog sandru iławskiego. Charakteryzuje go stosunkowo duże bogactwo form glacialnych. Jego wysokości bezwzględne wahają się od 111 m do 115 m. W środkowej części, w bezpośrednim kontakcie z jeziorem Łabędź, występuje wydłużony wał o przebiegu północny wschód – południowy zachód charakteryzujący się niewielkimi deniwelacjami. Kulminacje tego wału wznoszą się ponad okolice zaledwie o 4–6 m. Najbardziej godny uwagi jest fakt, że cały obszar między doliną Drwęcy a Jeziorakiem leży niżej o 20–30 m względem wysoczyzny morenowej falistej, towarzyszącej lewemu brzegowi doliny Drwęcy (ryc. 5).

CHARAKTERYSTYKA GEOMORFOLOGICZNA SANDRU IŁAWSKIEGO

Na zachód od sandru ostródzkiego położony jest drugi, równie rozległy obszar sandru iławskiego, który można podzielić na część północną, zajmującą obszar od Dzierzgonia do Hławy, oraz południową, od Hławy do doliny Drwęcy. Sandr północny L. Roszkówna [60] nazywa też sandrem dzierzgońskim. Sandr północnoiławski, młodszy od sandru ostródzkiego, powstał w czasie kolejnych faz recesyjnych lądolodu stadium pomorskiego. Na sandrze północnoiławskim wyróżnić można dwa poziomy sandrowe; poziom I bierze swój początek od moren południowodzierzgońskich w okolicach Przezmarka, na wysokości 130 m n.p.m. [60, 62]. Z postojem lądolodu na linii strefy marginalnej w okolicy Koszajna (u L. Roszkówny pasmo Myślice–Zakroczyn–Budwity) związany jest poziom II, który leży na wysokości 115–116 m n.p.m.

POZIOM I SANDRU PÓLNOOCNOIŁAWSKIEGO

Poziom I sandru północnoiławskiego zachował się, podobnie jak poziom I sandru ostródzkiego, w postaci rozległych wysp. Wysokości bezwzględne tego poziomu w pobliżu moren południowodzierzgońskich wynoszą ok. 130 m i stopniowo maleją, idąc w kierunku południowo-wschodnim do rynny jeziora Jeziorak, gdzie osiągają już kolejno wartości 120, 115 i 113 m [53]. Wody roztopowe płynące w poziomie I od moren południowodzierzgońskich w okolicy jeziora Jeziorak rozdzielały się na dwie odnogi. Pierwsza odnoga kierowała się na wschód i płynąc w poprzek zakonserwowanej lodem rynny jeziora Jeziorak wpadała na zachód od Ostródy do utworzonej przez sandr ostródzki doliny sandrowej Drwęcy. Świadczy o tym zachowany między Jeziorakiem a doliną Drwęcy poziom, którego wysokości bezwzględne wynoszą 112 m, a na kontakcie z doliną Drwęcy już 108–109 m.

Wody roztopowe drugiej odnogi płynęły na południe w kierunku Hławy. Dowodem tego jest występująca 2 km na północny wschód od Hławy wyspa poziomu I, o wysokościach

bezwzględnych 109–110 m. Od tego miejsca sytuacja morfologiczna i możliwość odpływu wód płynących w poziomie I na południe wydaje się mocno skomplikowana. Od Hławy mianowicie do doliny Drwęcy biegnie sandr, który nazwano południowośląskim. Rozpoczyna się on od jeziora Jeziorak, z którym kontaktuje dość stromą krawędzią. Jego wysokości bezwzględne w tym miejscu wynoszą 125 m. Wysokości te dotyczą tylko jego części zachodniej, między zespołem rynien o przebiegu południkowym na wschodzie a moreną denną falistą na zachodzie. Ten wysoki poziom sandru południowośląskiego przypomina obecnie potężny wał o szerokości 2–2,5 km, który biegnąc od Hławy pierwotnie na południe, wykazuje dalej skręt w kierunku południowo-zachodnim, gdzie jego wysokości bezwzględne wynoszą już 112–115 m.

Od wschodu do omawianego poziomu sandrowego przylega niżej leżący obszar sandrowy, którego początek jest bardzo trudny do uchwycenia ze względu na jego rzeźbę zmodyfikowaną przez rynny. Jest on silnie nachylony w kierunku doliny Drwęcy, z którą kontaktuje na wysokości 103–104 m n.p.m. Od zachodu wysoki poziom sandru południowośląskiego przylega do moreny dennej falistej, leżącej na wysokości 110–113 m n.p.m.

Jak wynika z sytuacji geomorfologicznej wysokiego poziomu sandru południowośląskiego oraz wysokości bezwzględnych, jego genezy nie można w żadnym przypadku wiązać z wodami roztopowymi, płynącymi od daleko na północy położonych moren południowo-dzierżgońskich. Jest on zatem znacznie starszy od poziomu I sandru północnośląskiego. Wody roztopowe, płynące w tym poziomie początkowo na południe, natrafiały na zaporę w postaci brył martwego lodu i kierowały się na południowy zachód, prawdopodobnie na obszar sandru brodnickiego. Problem ten wymaga jednak jeszcze specjalnych badań geomorfologicznych.

Po tym krótkim rysie geomorfologicznym sandru południowośląskiego wyłania się zagadnienie dalszego odpływu wód roztopowych płynących w poziomie I sandru północnośląskiego na południe. Należy przypuszczać, że możliwość taka istniała wyłącznie na liniach wytapiających się już wcześniej rynien jeziornych kontaktujących z rynną jeziora Jeziorak i biegnących na południe w kierunku doliny Drwęcy. Wody roztopowe, które płynęły początkowo ograniczonymi zarysami rynien, natrafiając na powierzchnię silnie nachyloną w kierunku doliny Drwęcy, rozlewały się następnie szeroko, uchodząc do niej w poziomie 103–104 m n.p.m.

POZIOM II SANDRU PÓLNOOCNOŚLĄSKIEGO

Poziom II sandru północnośląskiego związany jest genetycznie z postojem lądolodu na linii strefy marginalnej okolic Koszajna. Od strefy tej bierze on początek w poziomie 115–116 m n.p.m. [62]. Wody roztopowe płynące w tym poziomie w okolicy Przemyska i jeziora Ewingi rozdzielały się na dwie odnogi. Pierwsza odnoga kierowała się przez jezioro Ewingi na południowy wschód i wpadała od wschodu do zarysowującej się już rynny jeziora Jeziorak. Druga odnoga wód roztopowych kierowała się na południowy zachód, a następnie na południowy wschód, gdzie dokonała rozbicia poziomu I sandru północnośląskiego na poszczególne wyspy. Poziom II w okolicach jeziora Jeziorak leży na wysokości 104–105 m n.p.m. Wody roztopowe płynące w poziomie II, podobnie jak wody roztopowe płynące w poziomie I, uchodziły do doliny sandrowej Drwęcy dwiema

odnogami. Pierwsza przecinała w poprzek zakonserwowane przez martwy lód rynny jeziora Jeziorak i Gil Wielki i wpadała do doliny Drwęcy na zachód od Ostródy, w poziomie 100 m n.p.m. Wody roztopowe drugiej odnogi płynęły w kierunku Iławy, gdzie podobnie jak wody roztopowe płynące w poziomie I, wykorzystywały obniżenie wytapiających się rynien na sandrze południowoławnkim i uchodziły do doliny Drwęcy w poziomie 94–95 m n. p.m.

CHARAKTERYSTYKA TERAS DOLINY GÓRNEJ DRWĘCY

Jak już wspomniano w trakcie omawiania morfologii sandru ostródzkiego, wody roztopowe tworzące ten sandr, mając utrudniony odpływ w kierunku południowym i południowo-wschodnim, skierowywały się na południowy zachód, zapoczątkowując w okolicy Jeziora Drwęckiego powstanie doliny sandrowej Drwęcy, której szerokość wynosi 2–4 km. Tę możliwość odpływu wód roztopowych doliną sandrową Drwęcy na południowy zachód wykorzystywały później wody roztopowe tworzące sandr północnoławnki, młodszy od sandru ostródzkiego. Ślady odpływu doliną sandrową Drwęcy wód roztopowych sandru ostródzkiego oraz północnoławnkiego są dziś zarejestrowane w jej górnym odcinku w postaci teras. Na odcinku między Ostródą a Samplawą o długości 34 km występują ponad dnem dolinnym 4 terasy:

- a) terasa 4–6 m
- b) „ 11–15 m
- c) „ 20–21 m
- d) „ 23–25 m

Terasa 23–25 m

Terasa 23–25 m – najwyższa – zachowała się jedynie pod Gierłożem w postaci fragmentu o długości 2 km, a szerokości ok. 1 km. Jej wysokości wynoszą 115–117 m n.p.m. Na północny wschód od Gierłoża została ona silnie podcięta przez terasy niższe. Na południe i południowy zachód obniża się ona stopniowo, przechodząc bez wyraźnej granicy w terasę 20–21 m. Utworzenie się terasy najwyższej było prawdopodobnie wynikiem odpływu wód roztopowych, które tworzyły poziom I sandru ostródzkiego o wysokościach 124–131 m n.p.m.

Niezwykle interesująco przedstawia się sytuacja geomorfologiczna wspomnianego fragmentu terasy. Od wschodu kontaktuje się ona z wysoczyzną morenową falistą o wysokościach 130–140 m n.p.m. Obszar wysoczyzny, towarzyszący prawemu brzegowi doliny Drwęcy, opisany już w jednym z poprzednich rozdziałów, położony jest znacznie niżej, rzadko przekracza wysokość 115 m n.p.m. (ryc. 5). Z tego wynika, że najwyższa terasa rozpatrywanego odcinka doliny Drwęcy leży wyżej o 2 m względem wysoczyzny stanowiącej prawy brzeg doliny Drwęcy. Należy zatem przyjąć, że w momencie płynięcia wód roztopowych w poziomie terasy 23–25 m, prawobrzeżne obszary rozpatrywanego odcinka doliny Drwęcy przykryte były jeszcze lodem. Terasa ta tworzyła się więc między zalegającym lodem na obszarach prawobrzeżnych a wysoko położonymi obszarami lewobrzeżnymi.

Terasa 23–25 m jest zbudowana wyłącznie z utworów fluwiogłajnych wykształconych w postaci piasków drobno- i średnioziarnistych, niekiedy źle przesegregowanych.

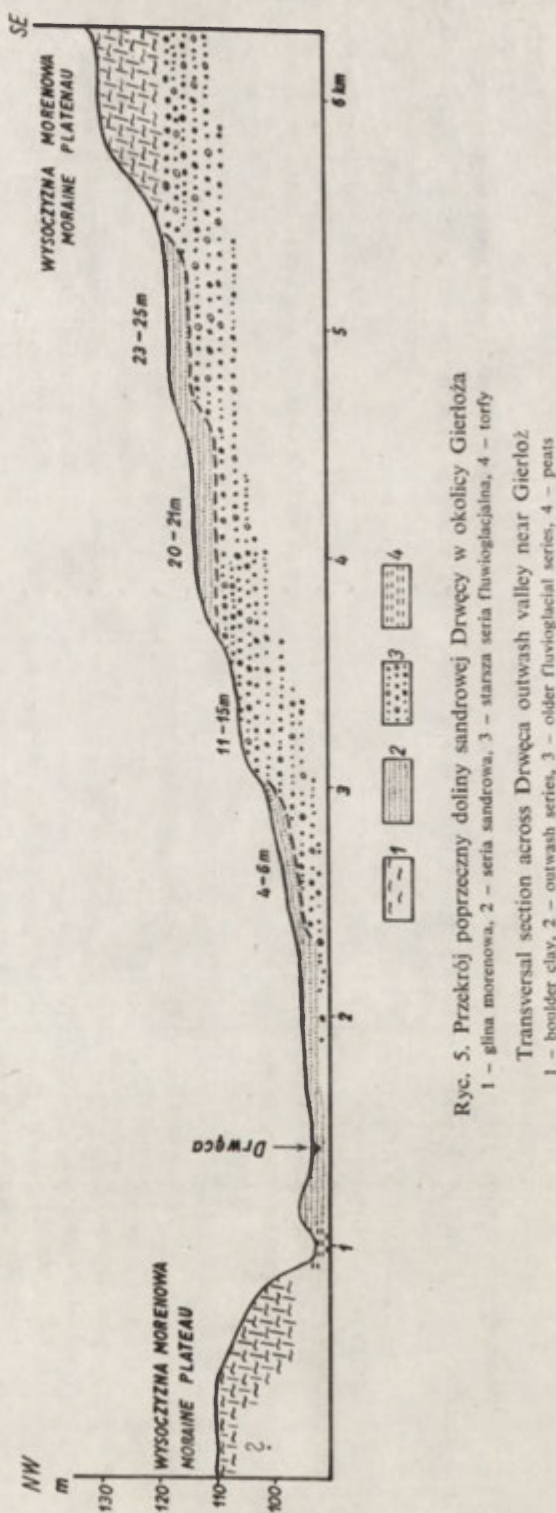
Terasa 20–21 m

Terasa ta zachowała się w dolinie górnej Drwęcy jedynie na odcinku między Gierłożem a Ostródą. Ma ona charakter listwy o długości 4 km i największej szerokości 1,5 km. Jej wysokości wynoszą 112–113 m n.p.m. dowód odpływu doliną Drwęcy wód roztopowych płynących w poziomie II sandru ostródzkiego, który u wylotu do doliny Drwęcy na północ od Ostródy leży na wysokości 114 m n.p.m. Fragmenty wysp poziomu II sandru ostródzkiego zachowały się jeszcze w obrębie poziomu 98–100 m n.p.m. ok. 1–2 km na północ i północny wschód od Ostródy oraz 3 km na południowy wschód od Liwy, a więc blisko terasy 20–21 m doliny sandrowej Drwęcy.

Omawiany fragment terasy ma silnie urozmaiconą wytopiskami rzeźbę. Jest on również porożciniany licznymi dolinkami erozyjnymi.

Budowa geologiczna tej terasy jest bardzo urozmaicona. Na pewnych odcinkach, jak wynika z dokonanych w niej wkopów do głębokości 2 m, jest zbudowana wyłącznie z piasków drobno- i średnioziarnistych, a na innych wyłącznie z piasków gruboziarnistych oraz żwirów. W dalszej części pracy zostanie omówiona charakterystyka granulometryczno-petrograficzna tych utworów.

Na powstaniu terasy 20–21 m



Ryc. 5. Przekrój poprzeczny doliny sandrowej Drwęcy w okolicy Gierłoża

1 – glina morenowa, 2 – seria sandrowa, 3 – starsza seria fluwiogłajalna, 4 – torfy

Transversal section across Drwęca outwash valley near Gierłoż

1 – boulder clay, 2 – outwash series, 3 – older fluvioglacial series, 4 – peats

Powiązanie teras dolnego i górnego odcinka pradoliny Drwęcy oraz poziomów sandrowych sandru ostródzkiego i północnoławskiego

Interrelation between terraces of the upper, and lower section of the Drwęca pradolina¹ and outwash levels of the Ostróda and North Ława outwashes

Nr terasy Terrace No.	Terasy w pradolinie dolnej Drwęcy wg W. Niewiarowskiego [55] Terraces in the Drwęca pradolina (lower section) according to W. Niewiarowski [55]		Terasy w dolinie górnej Drwęcy Terraces in the upper Drwęca valley		Poziomy sandru ostródzkiego Levels of the Ostróda outwash		Poziomy sandru północnoławskiego Levels of the North Ława outwash	
	Przy wlocie do Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. Wysokość bezwzględna w m In the mouth to Toruń Basin. Absolute altitude in metres	Wysokość względna nad poziom Drwęcy w Lubiczu w m Relative height above the Drwęca level in Lubicz in metres	Między Ostródą a Samplawą. Wysokość bezwzględna w m Between Ostróda and Samplawa. Absolute altitude in metres	Wysokość względna nad poziom Drwęcy w okolicy Gierłoża w m Relative height above the Drwęca level in vicinity of Gierłoż, in metres	Nr poziomu Number of level	Wysokość bezwzględna w m Absolute altitude in metres	Nr poziomu Number of level	Wysokość bezwzględna w m Absolute altitude in metres
XI	84	–	115–117 112–113	23–25 20–21	I II	124–131 114–125	–	–
X	77–78	37–38	103–107	11–15	–	–	I	108–130
IX	71–73	32–34	95–97	4–6	–	98–100	II	100–116
VIII	66	27	dno doliny (terasa zalewowa) valley bottom (flood terrace)					
VII	62–63	23–24						
VI	57	18						
V	53	14						
IV	50	11						
III	45	6						
II	43	3–4						
I	41	2						

w dolinie sandrowej Drwęcy zamyka się cykl rozwojowy sandru, którego geneza wiązała się z postojem łądolodu na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka. Nasuwa się teraz pytanie, jakie były dalsze losy wód roztopowych, które utworzyły dwa poziomy sandru ostródzkiego (I i II) i uchodziły doliną sandrową Drwęcy (terasa 23–25 m, 20–21 m) w kierunku południowo-zachodnim do Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej? Zagadnienie powiązania teras sandrowych górnego odcinka doliny Drwęcy z terasami Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej rozpatruje W. Niewiarowski [55].

Według W. Niewiarowskiego na południowy zachód od Gierłoża nastąpiło połączenie terasy 23–25 m z terasą 20–21 m w jeden poziom. Śladem odpływu doliną sandrową Drwęcy wód roztopowych z sandru ostródzkiego jest prawdopodobnie fragment terasy pod Kurzętnikiem, której wysokości bezwzględne wg Z. Churskiego [7] wahają się od 110 m do 115 m, oraz fragment terasy w Kotlinie Elgiszewskiej, o wysokościach bezwzględnych 84 m (tab. 1). Według W. Niewiarowskiego wody roztopowe płynące w tym poziomie odpływały dalej na zachód pradoliną Noteci–Warty i prawdopodobnie nawiązują do terasy XI w dolinie Brdy i do terasy V w pradolinie Noteci–Warty [19, 22].

Terasa 11–15 m

Terasa ta występuje niemal na całej długości rozpatrywanego odcinka doliny górnej Drwęcy. Rozpoczyna się 4 km na północny wschód od Gierłoża i biegnie 14,5 km nieprzerwanie w dół doliny po Samplawę. Najrozleglejszy obszar zajmuje w okolicy Gierłoża, gdzie szerokość jej wynosi 2 km, dalej ku południowi zwęża się do 250–300 m pod Kazanicami. Największą wysokość wynoszącą 107 m n.p.m. ma omawiana terasa na północ od Gierłoża, gdzie szerokim półkolem podcina kolejno terasę 20–21 m i terasę 23–25 m. Na południowy zachód od Gierłoża zniszczyła ona owe terasy i kontaktuje się już bezpośrednio z wysoczyzną morenową. Wysokości jej w tym miejscu wynoszą już 103–104 m n.p.m.

Powstaje pytanie, jakie wody roztopowe zapoczątkowały jej utworzenie się? Opisując sandr północnośląski, młodszy od sandru ostródzkiego wykazano, że wody roztopowe płynące w dwu poziomach tego sandru rozdzielały się w okolicy jeziora Jeziorak na dwie odnogi. Pierwsza odnoga kierowała się na południowy wschód i uchodziła w okolicach Jeziora Drwęckiego do doliny Drwęcy, druga zaś płynęła na południe. Śladem wód roztopowych płynących w poziomie I sandru północnośląskiego pierwszą odnogą jest obecnie szlak sandrowy występujący między jeziorem Jeziorak a Jeziorem Drwęckim. Dochodzi on do doliny Drwęcy w poziomie 108–109 m n.p.m. Terasa 11–15 m jest więc dalszym ciągiem tego szlaku sandrowego. Na północ od Samplawy na tej terasie łączyły się wody drugiej odnogi sandru północnośląskiego, które na południe od Hawy wykorzystały obniżenia wytapiających się rynien w obrębie sandru południowośląskiego. Terasa 11–15 m według W. Niewiarowskiego [55] nawiązuje do terasy 100–105 m n.p.m. pod Kurzętnikiem [7] i dobrze rozwinięta na pozostałych odcinkach doliny Drwęcy dochodzi do Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej w poziomie 77–78 m n.p.m. (tab. 1). Jej dalszym przedłużeniem, jak przyjmuje W. Niewiarowski, jest terasa IV w pradolinie Noteci-Warty [22].

Terasa 4–6 m

Terasa 4–6 m, w górnym odcinku doliny Drwęcy leżąca na wysokości 95–98 m, zachowała się w bardzo zniszczonej formie. Oprócz listew terasowych o szerokości ok. 300 m

występuje ona również w postaci wysp. W miejscach, gdzie występuje w postaci listew, np. między Gierłożem a Kazanicami, podcina ona wyraźnie położoną wyżej terasę 11–15 m. Z terasą zalewową kontaktuje się ona bardzo połączonym zboczem, trudno dostrzegalnym w terenie. Fragment terasy 4–6 m występuje również na północ od Samplawy, na prawym brzegu doliny Drwęcy. Nacina ona starsze utwory fluwioglacjalne reprezentowane głównie przez żwiry.

Omawianą terasę można powiązać z trzema szlakami sandrowymi, synchronicznie krzyżującymi się w okolicy Jeziora Drwęckiego w poziomie 98–100 m n.p.m. Pierwszy szlak wód roztopowych o kierunku północny wschód – południowy zachód wiódł doliną Pasłęki, podcinał dwa wysokie poziomy sandrowe, utworzone w czasie postojów lądolodu na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka i łączył się z doliną sandrową Drwęcy. W tym samym czasie podążały z północy w kierunku doliny Drwęcy wody roztopowe płynące od lądolodu z linii moren małydyckich oraz strefy marginalnej okolic Koszajna. Te ostatnie tworzyły poziom II sandru północnośląskiego. Wody w tym poziomie płynęły w kierunku doliny sandrowej Drwęcy dwoma starymi szlakami, utworzonymi już przez wody roztopowe poziomu I. Pierwszy szlak wód roztopowych wiódł więc od jeziora Jeziorak do doliny Drwęcy, z którą łączył się w okolicy Jeziora Drwęckiego, drugi zaś kierował się na południe, wykorzystując możliwość przepływu do doliny Drwęcy obniżeniami wytapiających się rynien na sandrze południowośląskim. Na powstanie terasy 4–6 m w dolinie sandrowej Drwęcy kończy się jej glacialny cykl rozwojowy.

W. Niewiarowski [55], wiążąc terasy górnego odcinka doliny Drwęcy z terasami pozostałych jej odcinków, przyjmuje, że odpowiednikiem terasy 4–6 m w górnym odcinku doliny Drwęcy jest terasa o wysokościach 95 m n.p.m., występująca w okolicach Nowego Miasta, którą Z. Churski [7] uważa za terasę rzeczną. W. Niewiarowski, śledząc jej dalszy bieg w dół doliny Drwęcy, wiąże ją z terasą IX w dolinie Brdy [19] oraz z terasą górną Vc w dolinie dolnej Wisły, uważaną przez R. Galona [14] za bifurkacyjną (tab. 1). Problem, czy odpływ wód w tym poziomie odbywał się już na północ przelomowym odcinkiem doliny Wisły, czy tylko na zachód pradoliną Noteci–Warty, W. Niewiarowski uważa jeszcze za otwarty i dyskusyjny.

Oprócz opisanych teras w górnym odcinku doliny Drwęcy występuje jeszcze mały fragment terasy o wysokościach 101–102 m n.p.m. Jest on usytuowany 3 km na północ od Ostródy. Odpowiedniki tej terasy w dolnych odcinkach doliny Drwęcy nie zostały dotychczas rozpoznane. Sprawia również trudność łączenie jej z poziomami występującymi na sandrze ostródzkim oraz na sandrze północnośląskim. Jedyne odpowiednikami tej terasy są prawdopodobnie dwa małe fragmenty poziomu sandrowego o wysokościach 104–105 m n.p.m., występujące między jeziorem Szelaż a Jeziorem Drwęckim. Na tej podstawie wysunięto przypuszczenie, że zachowany fragment terasy stanowi ślad przejściowego odpływu sandrowego, który doliną Pasłęki kierował się na południowy zachód do doliny Drwęcy.

Dno dolinne (terasa zalewowa)

Terasa zalewowa, stanowiąca dno dolinne, towarzyszy Drwęcy od jej wypływu z Jeziora Drwęckiego. Wysokości terasy w okolicach Jeziora Drwęckiego wynoszą 96 m, a w okolicach Samplawy 88,5 m n.p.m. W terasę tę Drwęca wcina się zaledwie 0,5–1 m. Terasa

zalewowa zajmuje rozległe łąki. Szerokość jej na znacznych odcinkach wynosi ok. 2 km. Morfologię omawianej terasy urozmaicają jedynie starorzecza silnie meandrującej Drwęcy oraz systemy rowów odwadniających. W niektórych miejscach stwierdza się występowanie torfu. Z największego torfowiska występującego 3,4 km na północ od Gierłoża pobrane zostały w profilu pionowym próbki do analizy pyłkowej. Torfowisko to o długości 1,5 km i szerokości 0,5 km powstało w miejscu wytopiska. Zalegająca tu bryła martwego lodu podierała wyższe od zalewowej terasy doliny Drwęcy. Biorąc pod uwagę to, że zatorfione obecnie wytopisko znajduje się w poziomie terasy zalewowej, należy przypuszczać, że martwy lód mógł się wytopić dopiero po zaniku wód płynących w tym poziomie.

Wykonane w omawianym wytopisku wiercenie wykazało 4-metrową miąższość osadów organogenicznych. Występuje tam 2,9-metrowa warstwa torfu leżąca na 1,1-metrowej warstwie gytii. Głębiej leżą utwory piaszczyste. Analiza palynologiczna pobranych próbek osadów wypełniających wytopisko, wykonana przez B. Noryśkiewicza w Katedrze Geografii Fizycznej UMK w Toruniu, wykazała, że początek zatorfienia wytopiska datuje się od okresu preborealnego. Za górną granicę wytopienia się bryły martwego lodu można przyjąć okres preborealny, lecz nie jest wykluczone, że proces ten mógł zakończyć się znacznie wcześniej, np. w allerödzie. W momencie wytapiania się bryły martwego lodu Drwęca, ujęta w ramy koryta, nie wykazywała erozji wgłębnej. Z wymienionych faktów wynika, że cykl rozwojowy górnego odcinka doliny Drwęcy zakończony został w zasadzie w późnym glacialu. Impulsy erozyjne, jakie dała Drwęca w okresie holoceniście Wisła, nie dotarły jeszcze tak daleko w górę doliny Drwęcy. Na zagadnienie to zwrócił już uwagę w 1948 r. W. Okołowicz [56], który przyjął, że terasa zalewowa w górnych odcinkach doliny Drwęcy nie ma nic wspólnego ani z terasą zalewową w dolinie Wisły, ani też z jej odpowiednikami w dolnym odcinku doliny Drwęcy. Według W. Okołowicza terasa zalewowa w górnym odcinku doliny Drwęcy jest znacznie starsza od terasy zalewowej w jej dolnym odcinku. Obecnie Drwęca w swym górnym odcinku ogranicza się jedynie przez silne meandrowanie do poszerzania dna dolinowego, jakie stanowi terasa zalewowa. Terasa zalewowa na całym rozpatrywanym odcinku jest zbudowana z piasków drobnoziarnistych.

ANALIZA STRUKTURALNA UTWORÓW OPRACOWANEGO OBSZARU NA PODSTAWIE BADAŃ GRANULOMETRYCZNO-PETROGRAFICZNYCH

Badając obszar sandrowy z punktu widzenia dynamiki jego rozwoju trzeba wszelkie badania odnieść tylko do najmłodszej serii fluwioglacjalnej, która jest genetycznie związana z daną strefą postoju łądolodu. Rozpoznanie tej serii jest zatem najważniejszym problemem w badaniach sandrowych. Opisując morfologię i budowę geologiczną sandru ostródzkiego zwrócono już uwagę na to, iż przykrył on obszar o bardzo urozmaiconej rzeźbie. Należało się więc spodziewać, co stwierdził już R. Galon [19, 21] na sandrze Brdy, że starsze utwory fluwioglacjalne pokrywać może stosunkowo cienka seria sandrowa, albo niejednokrotnie występować one mogą bezpośrednio na powierzchni. W celu rozpoznania najmłodszych utworów fluwioglacjalnych, z których jest zbudowany sandr ostródzki, wykonano szereg wkopów, z których w profilach pionowych zostały pobrane próbki do analiz granulometryczno-petrograficznych. Już pierwsze zestawienia uzyskanych wyników wykazały dość istotne różnice petrograficzne występujące wśród utworów fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego. Stworzyło to konieczność wyjścia poza obręb sandru na obszary przyległe i pobrania z nich również próbek utworów do analiz granulometryczno-petrograficznych.

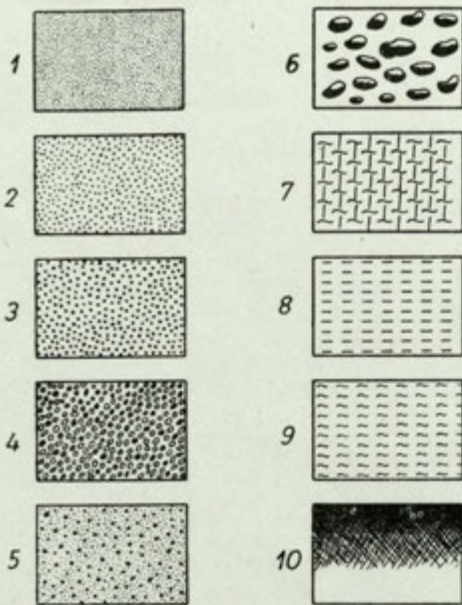
ANALIZA UTWORÓW POSZCZEGÓLNYCH POZIOMÓW SANDRU OSTRÓDZKIEGO, TERAS DOLINY GÓRNEJ DRWĘCY ORAZ CZĘŚCI SANDRU IŁAWSKIEGO

Omawiając morfologię górnego odcinka doliny Drwęcy wykazałem, że występujące tu terasy są efektem odpływu wód roztopowych z sandru ostródzkiego i sandru północno-iławskiego w czterech głównych poziomach. Zatem dalsza analiza utworów fluwioglacjalnych będzie dotyczyła kolejno czterech wspomnianych poziomów sandrowych łącznie z terasami w dolinie Drwęcy. Poziomami sandrowymi I i II nazywane będą, jak dotychczas, dwa poziomy sandru ostródzkiego, natomiast odtąd poziomem sandrowym III nazywany będzie poziom I sandru północno-iławskiego, a poziomem sandrowym IV – poziom II sandru północno-iławskiego, sandr biegnący od moren małydyckich oraz poziom 98–100 m n.p.m., występujący między dolną Pasłęki a doliną Drwęcy.

W celu szczegółowego omówienia charakterystyki utworów fluwioglacjalnych z poszczególnych poziomów sandrowych wybrano z całej serii wkopów 11 przykładowych profili geologicznych (ryc. 2).

Profil I

Profil I (ryc. 6,7). Profil ten przedstawia budowę geologiczną poziomu I w odległości

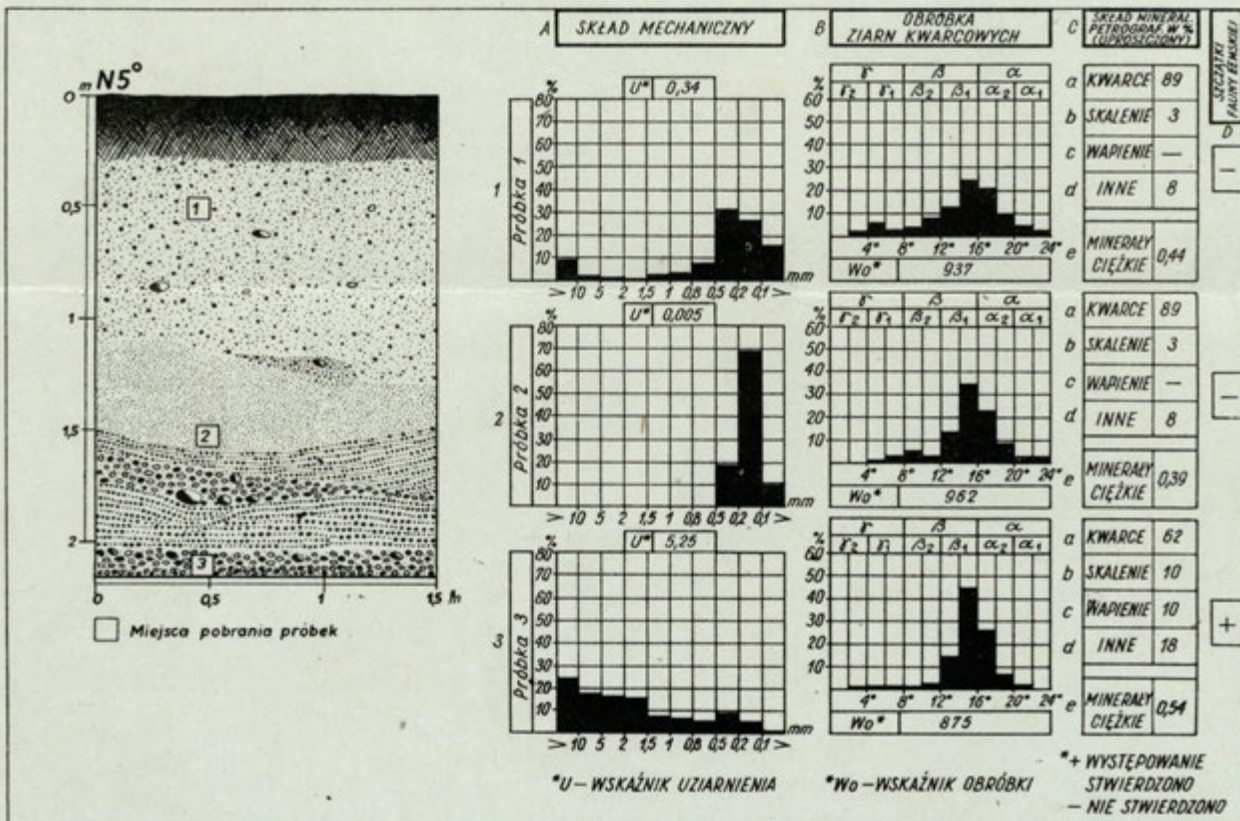


Ryc. 6. Symbole używane przez autora we wszystkich rysunkach odkrywek i profili geologicznych umieszczonych w tekście pracy

1 - piasek drobnoziarnisty, 2 - piasek średnioziarnisty
3 - piasek gruboziarnisty, 4 - żwir, 5 - piasek różnoziarnisty, 6 - otoczaki (lub bruk morenowy), 7 - glina morenowa, 8 - mulki, 9 - ily, 10 - warstwa glebowa

Symbols used by the author for all drawings showing test pits and geological profiles mentioned in the text of his paper

1 - fine-grained sand, 2 - medium-grained sand, 3 - coarse-grained sand, 4 - gravel, 5 - unequigranular sand, 6 - pebbles (or moraine pavement), 7 - boulder clay, 8 - silts, 9 - clays, 10 - soil layer



Ryc. 7. Przykład budowy geologicznej poziomu sandowego I wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych
Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of outwash level I, including granulometric-petrographical analyses of the fluvio-glacial deposits

1-3 - numbers of samples taken; A - mechanical composition, B - quartz grain abrasion, C - mineralogical-petrographical composition (simplified): a - quartz, b - feldspars, c - limestones, d - miscellaneous minerals, e - heavy minerals; D - remnants of Eemian fauna (+ occurrence determined, - occurrence not determined); U - grain size index; Wo - abrasion index. This explanation refers to Figs. 8-10, 12-18. Explanations as for Figure 6

2 km na wschód od Bramki. W spągu odkrywki występuje materiał gruboziarnisty, o czym świadczy wysoki wskaźnik uziarnienia – U , który wynosi 5,25. Jak wynika z histogramu składu mechanicznego, materiał ten jest jednak stosunkowo słabo przesegregowany, gdyż obok dominującej frakcji >10 mm procent występowania pozostałych frakcji wykazuje niewielkie tylko wahania. Prąd wody, który dokonał akumulacji spągowych utworów fluwiogłacjalnych, musiał być zatem dość szybki, lecz krótkotrwały. Powyżej tej serii na głębokości 1,1–1,5 m występuje już materiał drobnoziarnisty świadczący o spokojnym przepływie wód sandrowych. Niski wskaźnik uziarnienia wynoszący zaledwie 0,005 oddaje obraz składu granulometrycznego tej warstwy. Dominuje tu zdecydowanie frakcja 0,1–0,2 mm i wynosi 69,6%. Stropowa część utworów fluwiogłacjalnych reprezentowana jest przez materiał słabo przesegregowany, bowiem oprócz wysokiego udziału frakcji $<0,5$ mm liczącego 73,6%, występuje tu również 8,8% frakcji >10 mm. Tego rodzaju materiał, w którym spotyka się oprócz frakcji drobnych niekiedy frakcję żwirową albo otoczaki i który występuje w stropowych warstwach utworów fluwiogłacjalnych, z których zbudowane są sandry, jest dość powszechnie spotykany.

Wpływ na obecny charakter powierzchniowych utworów piaszczystych sandrów miały niewątpliwie procesy peryglacjalne oraz glebowe. Pewne, lecz niewielkie różnice zachodzą również w omawianym profilu pod względem obróbki ziarn kwarcowych. Na głębokości 2 m wskaźnik obróbki – W_o wynosi 875. Przeważają tu zdecydowanie ziarna podtypów β_1 i α_2 . Według B. Krygowskiego [44] są to ziarna ze słabymi śladami obróbki, mające łagodniejsze, stępione już naroża. Ziarna innych podtypów obróbki występują w minimalnych ilościach.

Ogólnie można stwierdzić, iż spągowe utwory fluwiogłacjalne przebyły niewielką drogę. Na głębokości 1,2 m zmniejsza się ilość ziarn podtypów β_1 i α_2 kosztem wzrostu ilości ziarn w podtypach β_2 i γ_1 , czyli mających już sylwetkę dojrzałą, o stępionych narożach i krawędziach dość dokładnie obtoczonych. W związku z tym, na tej głębokości wskaźnik obróbki wzrasta do 962. Na głębokości 0,5 m zmniejsza się ilość ziarn w skrajnych podtypach, czyli w α_1 i γ_2 . Wskaźnik obróbki dla ziarn występujących na głębokości 0,5 m jest nieco wyższy od ziarn z głębokości 2 m. Należy sądzić, iż wskaźnik obróbki ziarn na głębokości 0,5 m był zapewne wyższy, lecz procesy peryglacjalne i glebowe spowodowały jego obniżenia. Świadczyć o tym mogą dwa maksima: jedno w klasie kątowej 14–16°, a drugie w 4–6°. Rozproszone histogramy, w których występują dwie albo kilka kulminacji, są dowodem, jak przyjmują B. Krygowski [44] i M. Dorywański [10], na kształtowanie się sylwetki ziarn w różnych środowiskach. W tym przypadku, jak już wspomniano, mogły się zaznaczyć procesy dezintegracji ziarn, zachodzące najczęściej w środowisku peryglacjalnym. Największe anomalie w rozpatrywanym profilu zachodzą w składzie mineralogiczno-petrograficznym. Na głębokości 2 m występuje bowiem 10% ziarn wapiennych, których w ogóle nie spotyka się w warstwach leżących wyżej.

Jest ogólnie przyjęte, że ziarna wapienne należą do najmniej odpornych na procesy transportu oraz wietrzenie [42, 71], zatem ich brak w warstwach stropowych profilu można byłoby wytłumaczyć usunięciem ich przez procesy peryglacjalne, wietrzenie fizyczne i chemiczne. Nie wydaje się to jednak słuszne, gdyż na sandrze ostródzkim spotyka się często profile, w których stropowe warstwy posiadają również dużo ziarn wapieni. W niektórych tylko przypadkach stropowe warstwy utworów fluwiogłacjalnych zostały minimalnie

zubożone w ziarno wapienne w stosunku do utworów leżących głębiej. Zagadnienie występowania ziarn wapiennych będzie szczególnie eksponowane w trakcie omawiania dalszych profili geologicznych sandru ostródzkiego.

Rzecz charakterystyczna, że ziarnom wapiennym towarzyszy występowanie szczątków fauny eemskiej, reprezentowanej przez *Cardium edule*, *Nassa reticulata*, *Tellina baltica* i inne. Zjawisko występowania szczątków fauny eemskiej w niektórych seriach fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego jest dość często spotykane. Zostało ono również stwierdzone przez A. Bentza [3] i L. Roszkównę [60, 62] na sandrze północnośląskim. Pozycja stratygraficzna fauny eemskiej była przedmiotem zainteresowań wielu badaczy [14, 15, 17, 27, 37, 45, 65, 66, 68]. Na obszarze Polski północnej w rejonie dolnej Wisły jej pierwotne złoża znajduje się na różnych głębokościach. Wprawdzie na obszarze sandru ostródzkiego szczątki fauny eemskiej nie występują na pierwotnym złożu, to jednak nasuwają one problem, który w dalszej części pracy będzie jeszcze poruszony.

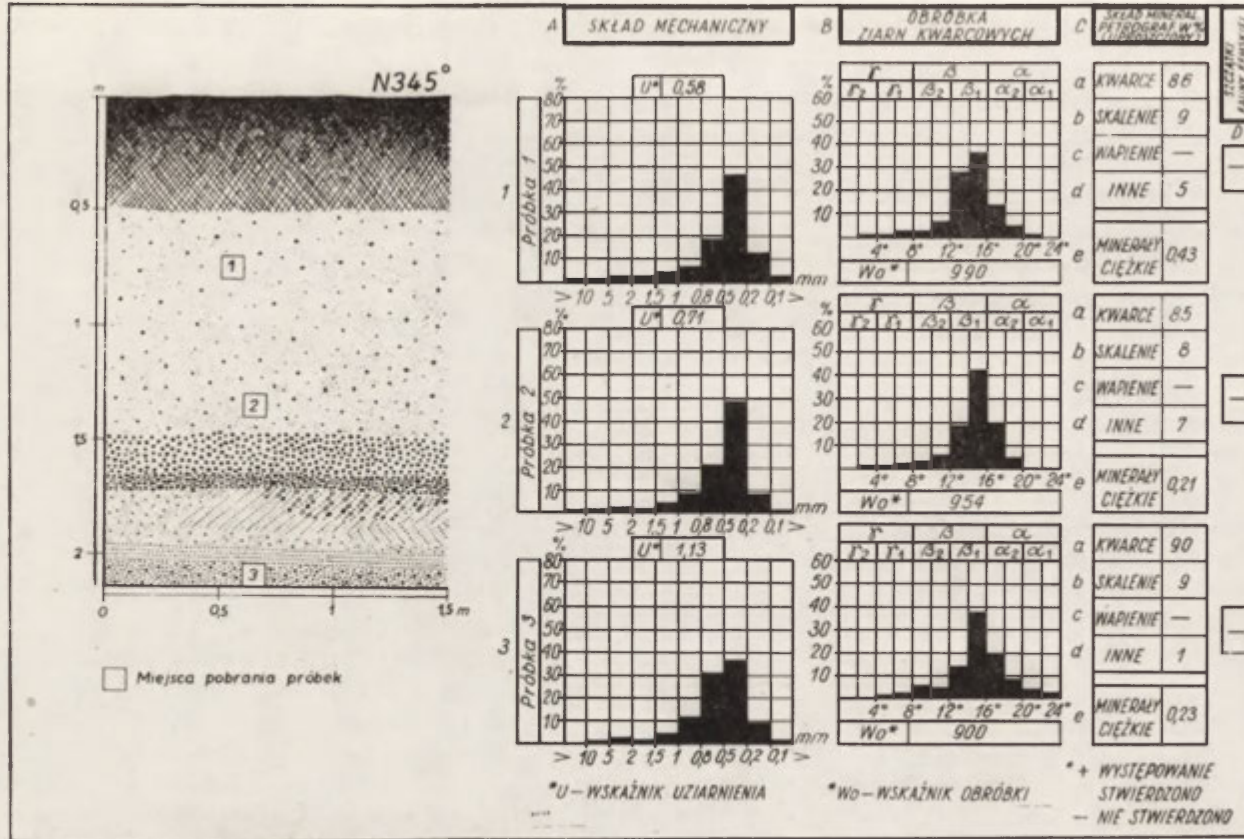
Wracając do analizy mineralogiczno-petrograficznej omawianego profilu należy stwierdzić, że dominującym składnikiem utworów fluwioglacjalnych jest kwarc. Na głębokości 0,5 i 1,5 m zajmuje on 89%. Na głębokości 2 m ilość jego zmniejsza się do 62%. Małe różnice w całym profilu zachodzą jedynie pod względem występowania minerałów ciężkich. Najmniejszą ich ilość spotyka się na głębokości 1,5 m (0,39%), natomiast najwyższą na głębokości 2 m (0,54%). Analiza granulometryczna i mineralogiczno-petrograficzna profilu 1 (ryc. 7) wykazała więc dość istotne różnice w występujących tam utworach fluwioglacjalnych.

Profil 2

Profil 2 (ryc. 8) wykonany został w poziomie sandrowym I w odległości 5 km na południowy wschód od Słonecznika. Spągowa część profilu jest zbudowana z materiału stosunkowo grubego zakumulowanego w fazie sedymentacji płaskiej oraz częściowo wydmowej. Jest to dowód, że w tej części poziomu sandrowego I strumienie sandrowe wykazywały większą siłę transportującą. W profilu tym ziarna wykazują stały wzrost obróbki, nie zaburzony raczej późniejszymi procesami wietrzenia. Świadczy o tym selektywny układ poszczególnych typów i podtypów obróbki na przedstawionych trzech histogramach. Skład mineralogiczno-petrograficzny w całym rozpatrywanym profilu jest podobny. Dominuje zdecydowanie udział kwarcu wynoszący 85–90%. Nie stwierdza się tu występowania ziarn wapiennych.

Profil 3

Profil 3 (ryc. 9) wykonany został 2 km na południe od jeziora Gil również na poziomie sandrowym I. Jak wynika z ryc. 9, jego budowa geologiczna wydaje się mało interesująca. Analizując dopiero uzyskane wyniki badań granulometrycznych i mineralogiczno-petrograficznych stwierdza się wiele zaskakujących różnic. Jak wynika z histogramów składu mechanicznego oraz ze wskaźników uziarnienia, strop i spąg profilu jest zbudowany z piasków różnoziarnistych z przewagą frakcji 0,2–0,5 mm. W środku profilu od głębokości 0,9 m do 1,5 m występują już piaski gruboziarniste z domieszką żwirów. Pod względem obróbki ziarn utwory spągowe posiadają dość wysoki wskaźnik ($W_0 = 1004$), świadczący o ich dalekim transporcie w strumieniach sandrowych. Najwyższy jednak wskaźnik

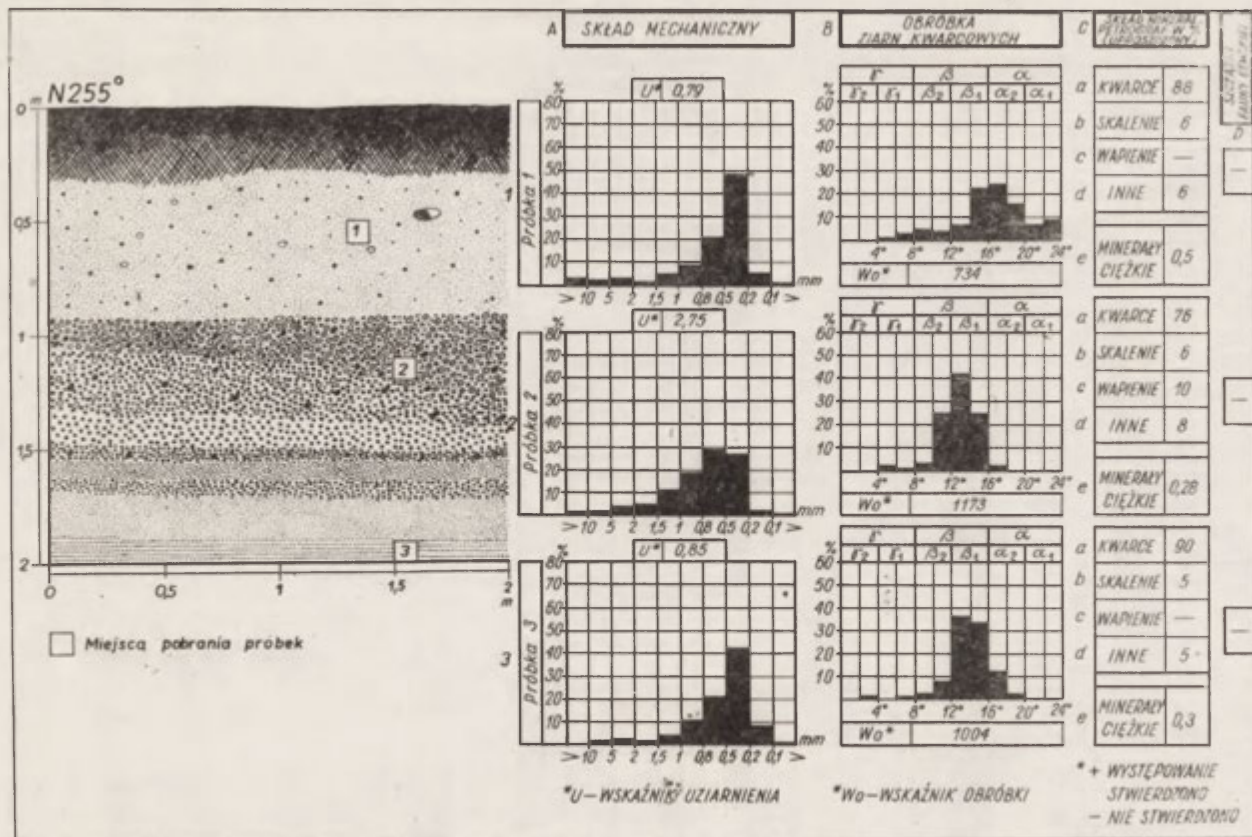


Ryc. 8. Przykład budowy geologicznej poziomu sandrowego I wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych
Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of outwash level I, including granulometric-petrographical analyses of the fluvio-glacial deposits

Explanations as for Figure 6 and 7

<http://rcin.org.pl>



Ryc. 9. Przykład budowy geologicznej poziomu sandrowego I wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of outwash level I, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

Explanations as for Figure 6 and 7

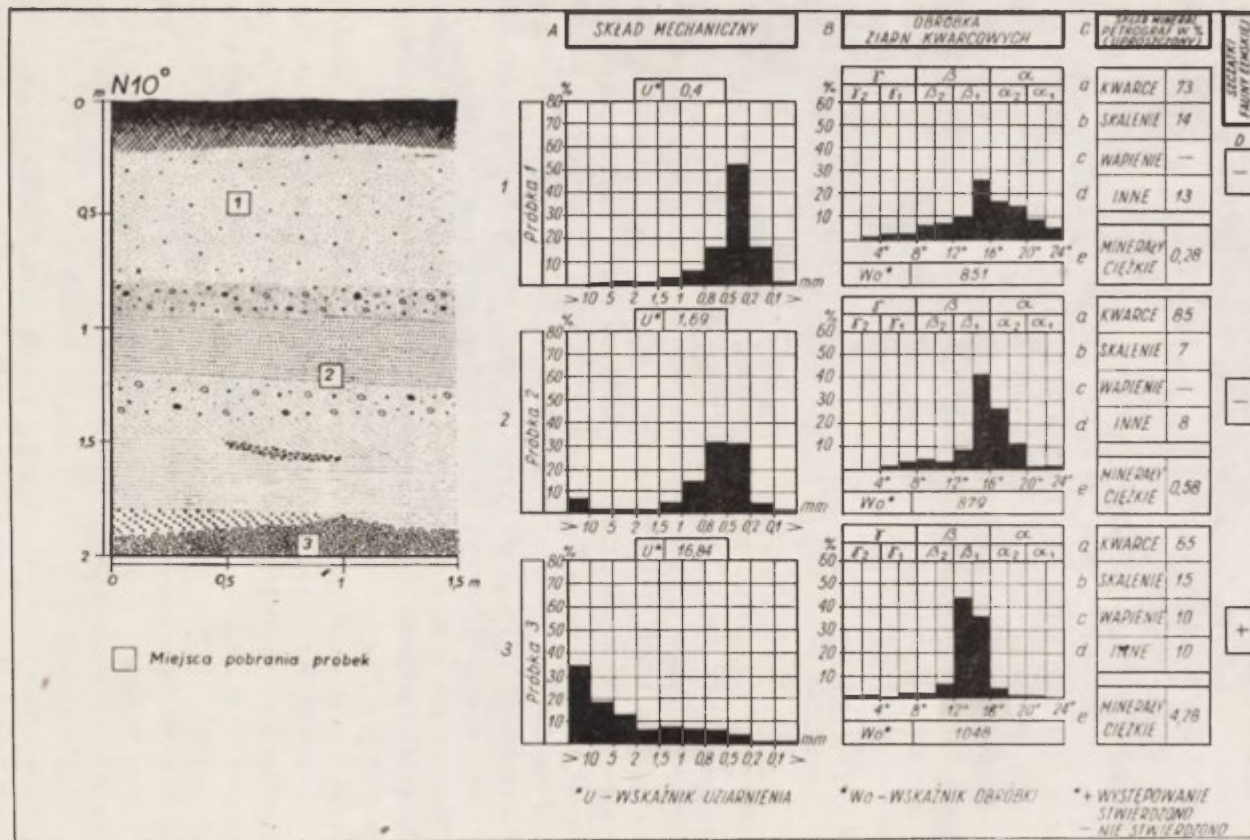
obróbki mają ziarna środkowych warstw profilu, wynoszący 1173, a więc wskaźnik zbliżony do tych, jakie mają ziarna plaży południowobałtyckiej [44]. Ziarna ze stropowej warstwy rozpatrywanego profilu mają bardzo złą obróbkę. Wydaje się, iż niemożliwe jest raczej tłumaczenie tak niskiego wskaźnika obróbki działalnością procesów peryglacialnych, względnie glebowych. Jak dotychczas, wpływ procesów wtórnych na sylwetkę ziarn pozostaje niewymierny. Jest rzeczą niewątpliwą, że materiał ze stropowej części profilu przebył znacznie krótszą drogę.

Niezwykle interesujące różnice zachodzą również w składzie mineralogiczno-petrograficznym. Otóż w środku profilu, gdzie stwierdza się najwyższy wskaźnik obróbki, występuje wysoki procent ziarn wapiennych, których nie spotyka się w materiale ze spągu i stropu odkrywki. Ta zaskakująca zbieżność tych dwóch elementów w jednym poziomie profilu poddaje w wątpliwość, czy utwory fluwioglacjalne z omawianego profilu pochodzą z tego samego źródła. Na pytanie to dadzą odpowiedź wyniki badań granulometrycznych i mineralogiczno-petrograficznych utworów ze strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka, z którą genetycznie związany jest poziom sandrowy I, oraz utworów z obszarów przyległych do sandru ostródzkiego.

Profil 4

Profil 4 (ryc. 10) stanowi przykład budowy geologicznej poziomu sandrowego I w odległości 4,5 km na południe od jeziora Gil. Na głębokości 1,8–2 m występuje tu materiał gruboziarnisty z przewagą frakcji > 10 mm. Znalazło to swoje odbicie w wysokim, bo wynoszącym 16,84 wskaźniku uziarnienia. Powyżej leżą piaski drobno- i średnioziarniste. Utwory te złożone zostały w fazie sedymentacji płaskiej oraz wydmowej. Ziarna utworów leżących w spągu odkrywki cechują się dobrą obróbką. Świadczy o tym wysoki wskaźnik wynoszący 1048. Zdecydowanie gorszą obróbką charakteryzują się ziarna z pozostałej części profilu. Wskaźniki obróbki wynoszą tu zaledwie 879 i 851. Na podstawie obróbki ziarn można wysunąć wniosek, iż utwory z rozpatrywanego profilu nie pochodzą z tego samego źródła. Wniosek ten w pełni potwierdzają wyniki analiz mineralogiczno-petrograficznych. Otóż warstwa spągowa różni się od pozostałych występowaniem wysokiego procentu ziarn wapiennych oraz szczątków fauny eemskiej.

Analizując profil 4 pod względem mineralogiczno-petrograficznym należy zwrócić uwagę na jeszcze jedną osobliwość. Otóż w warstwie spągowej występuje 4,28% minerałów ciężkich. Występowania tak wysokiego procentu minerałów ciężkich w utworach fluwioglacjalnych dotychczas nie stwierdzono. Wiadomo jest, że skały osadowe zawierają tylko ok. 1% minerałów ciężkich [72]. Nasuwa się zatem pytanie, z czym związany jest ten wysoki procent minerałów ciężkich w spągowej warstwie profilu 4? Dotychczas panuje pogląd, iż stosunki ilościowego występowania minerałów ciężkich związane są z wielkością ziarn w osadzie. Utwory gruboziarniste powinny zatem mieć ich znacznie więcej niż utwory drobnoziarniste. Pogląd ten w odniesieniu do utworów fluwioglacjalnych z sandru ostródzkiego wydaje się słuszny. Niemniej jednak zdarza się, że ilość minerałów ciężkich w utworach drobnoziarnistych nie ustępuje utworom gruboziarnistym, a niekiedy ilość ich w utworach drobnoziarnistych jest większa. Takie przypadki mogą wskazywać na inną przyczynę niż selekcja materiału pod względem ciężaru ziarn. W przypadku występowania dużej ilości minerałów ciężkich w spągu profilu 4 mogła zachodzić, w pierwszej fazie, erozja



Ryc. 10. Przykład budowy geologicznej poziomu sandrowego I, wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of outwash level I, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

Explanations as for Figure 6 and 7

<http://rcin.org.pl>

utworów stanowiących podłoże sandru. Z pierwotnie istniejącej starszej serii fluwioglacjalnej, która leżała nad utworami stanowiącymi obecnie spąg profilu 4, na skutek erozyjnej działalności strumieni sandrowych mogło z nich jedynie pozostać rezydium w postaci żwirów i minerałów ciężkich. Zatem utwory, z których jest zbudowany spąg rozpatrywanego profilu, nie byłyby najmłodszymi utworami fluwioglacjalnymi i nie wiązałyby się z genezą sandru ostródzkiego. Dowodem tego może być np. odmienny skład mineralogiczno-petrograficzny tych utworów oraz różnica w obróbce ziarn. Zagadnienie dwudzielności utworów fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego jest jednym z najważniejszych problemów tej pracy, dlatego będzie jeszcze ono poruszone w jej dalszej części.

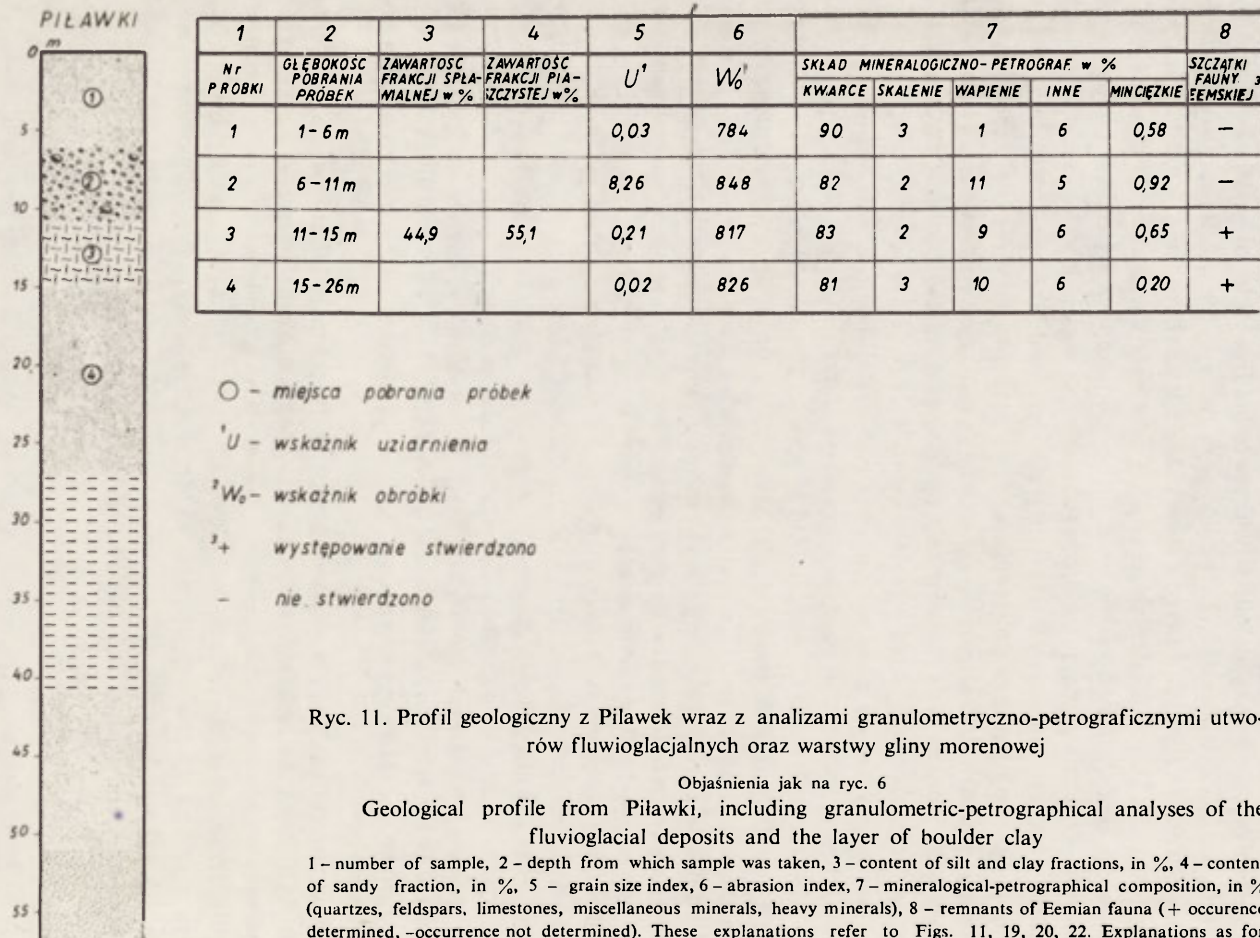
Budowę geologiczną poziomu sandrowego II obrazuje wiercenie wykonane w Piławkach w odległości 5 km na południowy wschód od Miłomłyn nad Jeziorem Drwęckim (ryc. 11). Wiercenie to zostało wykonane do głębokości 57 m. Stwierdzono w nim do głębokości 6 m występowanie piasków drobnoziarnistych, o czym świadczy ich niski wskaźnik uziarnienia wynoszący 0,03. Poniżej tych piasków leży 5-metrowa seria żwirów wraz z otoczkami. Świadczy o tym obliczony wysoki wskaźnik uziarnienia (8, 26). Pod serią żwirową występuje już 4-metrowy pokład gliny morenowej posiadającej 44,9% frakcji spławialnej. Pozostałe 55,1% przypada zatem na frakcję piaszczystą. We frakcji piaszczystej przeważają ziarna o wielkości $< 0,5$ mm ($U = 0,21$). Od głębokości 15 m do 57 m leżą piaski drobnoziarniste ($U = 0,02$), przedzielone od głębokości 27 m do 41 m warstwą utworów zastoiszkowych, wykształconych w postaci mułu o barwie ciemnoszarej.

Pod względem obróbki, ziarna górnych utworów fluwioglacjalnych leżących nad gliną morenową, jak również ziarna frakcji gliny piaszczystej i piasków występujących pod gliną morenową, cechują bardzo niskie wskaźniki obróbki, które wahają się od 784 do 848. Są one dowodem, że pobyt tych ziarn w środowisku wód płynących nie był długi. Bardzo interesujące różnice zachodzą jednak w składzie mineralogiczno-petrograficznym pomiędzy poszczególnymi utworami stwierdzonymi w wierceniu w Piławkach. Różnice te polegają na zmiennym procencie występowania okruchów skał wapiennych w poszczególnych utworach. W stropowych piaskach drobnoziarnistych udział ziarn wapieni wynosi zaledwie 1%. Natomiast w głębiej leżących żwirach udział ich wynosi już 11%. Podobną ilość ziarn wapieni posiada zarówno pokład gliny morenowej, jak i seria piasków leżących bezpośrednio pod gliną morenową.

W glinie morenowej, jak i w głębiej leżących piaskach drobnoziarnistych, stwierdzono również występowanie szczątków fauny eemskiej. Opierając się wyłącznie na kryterium geologicznym można by przyjąć, że najmłodszym fluwioglacjałem, czyli serią sandrową, są utwory leżące na glinie morenowej. Problem ten zaczyna się jednak komplikować w świetle wyników uzyskanych z analiz mineralogiczno-petrograficznych. Występują tu bowiem, jak już wspomniano, dość istotne różnice pod względem udziału ziarn wapieni. Jest kwestią otwartą, czy jest to zjawisko przypadkowe, czy też mówi ona o innej genezie utworów żwirowych występujących pod stropową serią piasków drobnoziarnistych. Przypuszcza się, że zjawisko to znajdzie swoje wytłumaczenie w trakcie omawiania wyników próbek glin stref marginalnych, z którymi genetycznie związany jest sandr ostródzki.

Profil 5

Profil 5 (ryc. 12) reprezentuje budowę geologiczną terasy 20–21 m w dolinie górnej



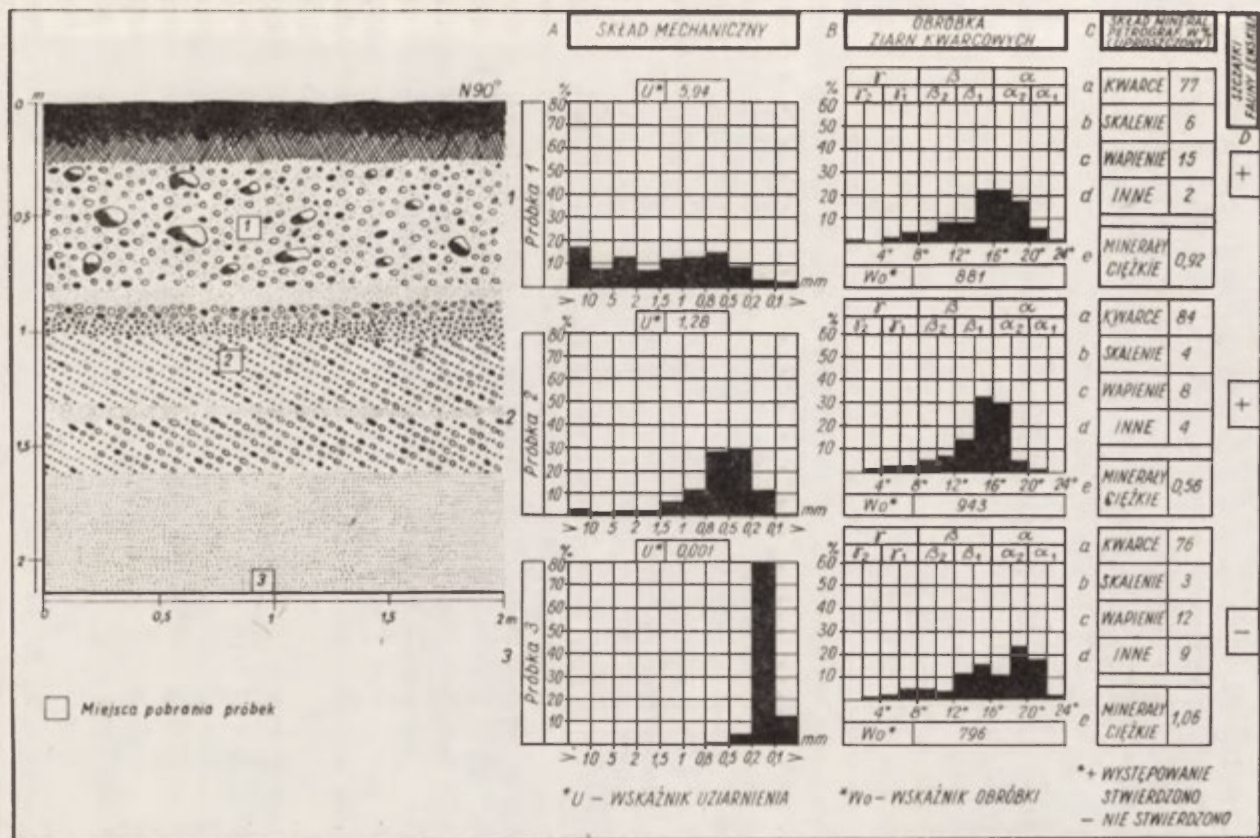
Ryc. 11. Profil geologiczny z Pilawek wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych oraz warstwy gliny morenowej

Objaśnienia jak na ryc. 6

Geological profile from Pilawki, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits and the layer of boulder clay

1 - number of sample, 2 - depth from which sample was taken, 3 - content of silt and clay fractions, in %, 4 - content of sandy fraction, in %, 5 - grain size index, 6 - abrasion index, 7 - mineralogical-petrographical composition, in % (quartzes, feldspars, limestones, miscellaneous minerals, heavy minerals), 8 - remnants of Eemian fauna (+ occurrence determined, - occurrence not determined). These explanations refer to Figs. 11, 19, 20, 22. Explanations as for

Figure 6



Ryc. 12. Przykład budowy geologicznej terasy 20–21-metrowej w dolinie Drwęcy wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of 20–21 m terrace in Drwęca valley, including granulometric-petrographical analyses of the fluvio-glacial deposits

Explanations as for Figure 6

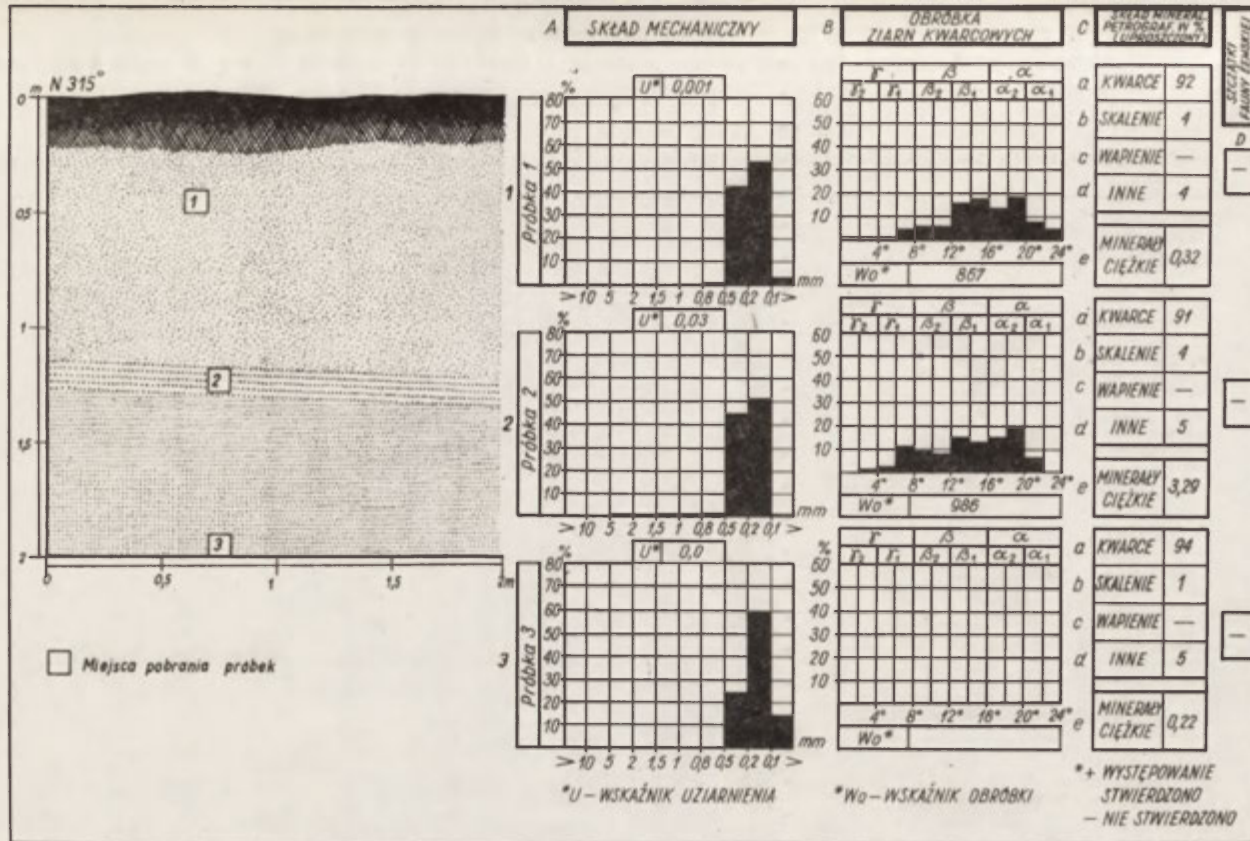
Drwęcy, będącej odpowiednikiem poziomu II sandru ostródzkiego. Wykonany on został 11 km na północny zachód od Ostródy. W spągu profilu na głębokości 1,6–2 m występują piaski drobnoziarniste o dobrej selekcji. Świadczy o tym histogram składu mechanicznego dla próbki 3. Powyżej leżą już utwory z przewagą frakcji $>0,5$ mm, charakteryzujące się fazą sedymentacji wydmowej. Strop profilu jest zbudowany z piasków drobnoziarnistych oraz żwirów, w których występuje bruk morenowy. Materiał występujący w rozpatrywanym profilu cechuje się słabą obróbką ziarn ($W_o = 796, 943, 881$). Występuje tu również duża ilość ziarn wapiennych (8–15%) oraz szczątki fauny eemskiej.

Profil 6

Profil 6 (ryc. 13) przedstawia budowę geologiczną wschodniej odnogi sandru północnoilańskiego (poziom sandrowy III). Usytuowany jest 2 km na południowy wschód od jeziora Gil Wielki. Cały profil jest zbudowany wyłącznie z piasków drobnoziarnistych $<0,5$ mm. Od głębokości 1,2 m do 2 m mają one laminację płaską. Warstwa piasków drobnoziarnistych na głębokości 1,2–1,3 m charakteryzuje się dobrą obróbką (986), świadczącą o ich dość dalekim transporcie. Niższy wskaźnik obróbki (867) ma warstwa stropowa. W profilu 6 interesującym zjawiskiem jest stwierdzenie na głębokości 1,2–1,3 m bardzo dużej ilości minerałów ciężkich (3,29%). Należy przyjąć, iż jest to wynik erozyjnej działalności wód roztopowych na utwory leżące poniżej. Dowodem tego jest również niezgodny układ lamin warstwy leżącej na głębokości 1,3–2 m. Profil 6 stanowi zatem jeszcze jeden dowód, że ilość minerałów ciężkich w utworach fluwioglacjalnych nie tylko zależy od wielkości ziarn, lecz rejestruje również dynamikę wód roztopowych.

Profil 7

Profil ten (ryc. 14) jest przykładem budowy geologicznej terasy 11–15 m w dolinie Drwęcy. Wykonany został w Gierłoży. W tym miejscu terasa ta jest zbudowana wyłącznie z piasków drobnoziarnistych o laminacji płaskiej. Jedynie na głębokości 1,2–1,3 m występuje soczewka piasków średnio- i gruboziarnistych. Skład mechaniczny utworów rozpatrywanego profilu został przedstawiony na trzech histogramach. Opierając się na nich można by przyjąć, iż materiał ten był akumulowany przez wody roztopowe płynące od moren południowodzierżońskich, które po drodze dokonywały selekcji materiału według wielkości ziarn. Na tak daleki transport nie wskazuje jednak obróbka tego materiału. Pod tym względem stwierdza się dość duże różnice. Na głębokości 2 m obliczony wskaźnik obróbki (949) świadczy, iż piaski te były transportowane, lecz nie przebyły jeszcze dalekiej drogi. Na głębokości 1,2–1,3 m piaski te mają wyłącznie sylwetkę młodocianą ($W_o = 695$). Ten fakt można by tłumaczyć jedynie tym, iż transport ich odbywał się w stanie zawieszenia w płynących wodach roztopowych. Lecz aby dojść mogło do tego zjawiska, wody roztopowe musiałyby wykazać się znacznie silniejszym prądem, co z kolei byłoby odpowiednio zarejestrowane w rozpatrywanym profilu geologicznym. Tymczasem można wnioskować, że w tym miejscu następowała spokojna, niczym nie zakłócona (wyłączając soczewkę piasków średnioziarnistych) sedymentacja piasków drobnoziarnistych. W stropowej części piaski te mają już znacznie wyższy wskaźnik obróbki (989). Analiza składu mineralogiczno-petrograficznego tych utworów wykazała występowanie od 9–13% ziarn wapieni. Oprócz tego spotyka się również szczątki fauny eemskiej. W oparciu o analizy obróbki ziarn nie wydaje się, aby utwory fluwioglacjalne z profilu 7 były rezultatem aku-



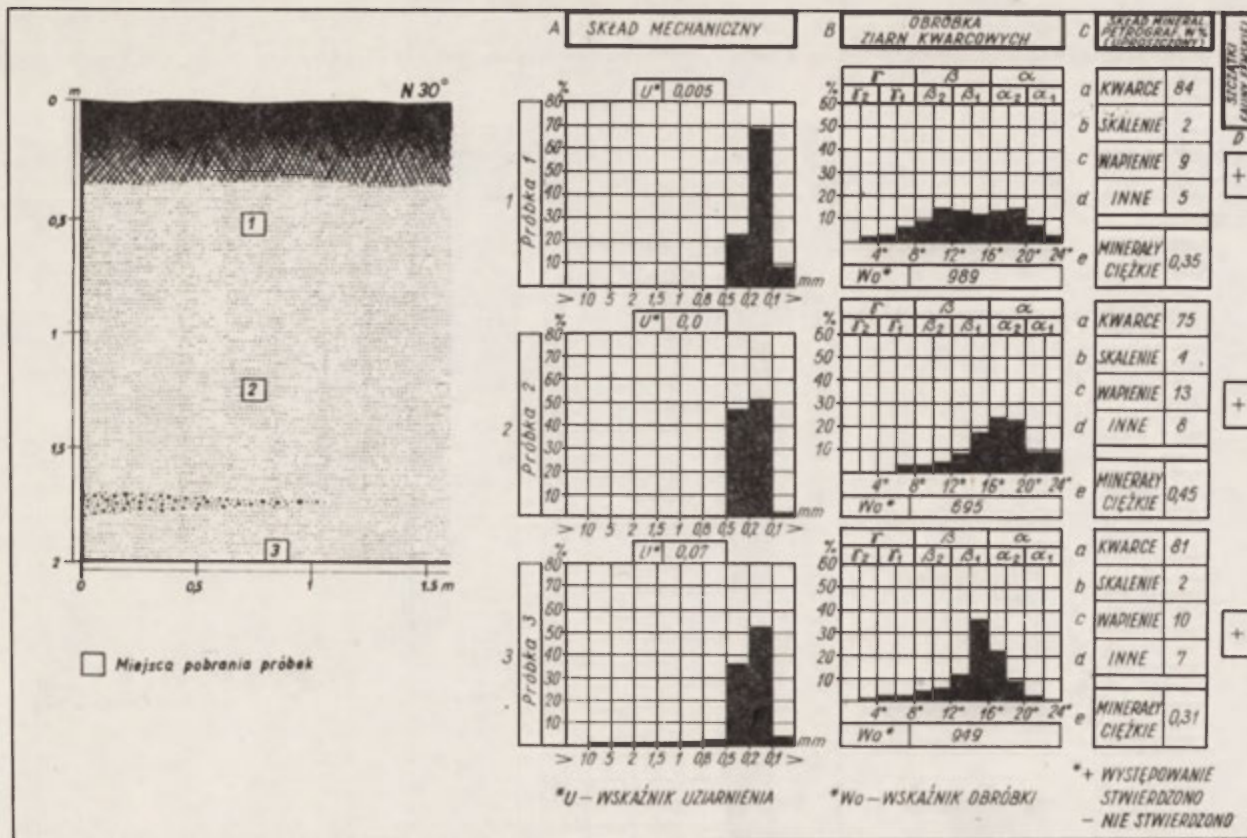
Ryc. 13. Przykład budowy geologicznej wschodniej odnogi sandru północnołławskiego (poziom sandrowy III) wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of eastern branch of north-Łława outwash (outwash level III), including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

Explanations as for Figure 6

<http://rcin.org.pl>



Ryc. 14. Przykład budowy geologicznej terasy 11–15-metrowej w dolinie Drwęcy (przedłużenie poziomu sandrowego III) wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of 11–15 m terrace in Drwęca valley (extension of outwash level III), including granulometric-petrographical analyses of the fluvio-glacial deposits

Explanations as for Figure 6

mulacji wód roztopowych, płynących z lądolodu, którego postój znaczą moreny południowodziergońskie. Należy przypuszczać, że są to starsze utwory fluwioglacjalne, nacięte przez terasę 11–15 m.

Profil 8

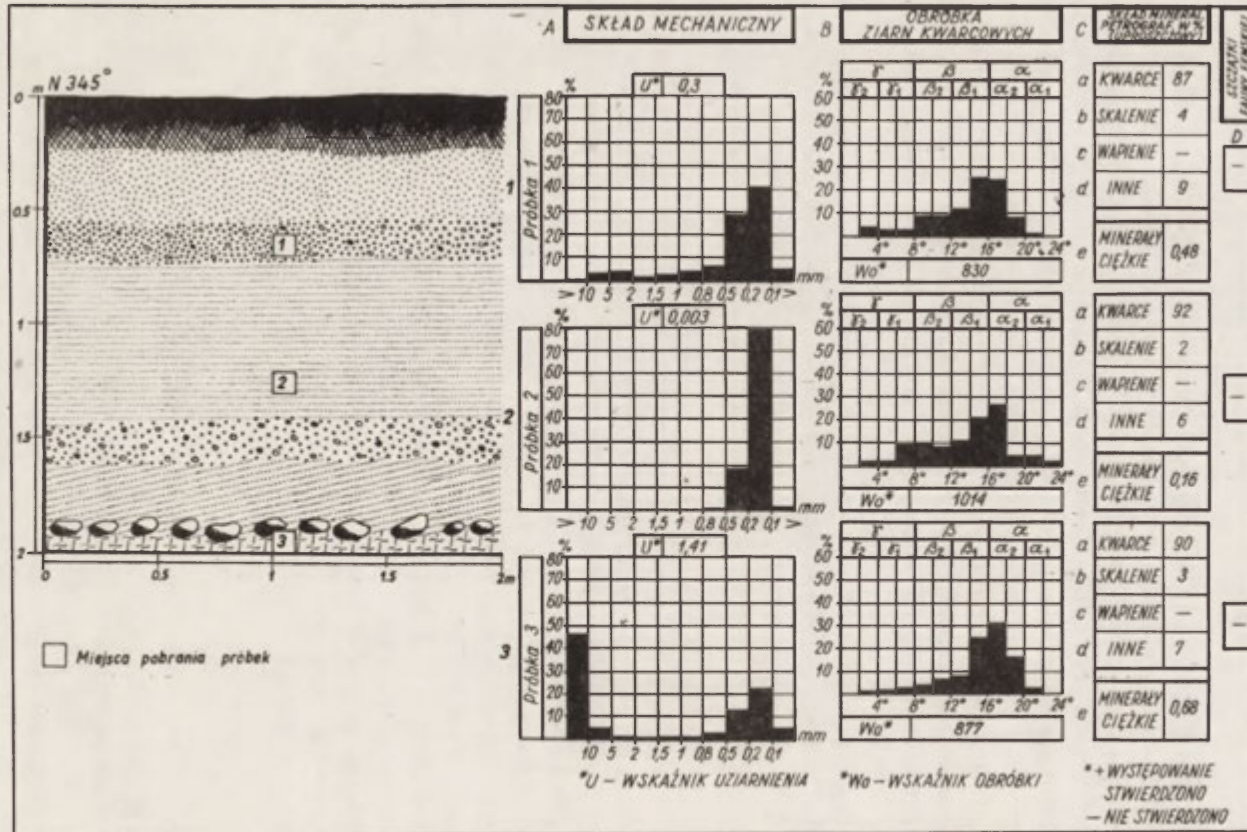
Profil 8 (ryc. 15) jest przykładem budowy geologicznej sandru południowoiławskiego w pobliżu doliny Drwęcy (poziom sandrowy III). Wykonany on został 5 km na północ od Samplawy. Miąższość utworów fluwioglacjalnych wynosi tu 1,9 m. W spągu profilu występuje glina morenowa. Na glinie morenowej leży warstwa bruku. Utwory fluwioglacjalne reprezentowane są głównie przez piaski drobnoziarniste o laminacji ukośnej oraz płaskiej. Nieco grubszy materiał występuje jedynie na głębokości 1,4–1,6 m oraz w stropie profilu. Pod względem obróbki ziarn najwyższy wskaźnik występuje w piaskach drobnoziarnistych o laminacji płaskiej (1014), które leżą na głębokości 0,7–1,4 m. Materiał występujący poniżej oraz powyżej tej warstwy charakteryzuje się bardzo niskimi wskaźnikami obróbki (877, 830). A zatem jedynie piaski drobnoziarniste w środkowej części profilu przebyły daleki transport. Transport materiału spągowej i stropowej części profilu był bardzo krótki. Pod względem mineralogiczno-petrograficznym w utworach fluwioglacjalnych nie stwierdza się zasadniczych różnic. Brak w nich ziarn wapieni.

Profil 9

Profil (ryc. 16) ten jest przykładem budowy geologicznej poziomego sandrowego IV występującego między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy. Wykonany został 2 km na północny wschód od jeziora Szela. W spągu profilu od głębokości 1,5 m do 2 m występują piaski różnoziarniste z przewagą frakcji 0,2–0,5 mm. Powyżej leżą już wyłącznie piaski drobnoziarniste, w których zdecydowanie przeważa frakcja $< 0,5$ mm. Pod względem obróbki najlepiej obtoczony materiał występuje w spągu odkrywki. Wysoki wskaźnik obróbki (1062) jest dowodem, że materiał ten był transportowany z dużej odległości. Niski wskaźnik obróbki (829) stwierdzono w materiale ze środkowej części profilu. Prawdopodobnie jego transport odbywał się w stanie zawieszenia w strumieniach wód roztopowych. W stropowej części profilu występuje ponownie materiał o dobrej obróbce. Skład mineralogiczno-petrograficzny utworów fluwioglacjalnych z poszczególnych głębokości profilu jest zbliżony. Brak w nich ziarn wapiennych.

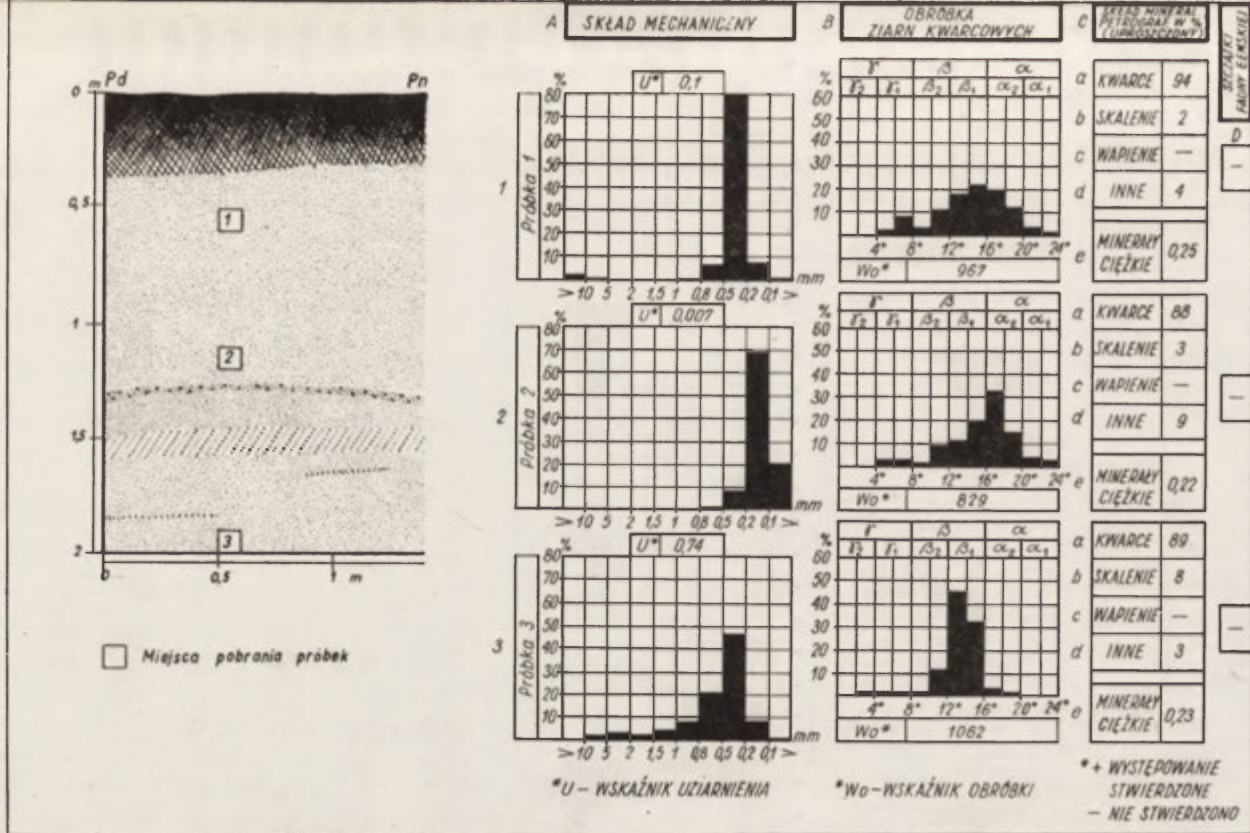
Profil 10

Profil 10 (ryc. 17) wykonany został również 2 km na północny wschód od jeziora Szela w pobliżu profilu 9. W tym miejscu poziom sandrowy IV jest zbudowany wyłącznie ze żwirów, co obrazują wskaźniki uziarnienia z poszczególnych głębokości 57,76, 48,95, 9,07. Ziarna kwarcu w całym profilu mają wysokie wskaźniki obróbki (1047, 1137, 1009), które świadczą, iż materiał z rozpatrywanego profilu był transportowany z dużej odległości. Analiza składu mineralogiczno-petrograficznego utworów fluwioglacjalnych wykazała bardzo wysoki udział ziarn wapiennych (15–25%). Występują tu również szczątki fauny eemskiej. Jak można łatwo zaobserwować, utwory fluwioglacjalne z profilu 10 różnią się znacznie od utworów fluwioglacjalnych z profilu 9.



Ryc. 15. Przykład budowy geologicznej sandru południowoławnego (poziom sandrowy III) wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych
 Objasnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of south-lawa outwash (outwash level/ III) including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits
 Explanations as for Figure 6



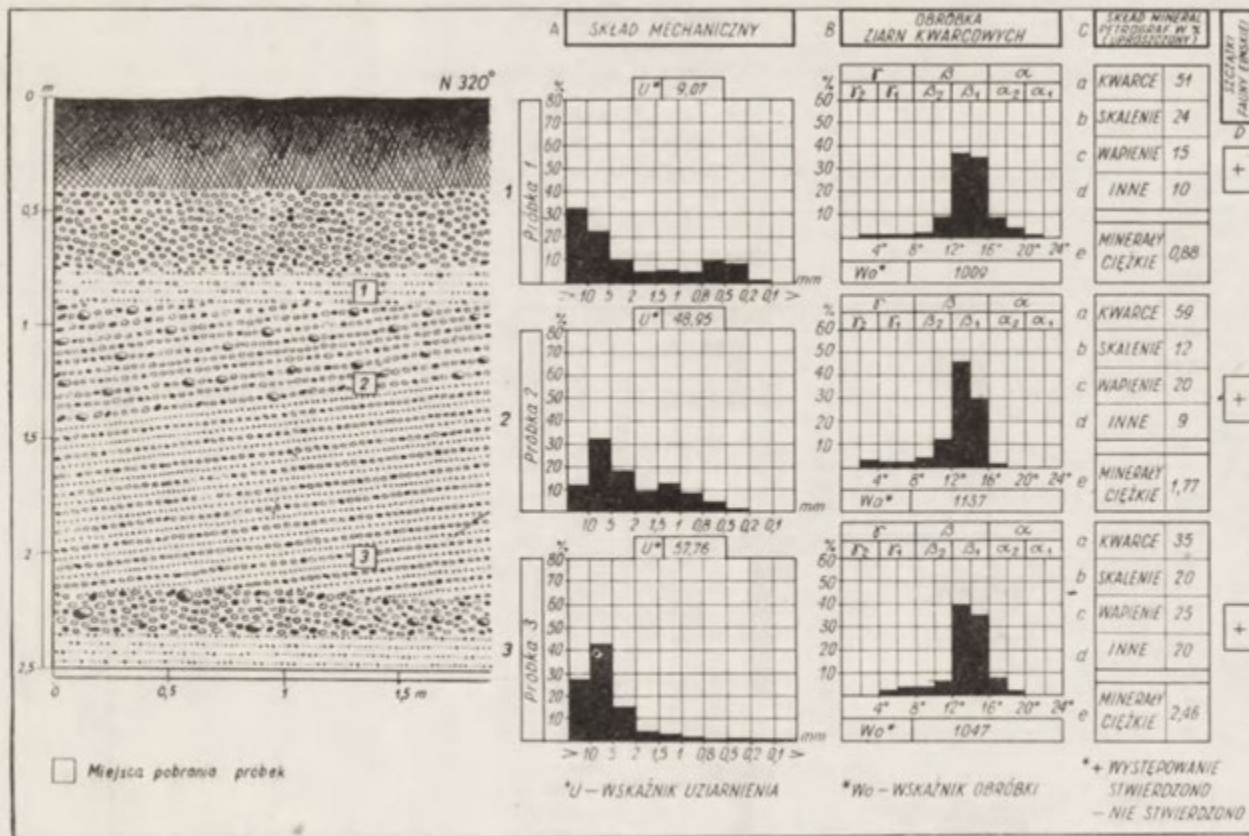
Ryc. 16. Przykład budowy geologicznej poziomu sandrowego IV między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of outwash level IV between Pasłęka and Drwęca valleys, including granulometric-petrographical analyses of the fluvio-glacial deposits

Explanations as for Figure 6

<http://rcin.org.pl>



Ryc. 17. Przykład budowy geologicznej poziomu sandrowego IV między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of outwash level IV between Pasłęka and Drwęca valleys, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

Explanations as for Figure 6

Profil 11

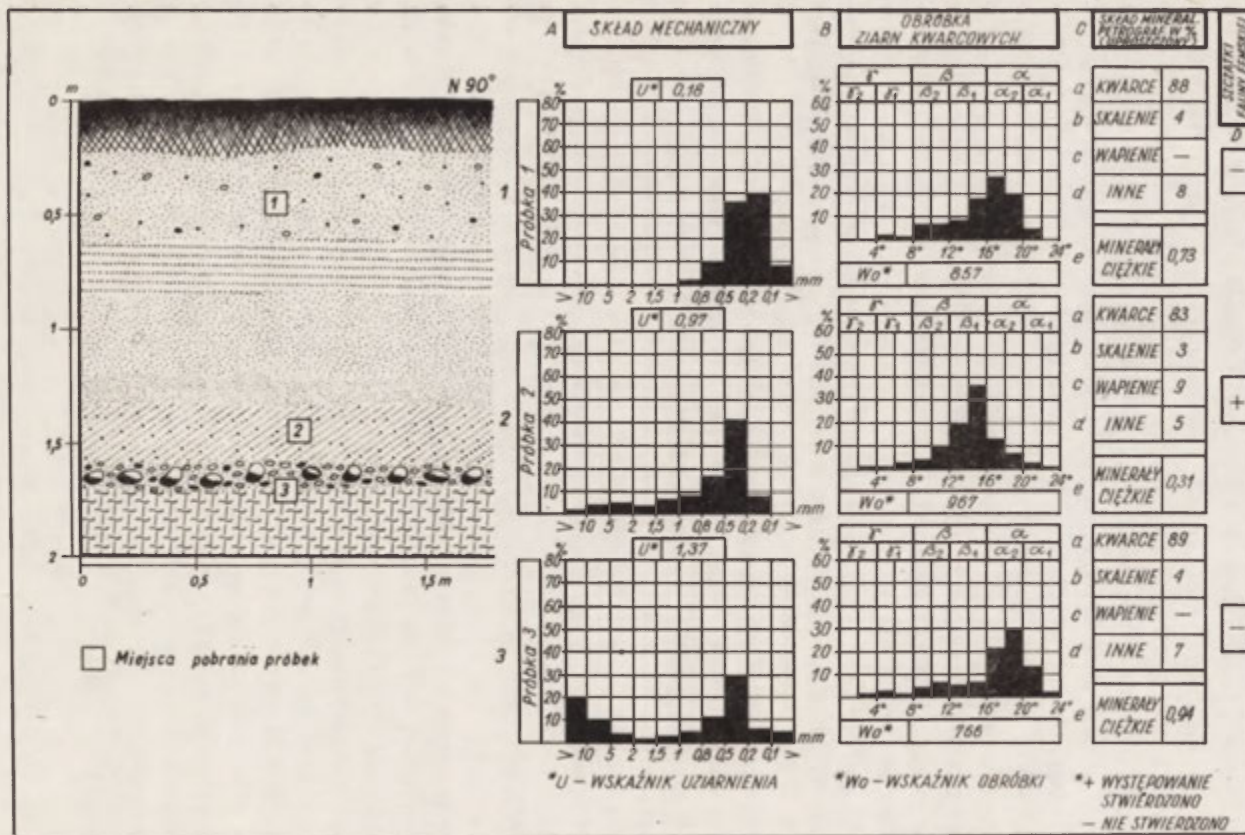
Profil 11 (ryc. 18) wykonany został 11 km na południe od jeziora Ewingi (poziom sandrowy IV). W tym miejscu miąższość utworów sandrowych wynosi tylko 1,6 m. Głębiej leży glina morenowa. Cykl akumulacji utworów sandrowych poprzedzony był wyraźną fazą erozji, o czym świadczy bruk morenowy występujący na glinie. Utwory fluwiogłacialne reprezentowane są głównie przez piaski drobno- i średnioziarniste. W sągu akumulacja ich odbywała się w fazie sedymentacji wydmowej. Najniższy wskaźnik obróbki (766) mają ziarna występujące w warstwie bruku morenowego. Wiąże się to niewątpliwie z tym, iż zostały one wymyte z gliny morenowej i nie były jeszcze objęte procesami transportu. Dość wysoki wskaźnik obróbki (967) mają natomiast ziarna występujące w warstwie piasków różnoziarnistych leżących na bruku morenowym. Jest to dowodem, że przebywały one dość długo w środowisku wód płynących. Niski wskaźnik obróbki (857) mają również ziarna w stropowej warstwie.

Najbardziej interesujące różnice zachodzą jednak w składzie mineralogiczno-petrograficznym. W warstwie bruku wymytego z gliny morenowej nie stwierdza się ziarn wapiennych. Duża ich ilość (9%) występuje natomiast w warstwie leżącej bezpośrednio nad brukiem morenowym. W warstwie tej stwierdzono również występowanie szczątków fauny eemskiej. Warstwy stropowe ponownie nie mają ziarn wapieni. W tym miejscu nasuwa się pytanie, skąd pochodzi zatem materiał, z którego jest zbudowana warstwa leżąca na bruku morenowym, zawierający okruchy skał wapiennych, skoro w pokładzie gliny morenowej one nie występują? Jest to zagadnienie, które będzie jeszcze omawiane w dalszej części pracy.

Dokonana powyżej szczegółowa charakterystyka profili reprezentujących budowę geologiczną poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego, iławskiego i teras górnego odcinka doliny sandrowej Drwęcy wykazała, że występujące tu utwory fluwiogłacialne często różnią się pomiędzy sobą składem mineralogiczno-petrograficznym. Różnice te polegają głównie na braku, lub występowaniu w nich okruchów skał wapiennych. Brak okruchów skał wapiennych stwierdzono często w górnych warstwach utworów fluwiogłacialnych. Można byłoby stąd przypuszczać, że zostały one usunięte z tych warstw wskutek działalności różnego rodzaju procesów destrukcyjnych. W obrębie rozpatrywanego sandru spotyka się jednak również utwory fluwiogłacialne, w których dużo okruchów skał wapiennych występuje już w warstwach od samej powierzchni, albo posiadają je tylko niektóre warstwy. W celu wyjaśnienia przyczyny różnorodności składu mineralogiczno-petrograficznego utworów fluwiogłacialnych występujących w obrębie sandru ostródzkiego i teras górnego odcinka doliny sandrowej Drwęcy, należy dokonać podobnej analizy utworów, z których jest zbudowana strefa marginalna, od której płynęły wody roztopowe tworzące poszczególne poziomy rozpatrywanego sandru, a tym samym poznać jego materiał wyjściowy.

ANALIZA UTWORÓW POSZCZEGÓLNYCH STREF MARGINALNYCH

Analiza ta została dokonana na podstawie próbek uzyskanych z dwóch głębokich wierceń wykonanych w okolicach Miłomłyn i zebranych próbek glin i utworów fluwiogłacialnych (ryc. 2). Utwory fluwiogłacialne są przeważnie zaburzone.



Ryc. 18. Przykład budowy geologicznej poziomu IV sandru północnośląskiego wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Pattern of geological structure of level IV of north-Łława outwash, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

Explanations as for Figure 6

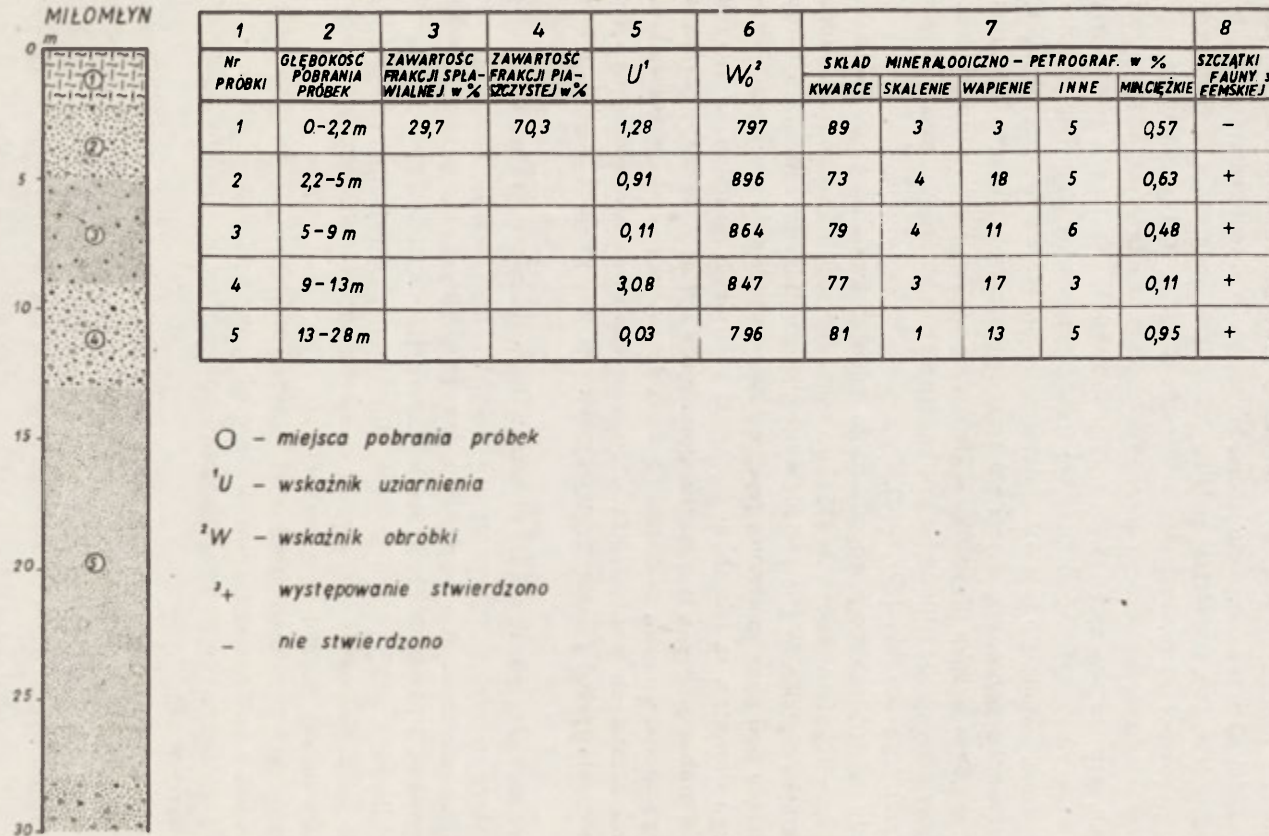
Strefa marginalna okolic Miłomyłna, z którą związana jest geneza poziomu I i II sandru ostródzkiego, jest zbudowana na powierzchni z gliny morenowej o miąższości od 2 m do 8 m. Pod gliną występują utwory fluwioglacjalne (ryc. 19 i 20). W wierceniu dokonanym w pobliżu Miłomyłna (ryc. 19) miąższość utworów fluwioglacjalnych jest znaczna. Na głębokości 30 m nie osiągnięto jeszcze ich spągu. W drugim wierceniu wykonanym w Przejeździe (ryc. 20), również w pobliżu Miłomyłna, spąg utworów fluwioglacjalnych leży na głębokości 20 m. Pod nimi występuje drugi pokład gliny morenowej. Jak wynika z analiz składu mechanicznego górnego pokładu gliny morenowej występującej w obu wierceniach, zawiera ona 29,7–38,4% frakcji spławialnej. Na frakcję piaszczystą przypada zatem 61,6–70,3%. Wielkości ziarn we frakcji piaszczystej gliny okolic Miłomyłna są dość zmienne. Świadczą o tym wskaźniki uziarnienia, które wynoszą 0,33 i 1,28. W pierwszym przypadku przeważają zatem we frakcji piaszczystej ziarna o wielkości $<0,5$ mm, podczas gdy w drugim przypadku stwierdza się większą ilość ziarn $>0,5$ mm. Materiał piaszczysty gliny okolic Miłomyłna jest bardzo słabo obtoczony, czego wyrazem są niskie wskaźniki jego obróbki (797, 862).

Analiza składu mineralogiczno-petrograficznego górnego pokładu gliny wykazała 89% ziarn kwarcu, 3–4% ziarn skaleni, 3–4% ziarn wapiennych, 3–5% ziarn innych oraz 0,57–0,65% minerałów ciężkich. W glinie tej nie występują szczątki fauny eemskiej. Utwory fluwioglacjalne leżące pod gliną morenową reprezentowane są głównie przez piaski drobnoziarniste, czego dowodem są ich niskie wskaźniki uziarnienia. Warstwy, w których przeważa materiał gruboziarnisty, a tym samym posiadające wyższe wskaźniki uziarnienia (3,08; 3,14), mają stosunkowo małą miąższość (2–4 m). Jak wynika z niskich wskaźników obróbki nie przekraczających wartości 900, obtoczenie utworów fluwioglacjalnych nie różni się od obtoczenia frakcji piaszczystej występującej w pokrywającej je glinie morenowej.

Istotne różnice zachodzą jednak między utworami fluwioglacjalnymi a gliną morenową pod względem składu mineralogiczno-petrograficznego. Utwory fluwioglacjalne zawierają bowiem duże ilości okruchów skał wapiennych (11–18%). Występują w nich również szczątki fauny eemskiej. Różnice składu mineralogiczno-petrograficznego pomiędzy utworami fluwioglacjalnymi a pokrywającą je gliną morenową pozwalają wnioskować, że utwory fluwioglacjalne nie zostały osadzone w czasie wkraczania lądolodu, którego rezultatem jest wspomniany pokład gliny morenowej.

Ze stref marginalnych oraz moren czołowych pobrano również 9 próbek gliny morenowej oraz 5 próbek z zaburzonych utworów fluwioglacjalnych występujących pod nią. Wyniki analiz granulometrycznych i mineralogiczno-petrograficznych utworów stref marginalnych są zawarte w tab. 2.

Glina pokrywająca strefy marginalne zawiera 44,8–84,4% frakcji piaszczystej (próbki 1–6, 11, 13, 14). Wskaźnik uziarnienia tej frakcji waha się od 0,14 do 1,0. Jest to dowodem jej drobnoziarnistości. Utwory fluwioglacjalne występujące pod ową gliną charakteryzują się znacznie wyższymi wskaźnikami uziarnienia. Wynoszą one od 1,97 do 8,99 (próbki 7–10, 12). Wskaźniki obróbki dla ziarn gliny morenowej wynoszą od 856 do 1026, natomiast dla ziarn utworów fluwioglacjalnych od 871 do 1014. Pod względem obróbki ziarn kwarcowych nie stwierdza się więc żadnych różnic pomiędzy gliną morenową a utworami fluwioglacjalnymi.

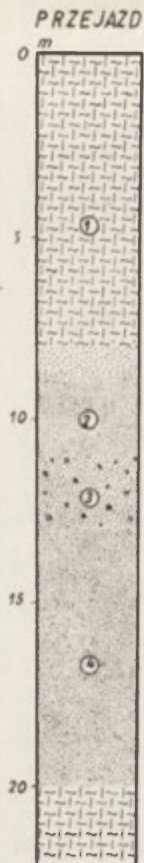


Ryc. 19. Profil geologiczny z okolic Miłomłyna wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych oraz warstwy gliny mo-
renowej

Objaśnienia jak na ryc. 6

Geological profile from near Miłomłyn, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits and the layer of boulder clay

Explanations as fot Figure 6 and 11



1 Nr PROBKI	2 GŁĘBOKOŚĆ POBRANIA PRÓBEK	3 ZAWARTOŚĆ FRAKCJI SPŁA- WIALNEJ w %	4 ZAWARTOŚĆ FRAKCJI PIA- SZCZYSTEJ w %	5 U^1	6 W_0^2	7 SKŁAD MINERALOGICZNO-PETROGRAF. w %					8 CZĄTKI AUNY ³ EMSKIEJ
						KWARCE	SKALENIE	WAPIENIE	INNE	MINCIEŻKIE	
1	0-8m	38,4	61,6	0,33	862	89	4	4	3	0,65	-
2	9-11m			0,01	884	78	2	15	5	0,26	+
3	11-13m			3,14	877	77	2	15	6	0,45	+
4	13-20m			0,01	860	78	2	13	7	0,75	+

- - miejsca pobrania próbek
- ¹U - wskaźnik uziarnienia
- ²W₀ - wskaźnik obróbki
- ³+ występowanie stwierdzono
- nie stwierdzono

Ryc. 20. Profil geologiczny z Przejazdu wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych oraz warstwy gliny morenowej

Objaśnienia jak na ryc. 6

Geological profile from near Przejazd, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits and the layer of boulder clay

Explanations as for Figure 6 and 11

<http://rcin.org.pl>

Tabela 2
Table 2

Wyniki analiz granulometryczno-petrograficznych gliny oraz utworów fluwioglacjalnych stref marginalnych
Results of granulometric-petrographic analyses of boulder clay and fluvioglacial deposits of the marginal zones

Nr próbki Sample No.	Rodzaj materiału Character of deposits	Zawar- tość frak- cji spła- wialnej w % Contens of float fraction in %	Zawar- tość frak- cji piasz- czystej w % Contens of sand fraction in %	U	Wo	Skład mineralogiczno-petrograficzny (uproszczony) w % Mineralogic-petrographic composition (simplified) in %					Szcątki fauny Eemskiej Relics of Eemian fauna
		Kwarcy Quartz	Skalenie Feldspars			Wapienie Limesto- nes	Inne Other	Minerały ciężkie Heavy mi- nerals			
1	glina Miłomłyn	45,6	54,4	0,18	913	91	4	—	5	0,35	—
2	„ Stonecznik	47,4	52,6	0,14	924	90	6	—	4	0,46	—
3	„ Bożęcina	15,6	84,4	0,16	856	92	3	1	4	0,64	+
4	„ Bramka	29,7	70,3	1,0	858	91	4	—	5	1,11	—
5	„ Morąg	31,2	68,8	0,38	1026	93	3	—	4	0,77	—
6	„ Bogaczewo	37,5	62,5	0,58	915	91	4	—	5	0,88	—
7	fluwioglacjal Kretowiny	—	—	4,81	1014	78	3	13	6	1,11	+
8	„ Tątlawki	—	—	1,97	957	77	4	15	4	0,83	+
9	„ Ponary	—	—	2,3	1014	79	5	11	7	1,02	+
10	„ Niebrzydowo	—	—	8,99	917	68	7	22	3	1,69	+
11	glina Królewo	42,0	58,0	0,29	908	93	3	—	4	0,43	—
12	fluwioglacjal Dobrocinek	—	—	3,21	871	71	4	17	8	1,42	+
13	glina Małdyty	55,2	44,8	0,18	922	91	3	—	6	0,39	—
14	„ Małdyty	46,8	53,2	0,43	920	91	3	—	6	0,55	—

U – wskaźnik uziarnienia, Wo – wskaźnik obróbki

Istotne różnice między nimi zachodzą jednakże pod względem składu mineralogiczno-petrograficznego, a ściślej w zawartości okruchów skał wapiennych. Otóż w glinie morenowej tylko w jednej próbce stwierdzono ich występowanie w ilości 1% (próbka 3), natomiast utwory fluwioglacjalne leżące pod nią zawierają 11–22% okruchów skał wapiennych. W utworach tych stwierdzono również występowanie szczątków fauny eemskiej. Ponieważ utwory fluwioglacjalne, z których są zbudowane wnętrza pagórków stref marginalnych i moren czołowych, od których biorą początek poszczególne poziomy sandru ostródzkiego, są w większości glacictektoniczne zaburzone, nie mogły być wynikiem akumulacji wód roztopowych pochodzących z lądolodu w czasie jego postępu na linii tych stref. Są to prawdopodobnie utwory starsze, spiętrzone wskutek nasunięcia lądolodu. Ten fakt stratygraficzny dodatkowo potwierdzają omówione już wyżej różnice w składzie mineralogiczno-petrograficznym pomiędzy tymi utworami a pokrywającą je gliną morenową. Należy przypomnieć, że w trakcie omawiania charakterystyki granulometryczno-petrograficznej utworów fluwioglacjalnych występujących na sandrze ostródzkim autor zwracał również uwagę na zachodzące między nimi różnice w składzie mineralogiczno-petrograficznym. Należy zatem w obrębie sandru spodziewać się także występowania różnych wiekowo utworów fluwioglacjalnych.

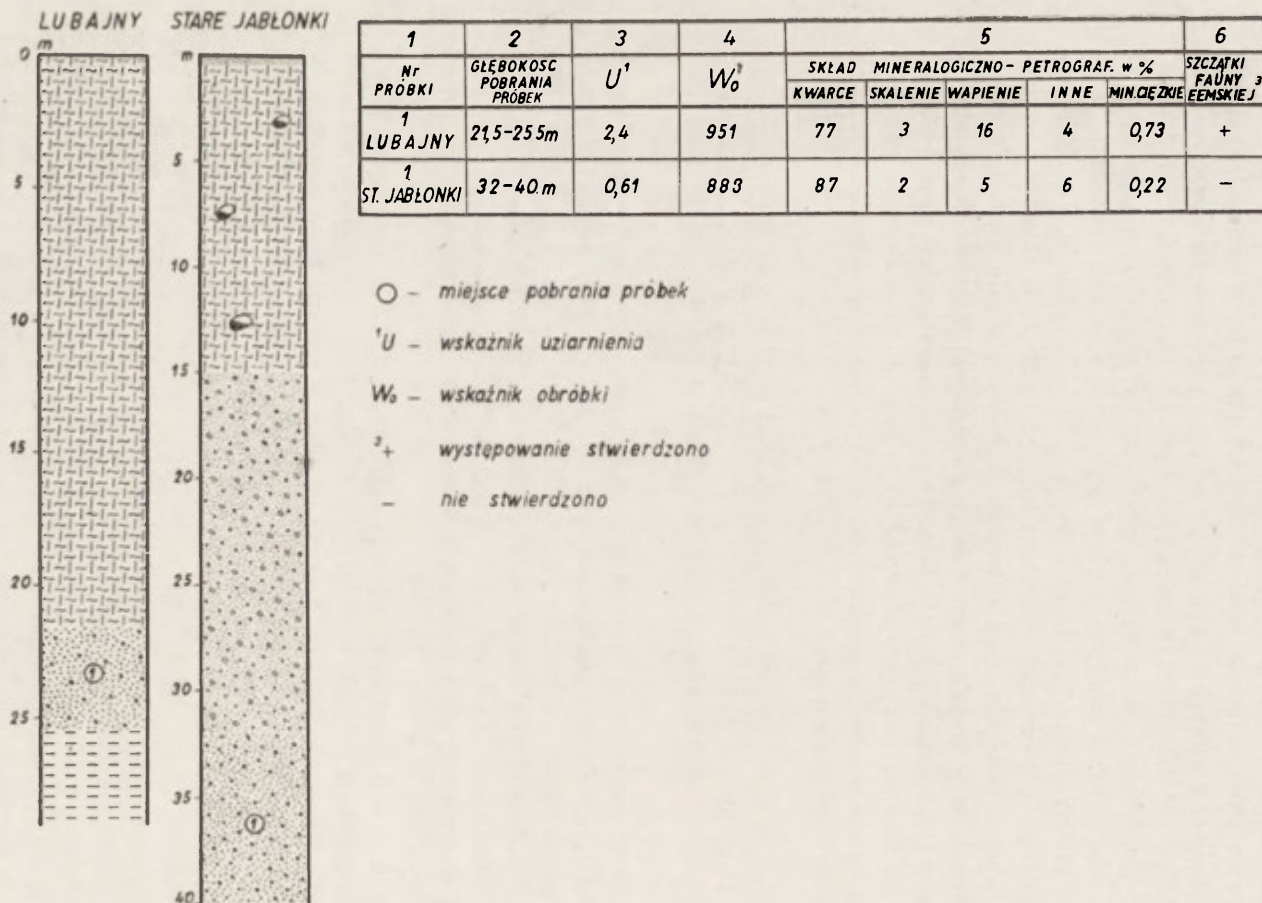
ANALIZA UTWORÓW OBSZARÓW PRZYLEGŁYCH DO SANDRU OSTRÓDZKIEGO NA PODSTAWIE MATERIAŁU WIERTNICZEGO

W celu uzyskania niezbędnego materiału porównawczego dla utworów spotykanych na sandrze ostródzkim, wykonano wiele analiz utworów z terenów przyległych. Otrzymane wyniki rzucają pewne światło na budowę tego sandru. Próbkę do analiz uzyskano z głębokich wierceń Przedsiębiorstwa Zaopatrzenia Rolnictwa w Wodę w Olsztynie.

Wiercenie z Lubajn (ryc. 21), 3 km na wschód od Ostródy, wykazało pod 21,5-metrowym pokładem ciemnoszarej gliny morenowej 4 m utworów fluwioglacjalnych, a niżej mułki. Do analizy pobrano próbkę utworów fluwioglacjalnych. Są to piaski gruboziarniste oraz żwiry ($U = 2,4$), stosunkowo dobrze obtoczone ($Wo = 951$). W utworach tych stwierdza się występowanie 77% ziarn kwarcu, 3% skaleni, 16% ziarn wapieni, 4% ziarn innych oraz 0,73% minerałów ciężkich. Spotyka się również szczątki fauny eemskiej.

Wiercenie wykonane 7 km na wschód od Ostródy w Starych Jabłonkach (ryc. 21) wykazało, że od powierzchni występuje tam 0,5-metrowa warstwa piasku drobnoziarnistego, pod którą leży ciemnoszara glina morenowa o miąższości 14,5 m. Głębiej leżą utwory fluwioglacjalne, z których uzyskano próbkę do analiz. Analiza składu mechanicznego tych utworów wykazała nieznaczną przewagę frakcji $< 0,5$ mm ($U = 0,61$). Piaski te są słabiej obtoczone od piasków podmorenowych z wiercenia w Lubajnach ($Wo = 888$). Analiza mineralogiczno-petrograficzna wykazała, że występuje tu 87% ziarn kwarcu, 2% skaleni, 5% wapieni, 6% ziarn innych oraz 0,22% minerałów ciężkich.

W wierceniu w Ostródzie (ryc. 22) do głębokości 8 m leżą dwa pokłady gliny morenowej. Pierwszy do głębokości 3 m ma barwę brunatną, a drugi ma barwę szarą. Pod nimi występują piaski różnoziarniste o miąższości 4 m. Niżej do głębokości 24 m występują iły. Iły te leżą na trzecim z kolei pokładzie gliny morenowej o miąższości 18 m. Gлина ta

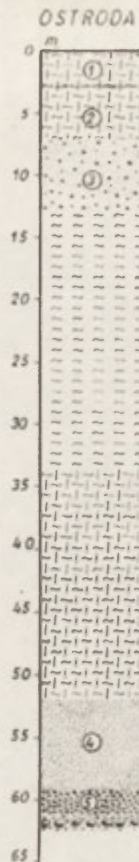


Ryc. 21. Profile geologiczne z Lubajny i Starych Jabłonek wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych

Objaśnienia jak na ryc. 6

Geological profiles from Lubajny and Stare Jablonki, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

1 - number of sample, 2 - depth from which sample was taken, 3 - grain size index, 4 - abrasion index, 5 - mineralogical-petrographical composition, in % (quartzes, feldspars, limestones, miscellaneous minerals, heavy minerals), 6 - remnants of Eemian fauna (+ occurrence determined, - occurrence not determined). This explanation refers also to Fig. 23. Explanations as for



1	2	3	4	5	6	7					8						
						Nr PROBKI	GŁĘBOKOŚĆ PÓBRANIA PRÓBEK	ZAWARTOŚĆ FRAKCJI SPŁA- WIALNEJ w %	ZAWARTOŚĆ FRAKCJI PIA- SZCZYSTEJ w %	U^1		W_0^2	SKŁAD MINERALOGICZNO- PETROGRAF. w %				SZCZĄTKI FAUNY EEMSKIEJ ³
													KWARCE	SKALENIE	WAPIENIE	INNE	
1	0-3 m	39	61	0,15	932	90	5	—	5	0,29	—						
2	3-8 m	38,9	61,1	0,69	918	83	2	10	5	0,66	+						
3	8-12m			0,59	1082	91	3	1	5	0,24	—						
4	52-59m			0,20	924	83	2	9	6	0,59	+						
5	59-61m			1,21	970	87	2	6	5	0,39	—						

○ - miejsca pobrania próbek

¹U - wskaźnik uziarnienia

²W₀ - wskaźnik obróbki

³+ występowanie stwierdzono

- nie stwierdzono

Ryc. 22. Profil geologiczny z Ostródy wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwiogłacialnych oraz warstw gliny morenowej

Objaśnienia jak na ryc. 6

Geological profile from Ostróda, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits and the boulder clay layers

Explanations as for Figure 6 and 11

<http://rcin.org.pl>

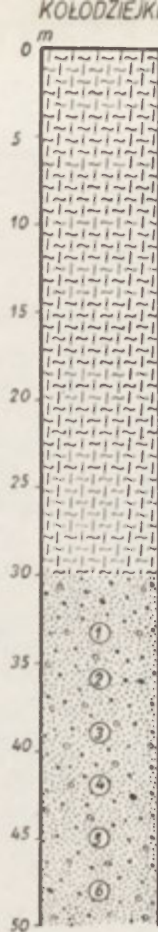
ma barwę szarą. Pod nią występuje kolejno 7-metrowa warstwa piasków średnioziarnistych, 2-metrowa warstwa piasków gruboziarnistych ze żwirem, pod którą leży bruk morenowy. Próbkę 1 pobrano z górnego pokładu gliny morenowej o barwie brunatnej. Zawiera ona 61% frakcji piaszczystej. W składzie mechanicznym frakcji piaszczystej zdecydowanie dominują piaski drobnoziarniste o wielkości $< 0,5$ m ($U = 0,5$). Piaski te są stosunkowo dobrze obtoczone ($Wo = 932$). Skład frakcji piaszczystej górnego pokładu gliny morenowej wykazuje zdecydowaną przewagę ziarn kwarcu (90%). Pozostałe 10% przypada na ziarna skaleni oraz inne. Ilość minerałów ciężkich w tej frakcji nie jest duża (0,29%). W tym pokładzie gliny morenowej brak jest zatem okruchów skał wapiennych.

Drugi pokład gliny morenowej, jak to wynika z analiz próbki 2, ma podobną zawartość frakcji spławialnej jak pokład pierwszy. We frakcji piaszczystej tej gliny stwierdza się jednak nieco większy udział ziarn wielkości $> 0,5$ mm, bowiem wskaźnik uziarnienia jest wyższy i wynosi 0,69. Ziarna kwarcu frakcji piaszczystej drugiego pokładu gliny morenowej pod względem obróbki nie różnią się również od ziarn pokładu pierwszego. Mają one wskaźnik 918. Duże jednak różnice między dwoma górnymi pokładami glin morenowych występują w składzie mineralogiczno-petrograficznym. W drugim pokładzie gliny stwierdzono występowanie 10% ziarn wapieni, których w ogóle nie ma w glinie pokładu pierwszego. Oprócz tego spotyka się w niej również szczątki fauny eemskiej.

Próbkę do analiz pobrano także z utworów fluwioglacjalnych występujących bezpośrednio pod drugim pokładem gliny morenowej, a leżących na łąkach (próbka 3). Utwory te, jak wynika z ich wskaźnika uziarnienia wynoszącego 0,59, reprezentowane są głównie przez piaski drobno- i średnioziarniste. Są one doskonale obtoczone ($Wo = 1082$). Świadczy to o ich dalekim transporcie w środowisku wodnym. W składzie mineralogiczno-petrograficznym tych piasków stwierdza się 91% ziarn kwarcu, 3% ziarn skaleni, 1% ziarn wapieni, 5% ziarn innych oraz 0,24% minerałów ciężkich. Piaski te są więc ubogie w ziarna wapieni.

Utwory fluwioglacjalne występujące pod trzecim pokładem gliny morenowej reprezentują próbki 4 i 5. Próbka 4 pobrana została z warstwy piasków drobnoziarnistych. Piaski te są nieco słabiej obtoczone aniżeli piaski występujące pod drugim pokładem gliny morenowej ($Wo = 924$). Analiza mineralogiczno-petrograficzna wykazała, że występuje w nich 83% ziarn kwarcu, 2% ziarn skaleni, 9% ziarn wapieni, 6% ziarn innych oraz 0,59% minerałów ciężkich. Próbka 5 pobrana została z warstwy piasków gruboziarnistych ze żwirem, leżącej pod omówionymi już piaskami drobnoziarnistymi. Ziarna tej warstwy są już znacznie lepiej obtoczone niż ziarna wyżej leżących piasków drobnoziarnistych; ich wskaźnik obróbki wynosi 970. Analiza mineralogiczno-petrograficzna piasków gruboziarnistych wykazała, że występuje w nich 87% ziarn kwarcu, 2% ziarn skaleni, 6% ziarn wapieni, 5% ziarn innych oraz 0,39% minerałów ciężkich.

Charakterystyka granulometryczna i mineralogiczno-petrograficzna utworów międzymorenowych została również poznana na podstawie próbek uzyskanych z wiercenia w Kołodziejkach (ryc. 23). Miejscowość ta leży na morenie falistej 2,5 km na wschód od doliny górnej Drwęcy. W tym miejscu morena falista zbudowana jest z 30-metrowego pokładu gliny morenowej, pod którym leży nie przewiercona do głębokości 50 m seria utworów fluwioglacjalnych. Seria ta reprezentowana jest głównie przez piaski gruboziarniste, co wynika z jej wysokich wskaźników uziarnienia obliczonych na podstawie 6



Nr PRÓBKI	2 GŁĘBOKOŚĆ POBRANIA PRÓBEK	3 U^1	4 W_0^2	5 SKŁAD MINERALOGICZNO-PETROGRAF. w %					6 SZCZĄTKI FAUNY, EEMSKIEJ
				KWARCE	SKALENIE	WAPIENIE	INNE	MIN. CIĘŻKIE	
1	33m	2,11	1040	80	3	12	5	0,89	+
2	36m	2,13	1078	83	2	11	4	1,40	+
3	39m	1,52	1156	81	4	10	5	0,96	+
4	42m	0,44	1088	80	2	11	7	0,82	+
5	45m	1,72	1049	80	4	13	3	1,20	+
6	48m	2,61	1036	82	3	9	6	0,82	+

- - miejsca pobrania próbek
- 1U - wskaźnik uziarnienia
- 2W_0 - wskaźnik obróbki
- $^3+$ - występowanie stwierdzono
- - nie stwierdzono

Ryc. 23. Profil geologiczny z Kołodziejek wraz z analizami granulometryczno-petrograficznymi utworów fluwioglacjalnych
Objaśnienia jak na ryc. 6

Geological profile from Kołodziejki, including granulometric-petrographical analyses of the fluvioglacial deposits

Explanations as for Figure 6 and 21

pobrane próbek. Jedynie na głębokości 42–43 m stwierdza się występowanie piasków drobnoziarnistych ($U = 0,44$). Jak wynika z obliczonych wysokich wskaźników obróbki dla 6 próbek, utwory fluwiogłacjalne spod gliny morenowej w Kołodziejkach są dobrze obtoczone. Wskaźniki te wahają się bowiem od 1036 do 1156. Skład mineralogiczno-petrograficzny wykazuje 80–83% ziarn kwarcu, 2–4% ziarn skaleni, 9–12% ziarn wapieni, 3–7% ziarn innych oraz dużą ilość minerałów ciężkich (0,82–1,4%). W utworach tych występują również szczątki fauny eemskiej.

Przeprowadzone analizy utworów fluwiogłacjalnych, występujących pod gliną morenową, na obszarach przyległych wykazały ich duże podobieństwo do zaburzonych utworów fluwiogłacjalnych, występujących w obrębie stref marginalnych i moren czołowych, od których biorą początek poszczególne poziomy sandru ostródzkiego, jak również do niektórych utworów fluwiogłacjalnych, występujących w obrębie tego sandru. W utworach tych stwierdzono także występowanie okruchów skał wapiennych.

STOSUNEK SERII SANDROWEJ DO STARSZEJ SERII FLUWIOGLACJALNEJ

Badania granulometryczne i mineralogiczno-petrograficzne utworów fluwioglacjalnych, z których jest zbudowany sandr ostródzki, wykazały, że pod tym względem zachodzą wśród nich dość zaskakujące różnice. Różnice te występują głównie w ich składzie mineralogiczno-petrograficznym i polegają na braku lub występowaniu w nich ziarn wapieni. Dość powszechnym zjawiskiem jest również to, iż w utworach fluwioglacjalnych wzbogaconych w ziarna wapieni występują szczątki fauny eemskiej. Jest rzeczą niewątpliwą, że utwory fluwioglacjalne sandru ostródzkiego są kolejnym złożem dla szczątków fauny eemskiej. Jej częste występowanie w utworach fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego wiąże się prawdopodobnie z bezpośrednim sąsiedztwem tego sandru z jedną z zatok morza eemskiego, która od północy sięgała po Morąg [80]. Pierwotne złożo fauny eemskiej, jak już wspomniano w trakcie omawiania profilu I (ryc. 7), obrazującego budowę poziomu sandrowego I, znajduje się na różnych głębokościach. Leży ono obecnie powyżej i poniżej poziomu morza [14, 27]. Wyniesienia fauny eemskiej z pierwotnego złoża oraz jej rozrucenia dokonał transgredujący lądolód bałtycki. W związku z tym należy przypuszczać, że największa ilość szczątków fauny eemskiej powinna znajdować się w utworach starszych od pomorskiego stadium zlodowacenia bałtyckiego. Prawdopodobnie stanowić one mogą kryterium dla dokładnego wyznaczenia granicy ostatniego zlodowacenia w miejscach, gdzie jest ona jeszcze dyskusyjna.

Jak już wspomniano, szczątki fauny eemskiej obserwuje się w obrębie sandru ostródzkiego wyłącznie w utworach fluwioglacjalnych bogatych w ziarna wapieni. Ziarna wapieni oraz szczątki fauny eemskiej przeważnie nie występują w górnych warstwach utworów fluwioglacjalnych. Można by tu wysunąć pogląd, iż ziarna te oraz szczątki fauny eemskiej, jako mało odporne, usunięte zostały z górnych warstw przez różnego rodzaju procesy destrukcyjne. Jednakże w obrębie sandru ostródzkiego zdarzają się utwory fluwioglacjalne, w których już od samej powierzchni ilość ziarn wapieni oraz szczątków fauny eemskiej jest bardzo duża (ryc. 12, 14, 17). W tym świetle pogląd na usunięcie ich z górnych warstw innych utworów fluwioglacjalnych przez procesy destrukcyjne jest mało prawdopodobny. Należy także nadmienić, iż wśród utworów fluwioglacjalnych charakteryzujących się brakiem ziarn wapieni wtrącone są warstwy posiadające ich dużą ilość (ryc. 9, 18). Jest to świadectwem zróżnicowania genetycznego utworów fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego.

W poszukiwaniu przyczyny zmienności mineralogiczno-petrograficznej utworów fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego, podobnym analizom zostały poddane omówione już próbki gliny morenowej oraz utwory fluwioglacjalne ze stref marginalnych, od któ-

rych biorą początek poszczególne poziomy sandru ostródzkiego. Jest to bowiem materiał wyjściowy, którego charakter mineralogiczno-petrograficzny musiał zostać odzwierciedlony w utworach fluwioglacjalnych, występujących w obrębie sandru ostródzkiego. W trakcie omawiania utworów stref marginalnych stwierdzono, iż pomiędzy gliną morenową a występującymi pod nią zaburzonymi utworami fluwioglacjalnymi istnieją znaczne różnice w składzie mineralogiczno-petrograficznym, polegające na tym, że w glinie morenowej brak okruchów skał wapiennych, podczas gdy w utworach fluwioglacjalnych występują dość licznie. Oprócz tego w utworach tych występują szczątki fauny eemskiej. Utwory fluwioglacjalne bogate w ziarna wapieni oraz szczątki fauny eemskiej są zapewne starszym sedymentem, przykrytym przez glinę, będącą efektem najmłodszego pobytu lądolodu. Korelację mineralogiczno-petrograficzną utworów fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego należało zatem dokonywać wyłącznie z górnym pokładem gliny morenowej pokrywającej strefy marginalne.

Skoro więc zostało stwierdzone, że w owej glinie morenowej nie występują okruchy skał wapiennych ani szczątki fauny eemskiej, wszelkie warstwy utworów fluwioglacjalnych występujących w sandrze ostródzkim, w których również nie występują ziarna wapieni i szczątki fauny eemskiej, należy uważać za osad wód roztopowych, płynących od lądolodu z linii tych stref marginalnych. Stanowią one zatem prawdopodobnie właściwą serię sandrową. Utwory fluwioglacjalne występujące w obrębie sandru ostródzkiego i mające dużo ziarn wapieni oraz zawierające szczątki fauny eemskiej są prawdopodobnie utworami starszymi, nie związanymi genetycznie z postojem lądolodu na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka oraz z postojem lądolodu na linii strefy marginalnej okolic Koszajń, syngenetycznej z morenami małyckimi oraz morąskimi. Są one odpowiednikiem zaburzonych utworów fluwioglacjalnych, występujących pod gliną morenową w obrębie stref marginalnych i moren czołowych oraz utworów podmorenowych z wierceń w Lubajnach i Starych Jabłonkach (ryc. 21), w Ostródzie (ryc. 22) oraz w Kołodziejkach (ryc. 23). Starsze utwory fluwioglacjalne, stanowiące podłoże sandru ostródzkiego, rozpoznano w wielu wkopach. Występowanie ich stwierdzono w następujących profilach: w profilu 1 (ryc. 7) od głębokości 1,5 m, w profilu 4 (ryc. 10) od głębokości 1,8–1,9 m, w profilu 5 (ryc. 12), w profilu 7 (ryc. 14) i w profilu 10 (ryc. 17) od powierzchni.

Na ryc. 24 wyróżniono obszary, w których pod serią sandrową albo bezpośrednio na powierzchni występują starsze utwory fluwioglacjalne. W obrębie poziomu sandrowego I najpłycej występują one na południowy wschód od Bramki i Słonecznika oraz w okolicy rynny jeziora Szelań. Przykrywająca je seria sandrowa ma miąższość zaledwie 1–2 m. Najrozleglejsze jednak obszary, w których pod serią sandrową o miąższości 1–2 m stwierdzono starsze utwory fluwioglacjalne, znajdują się w obrębie poziomu sandrowego II na południe od jeziora Narie oraz w okolicy jeziora Isąg. Wody roztopowe wypływające z bramy lodowcowej jeziora Narie i tworzące poziom II sandru ostródzkiego dokonały w tym miejscu największego zniszczenia poziomu I i wcięły się dość głęboko w starsze utwory fluwioglacjalne. W obrębie tego poziomu występują one jeszcze dość płytko w okolicy jezior Szelań i Ruda Woda. W dolinie Drwęcy stanowią one od samej powierzchni terasę 20–21 m na północny wschód od Gierłoża. Starsze utwory fluwioglacjalne występują również w podłożu poziomu sandrowego III na wschód od jeziora Jeziorak oraz stanowią odpowiednik tego poziomu – terasę 11–15 m w dolinie górnej Drwęcy.



Ryc. 24. Mapa występowania starszej serii fluwioglacjalnej w obrębie poszczególnych poziomów sandrowych

I, II, III, IV – poziomy sandrowe, a – 0–1 m poniżej powierzchni terenu, b – 1–2 m poniżej powierzchni terenu

Map showing occurrence of an older fluvioglacial series within the range of the individual outwash levels

I, II, III, IV – outwash levels, a – 0 to 1 m below ground surface, b – 1 to 2 m below ground surface

W obrębie poziomu sandrowego IV występowanie starszych utworów fluwioglacjalnych stwierdzono w kilku miejscach w okolicy jeziora Jeziorak, na sandrze małydzkim oraz na południe od jeziora Morąg. W dolinie górnej Drwęcy ze starszych utworów fluwioglacjalnych zbudowana jest terasa 4–6 m na północny zachód od Samplawy.

Częstotliwość występowania starszych utworów fluwioglacjalnych w obrębie sandru ostródzkiego na stosunkowo niewielkich głębokościach świadczy o tym, jak nierówna była powierzchnia, na której się on rozwijał. Działalność wód roztopowych, tworzących młody obszar sandru ostródzkiego, skierowana była w pierwszej fazie przede wszystkim ku wyrównaniu tej powierzchni. Proces akumulacji utworów sandrowych odbywał się

głównie w jej obniżeniach, natomiast procesem erozji zostały objęte wszelkie jej wyniesienia. Dlatego też obecnie w obrębie sandru ostródzkiego wielokrotnie można spotkać zjawisko wtrącania starszego materiału w najmłodszą serię sandrową. Dowodem tego jest omówiony już profil 3 (ryc. 9), wykonany w obrębie poziomu sandrowego I oraz profil 11 (ryc. 18), reprezentujący budowę poziomu sandrowego IV. W profilu 3 (ryc. 9) starsze utwory fluwioglacjalne, które łatwo rozpoznać przez występowanie w nich ziarn wapieni oraz szczątków fauny eemskiej, wtrącone zostały w serię sandrową w postaci warstwy o niewielkiej miąższości. Starsze utwory fluwioglacjalne we wtórnym złożu, czyli w serii sandrowej, występują również, w profilu 11 (ryc. 18). Stanowią one warstwę o miąższości 0,3 m, leżącą na bruku morenowym.

Charakterystyczne jest, że analiza mineralogiczno-petrograficzna warstwy bruku morenowego nie wykazała występowania okruchów skał wapiennych. Biorąc pod uwagę to, że bruk morenowy pochodzi z niżej leżącej gliny morenowej, należy przyjąć, że owa glina pozbawiona jest również ziarn wapiennych, a tym samym może stanowić ona odpowiednik najmłodszej gliny morenowej, pokrywającej strefy marginalne; glina ta jest bowiem również uboga w ziarna wapienne.

W dotychczasowych rozważaniach nad genezą utworów sandru ostródzkiego starano się wydzielić różne wiekowo utwory na podstawie zachodzących między nimi różnic mineralogiczno-petrograficznych. W wyniku porównania z utworami stref marginalnych i moren czołowych, utwory bezwapienne sandru ostródzkiego zakwalifikowano jako młode, stanowiące właściwą serię sandrową, natomiast drugie, w których występują okruchy skał wapiennych i szczątki fauny eemskiej, jako utwory starsze, nie związane genetycznie z tworzeniem się sandru ostródzkiego i stanowiące jego podłoże. Utwory z okruchami skał wapiennych i szczątkami fauny eemskiej występują niekiedy już od powierzchni sandru, lub stanowią soczewki wśród utworów młodych. Ten ostatni przypadek wskazuje więc, że do budowy sandru ostródzkiego wody roztopowe nie tylko czerpały materiał z lądolodu w czasie jego postoju na linii stref marginalnych i moren czołowych, lecz również mogły spod lądolodu dostarczać starszy materiał. Wreszcie w wyniku erozyjnej działalności wód roztopowych i powstawaniu niższych poziomów sandru, materiałem, z którego zbudowana jest najmłodsza seria sandrowa, stawał się także materiał z jego podłoża. W związku z możliwością istnienia takiej sytuacji nasuwają się refleksje, czy wszystkie utwory fluwioglacjalne bogate w okruchy skał wapiennych i szczątki fauny eemskiej, występujące w obrębie sandru ostródzkiego bezpośrednio od powierzchni, można uważać za leżące *in situ*? Skoro utwory te występują niejednokrotnie w postaci soczewek wśród utworów młodych, należy się spodziewać, że tam, gdzie występują one od powierzchni, mogą również reprezentować właściwą serię sandrową, akumulowaną przez wody w czasie tworzenia się sandru ostródzkiego. Dlatego też należy przyjąć, że przy dokonanej wcześniej omówieniu poszczególnych profili geologicznych sandru ostródzkiego autor zapewne nie ustrzegł się od błędnego zinterpretowania ich stratygrafii. Problem, czy starsze utwory fluwioglacjalne, które występują na sandrze ostródzkim już od powierzchni leżą istotnie *in situ*, czy już znajdują się w złożu wtórnym, czyli stanowią właściwą serię sandrową, jest trudny do wyjaśnienia.

Syntetyczny skład mineralogiczno-petrograficzny poszczególnych badanych utworów występujących w obrębie rozpatrywanego obszaru przedstawiony jest w tab. 3 oraz na

Tabela 3

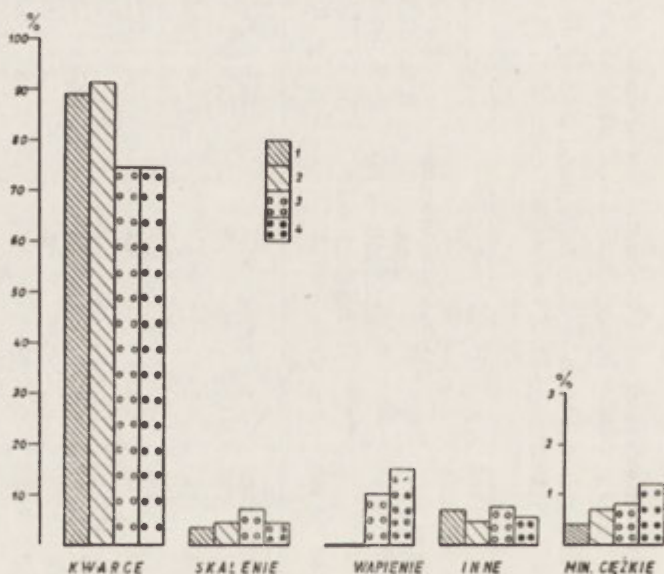
Table 3

Średni procentowy skład mineralogiczno-petrograficzny serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego oraz gliny i utworów fluwioglacjalnych stref marginalnych

Average mineralogic-petrographic composition of the outwash deposits, older fluvioglacial series of the Ostróda outwash levels, boulder clay and fluvioglacial deposits of the marginal zones, in %

Skład mineralogiczno-petrograficzny Mineralogic-petrographic composition	Seria sandrowa poziomów Outwash series of the outwash levels				Średnie Means	Glina stref marginalnych Boulder clay of the marginal zones	Starsza seria fluwioglacjalna poziomów Older fluvioglacial series of the outwash levels				Średnie Means	Utwory fluwioglacjalne stref marginalnych Fluvioglacial deposits of the marginal zones
	I	II	III	IV			I	II	III	IV		
Kwarcze Quartz	85,4	86,7	91,9	88,6	88,4	91,4	74,6	75,6	76,8	72,2	74,8	74,5
Skalenie Feldspars	5,8	4,8	2,8	3,3	4,2	3,7	8,4	6,4	4,1	9,4	7,1	4,5
Wapienie Limestones	0,4	0,3	0,1	0,3	0,3	0,1	7,8	10,5	12,3	11,0	10,4	15,5
Inne Other	8,4	8,2	5,2	6,0	6,9	4,8	9,2	7,5	6,8	7,4	7,7	5,5
Minerały ciężkie Heavy minerals	0,3	0,4	0,5	0,4	0,4	0,7	0,8	0,8	0,6	1,0	0,8	1,2

ryc. 25. Seria sandrowa poszczególnych poziomów sandrowych składa się z 88,6% ziarn kwarcu, 3,7% ziarn skaleni, 0,3% ziarn wapieni, 6,9% ziarn innych oraz 0,4% minerałów ciężkich. Skład ten jest podobny do składu glin stref marginalnych, który był materiałem wyjściowym dla utworów sandrowych. W glinie tej występuje 91,4% ziarn kwarcu, 3,7% ziarn skaleni, 0,1% ziarn wapieni, 4,8% ziarn innych oraz 0,7% minerałów ciężkich. Nie-wielka ilość ziarn wapieni w serii sandrowej pochodzi z wtrąceń starszego fluwiogłajału, który stanowi podłoże sandru ostródzkiego. Analiza składu mineralogiczno-petrograficznego starszych utworów fluwiogłajalnych wykazała występowanie 74,8% kwarcu, 7,1% skaleni, 10,4% wapieni, 7,7% ziarn innych oraz 0,8% minerałów ciężkich. Odpowiednikami tych utworów są utwory stanowiące zaburzone jądra w strefach marginalnych oraz morenach czołowych. Występuje w nich 74,5% kwarcu, 4,5% skaleni, 15,5% wapieni,



Ryc. 25. Procentowy udział kwarcu, skaleni, wapieni, innych minerałów oraz minerałów ciężkich w utworach występujących w obrębie sandru ostródzkiego i stref marginalnych

1 - seria sandrowa poszczególnych poziomów, 2 - glina stref marginalnych, 3 - starsza seria fluwiogłajalna poszczególnych poziomów, 4 - utwory fluwiogłajalne stref marginalnych

Per-cent share of quartzes, feldspars, limestones, miscellaneous minerals, and heavy minerals in deposits occurring within the range of the Ostróda outwash and the marginal zones

1 - outwash series in the individual levels, 2 - boulder clay of marginal zones, 3 - older fluvioglacial series in individual levels, 4 - fluvioglacial deposits in marginal zones

5,5% ziarn innych oraz 1,2% minerałów ciężkich. Jak już wielokrotnie wspomniano, w starszych utworach fluwiogłajalnych występują jeszcze szczątki fauny eemskiej.

W związku z tak wyraźną różnicą składu mineralogiczno-petrograficznego między utworami sandrowymi a starszymi utworami fluwiogłajalnymi, z których jest zbudowany

sandr ostródzki, nasuwa się pytanie, jaka była przyczyna, która spowodowała te różnice? B. Krygowski [42], analizując pod względem petrograficznym m. in. fluwioglacjał dolny i fluwioglacjał górny, doszedł do wniosku, iż we fluwioglacjale dolnym procent występowania wapieni jest większy. Fluwioglacjał górny, dłużej wystawiony na działalność wód, zawiera mniej ziarn wapieni. T. Bartkowski [1], przeprowadzając analizy petrograficzne osadów lodowcowych okolic jeziora Krępa, zwrócił również uwagę na odmienny skład utworów sandrowych i starszych utworów fluwioglacjalnych. Procent występowania wapieni w utworach starszego fluwioglacjału jest bardzo duży. Brak wapieni w utworach sandrowych T. Bartkowski tłumaczy, podobnie jak B. Krygowski, ich zniszczeniem wskutek dłuższego przebywania w środowisku wód płynących. Obaj zatem autorzy przyjmują, iż pierwotnie w utworach sandrowych występowały ziarna wapieni. O ile tłumaczenie zniszczenia ziarn wapieni wskutek długiego przebywania w środowisku wodnym może być słuszne dla rejonów, w których przeprowadzali badania, o tyle adoptowanie tłumaczenia braku ziarn wapieni w najmłodszej serii sandru ostródzkiego jest mało prawdopodobne. Przede wszystkim, jak wykazały badania nad obróbką ziarn, starsze utwory fluwioglacjalne występujące w obrębie sandru ostródzkiego, jak również stanowiące utwory międzymorenowe na obszarach przyległych do tego sandru, są lepiej obtoczone niż ziarna serii sandrowej (tabela 5, ryc. 33). Świadczy to o tym, iż nie można przyjąć, aby starsze utwory fluwioglacjalne (względnie fluwioglacjał dolny) przebywały krócej w środowisku wód płynących, przez co zachowały w swoim składzie mineralogiczno-petrograficznym ziarna wapieni. Brak wapieni w najmłodszej serii sandru ostródzkiego nie można również tłumaczyć usunięciem ich przez różnego rodzaju procesy destrukcyjne, bowiem musiałyby one również zostać usunięte z utworów starszego fluwioglacjału, który niejednokrotnie stanowi powierzchnię poziomą sandrowego i sąsiaduje z serią sandrową. Tego rodzaju przypadki pozwalają postawić tezę, iż już w momencie powstania serii sandrowej nie było w niej ziarn wapieni. Potwierdzeniem tej tezy są badania materiału wyjściowego dla najmłodszej serii sandru ostródzkiego, którym jest glina morenowa stref marginalnych oraz moren czołowych. Glina ta również nie zawiera ziarn wapieni.

W tym miejscu należy postawić pytanie, co było przyczyną powodującą zubożenie w ziarna wapieni górnego pokładu gliny morenowej, pokrywającej strefy marginalne? Jest to zagadnienie trudne, niemniej jednak wymagające próby wytłumaczenia. A. I. Spiridonow [69] i G. P. Mazurow [49], zajmując się genezą horyzontu moreny dennej wydzielają w niej dwa podhoryzonty, różniące się między sobą składem mineralogiczno-petrograficznym. W podhoryzoncie dolnym, kształtującym się w śpągu łądolodu, znajduje się przeważnie materiał podłoża, po którym przesuwiał się łądolód. Podhoryzont górny, posiadający cechy moreny ablacyjnej powstał, jak uważają wymienieni autorzy, wskutek wytapiania się materiału z wnętrza i powierzchni łądolodu. W materiale tym spotyka się większą ilość skał eratycznych.

Opierając się na badaniach tych autorów można wysunąć przypuszczenie, że w czasie transgresji łądolodu na obszar Polski mogło istnieć w nim zjawisko zróżnicowania materiału pod względem petrograficznym. W śpągu łądolodu znajdował się prawdopodobnie przeważnie materiał erodowany z obszaru zajętego obecnie przez Morze Bałtyckie. Obszar ten był głównym źródłem, z którego czerpane były m. in. okruchy wapieni kredowych. We wnętrzu łądolodu oraz na jego powierzchni transportowany był zapewne materiał

skandynawski, składający się głównie ze skał krystalicznych. Sandr ostródzki, jak już wspomniano, bierze swój początek od linii postoju lądolodu ze stadium pomorskiego. Przed transgresją w stadium pomorskim lądolód stagnował zapewne bardziej na północ od rozpatrywanego obszaru. W momencie pogorszenia się warunków klimatycznych otrzymał on impuls, który dał początek transgresji. Przypuszcza się, iż w momencie ruszenia lądolodu mogło zajść zjawisko lokalnego odkłucia i pozostawienia materiału znajdującego się w spągu lądolodu, czyli materiału pochodzącego głównie z obecnej niecki Morza Bałtyckiego. Rozpatrywany obszar, objęty stadium pomorskim, mógł się zatem stać obszarem akumulacji materiału skandynawskiego.

Z powyższym przypuszczeniem wiąże się zagadnienie dotyczące maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego w obrębie rozpatrywanego obszaru. Dotychczasowe poglądy poszczególnych badaczy na to zagadnienie omówiono już w jednym z poprzednich rozdziałów. Sandr ostródzki, dzięki możliwościom powiązania jego poziomów z terasami w pradolinie Noteci–Warty, jak wykazał W. Niewiarowski [55], można uważać za syngenetyczny z sandrami Brdy, Gwdy i Drawy, których poziomy również związane są genetycznie z terasami w pradolinie Noteci–Warty. Badania R. Galona [24] oraz S. Kozarskiego [38] wykazały, że poziomy sandrowe, z którymi związana jest ściśle geneza pradoliny Noteci–Warty, nie biorą swego początku od moren maksymalnego zasięgu stadium pomorskiego, lecz od recesyjnych moren tego stadium. Nie jest wykluczone, że sandr ostródzki z racji swego usytuowania bardziej na wschód względem sandrów Brdy, Gwdy i Drawy, mógł być genetycznie związany z maksymalnym zasięgiem stadium pomorskiego. Panował tu znacznie chłodniejszy klimat sprzyjający dłuższej stagnacji lądolodu.

Wyniki badań granulometryczno-petrograficznych dokonanych w obrębie rozpatrywanego obszaru, wykazujące brak ziarn wapieni w utworach pochodzących ze stadium pomorskiego, sugerują jednak znacznie dalszy na południe zasięg tego stadium, który mógł przekroczyć dolinę górnej Drwęcy. Wiercenie dokonane w Ostródzie (ryc. 22) wykazało bowiem, że występują tu do głębokości 8 m dwa pokłady gliny morenowej. Górny pokład gliny morenowej barwy brunatnej o miąższości 3 m nie posiada okruchów skał wapiennych, natomiast dolny pokład gliny morenowej barwy szarej, leżący bezpośrednio pod gliną brunatną, zawiera ich 10%. Górny pokład gliny morenowej występującej w wierceniu w Ostródzie wydaje się zatem syngenetyczny z gliną morenową stref marginalnych oraz moren czołowych, od których brały początek poszczególne poziomy sandru ostródzkiego. Gлина ta mogłaby zatem być podstawą przypuszczenia, iż lądolód stadium pomorskiego przekroczył dolinę górnej Drwęcy. W takim świetle geneza sandru ostródzkiego wiązałaby się z jedną z faz recesyjnych stadium pomorskiego, podobnie zresztą jak geneza sandrów Brdy, Gwdy, i Drawy.

Opierając się na kryterium mineralogiczno-petrograficznym, dowody na to, iż w zasięgu lądolodu stadium pomorskiego znalazły się obszary położone na południe od strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka, spotyka się również w obrębie samego sandru ostródzkiego. W wielu profilach wykonanych na sandrze ostródzkim stwierdzono w ich spągu pokład gliny morenowej, który składem mineralogiczno-petrograficznym jest podobny do górnej gliny z wiercenia w Ostródzie oraz do gliny przykrywającej obszar leżący na północ od sandru ostródzkiego. Pokład ten stwierdzono m. in. w profilu 8 (ryc. 15), wy-

konanym na sandrze południowośląskim w pobliżu doliny Drwęcy. O tym, że lądolód stadium pomorskiego w obrębie rozpatrywanego obszaru prawdopodobnie dotarł do doliny Drwęcy, świadczyć może fakt tworzenia się terasy (23–25 m) występującej w okolicy Gierłoża na kontakcie z odem, który przykrywał tereny leżące na północny zachód od doliny górnej Drwęcy. Nie jest wykluczone, że w obrębie rozpatrywanego obszaru z maksymalnym zasięgiem stadium pomorskiego związany jest genetycznie obszar sandrowy o wysokościach 150–160 m n.p.m., występujący na wschód od Ostródy.

ANALIZA TEKSTURALNA SERII SANDROWEJ I STARSZEJ SERII FLUWIOGLACJALNEJ

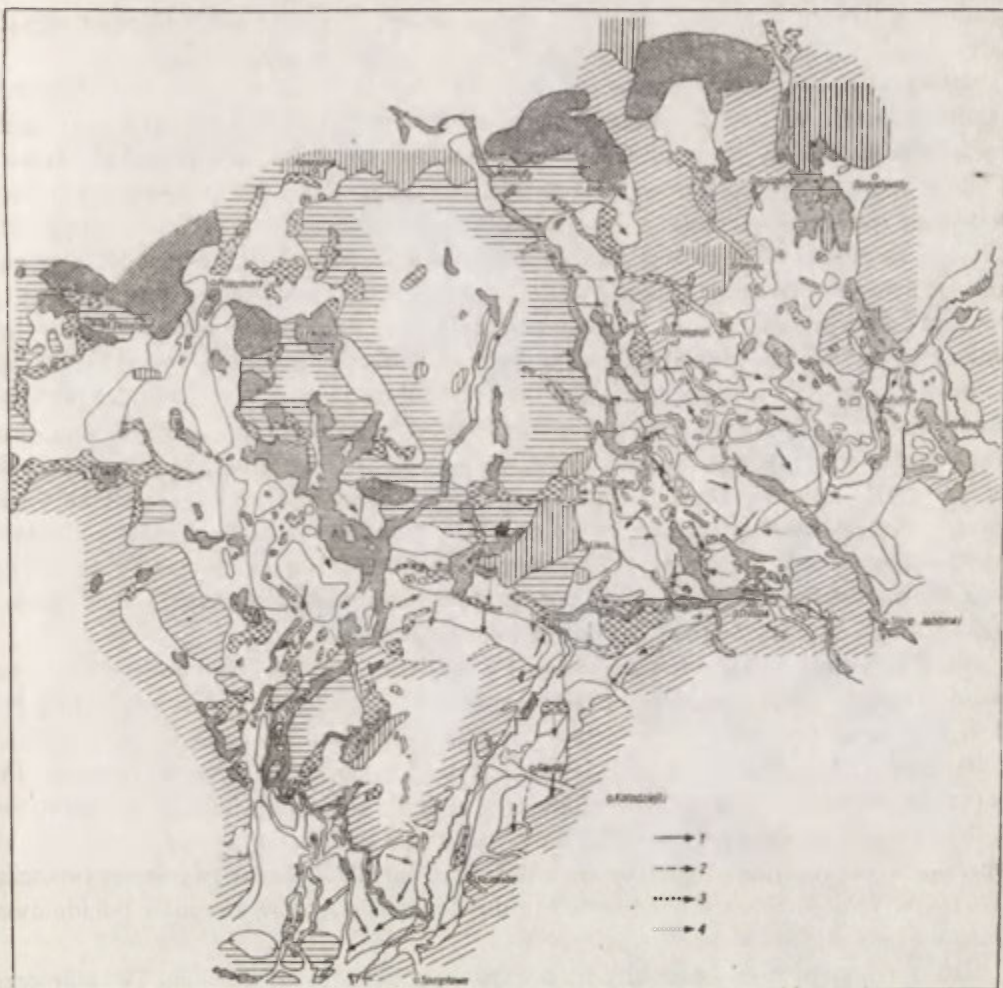
KIERUNKI UPADU WARSTW SERII SANDROWEJ I STARSZEJ SERII FLUWIOGLACJALNEJ

Celem odtworzenia kierunków płynięcia wód roztopowych, które akumulowały serię sandrową w obrębie sandru ostródzkiego, wykonana została mapa (ryc. 26), na której za pomocą strzałek wyznaczono średnie kierunki upadu warstw tej serii w poszczególnych poziomach sandrowych. W odkrywkach, w których występowały warstwy o laminacji ukośnej, mierzone były również wartości upadu lamin [29].

Obliczanie średniego kierunku upadu warstw albo lamin polegało na zsumowaniu wartości pomierzonych azymutów upadów i podzieleniu przez ilość pomiarów. Jak już wspomniano, poziom I sandru ostródzkiego tworzył się w czasie postoju lądolodu na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka. Postój ten miał przebieg południowy zachód – północny wschód. Należałoby w związku z tym sądzić, iż większość wód roztopowych w proksymalnej części poziomu sandrowego I odpływała w kierunku południowo-wschodnim lub południowym.

W świetle pomierzonych upadów warstw serii sandrowej poziomu I zagadnienie miejsc wypływów głównych strumieni wód roztopowych od czoła lądolodu zaczyna się jednak komplikować. Na południe od Słonecznika warstwy posiadają upad w kierunku zachodnim, a czasem nawet w kierunku północno-zachodnim. Trudno ustalić, czy takie kierunki upadów warstw są wynikiem późniejszych ich zaburzeń na skutek wytapiania się brył martwych lodów, czy są wynikiem dostosowania się strumieni sandrowych do nierówności podłoża, czy też obrazują wiernie kierunki płynięcia błędzących potoków sandrowych w proksymalnej części poziomu sandrowego I. W każdym bądź razie kierunki upadu warstw serii sandrowej w tej części poziomu I nie dają pełnej odpowiedzi na pytanie, czy właśnie od czoła lądolodu na odcinku Miłomłyn–Bramka wypływały wody roztopowe tworzące ten poziom. O zdecydowanym odpływie wód sandrowych w poziomie I na południowy wschód świadczą dopiero pomierzone upady warstw na wschód od Miłomłyna. Wody roztopowe płynąc w tym kierunku napotykały na przeszkodę w postaci wysoko położonego obszaru sandrowego (150–160 m n.p.m.) na wschód od Ostródy i zmuszone były skierować się na południowy zachód, zapoczątkowując powstanie doliny sandrowej Drwęcy.

W trakcie opisywania w jednym z poprzednich rozdziałów poziomu sandrowego II przyjęto, za L. Roszkówną [60], że utworzył się on dzięki dwom głównym strumieniom,



Ryc. 26. Mapa kierunków upadu warstw serii sandrowej poszczególnych poziomów sandrowych

1 – kierunki upadu warstw serii sandrowej poziomu I, 2 – kierunki upadu warstw serii sandrowej poziomu II, 3 – kierunki upadu warstw serii sandrowej poziomu III, 4 – kierunki upadu warstw serii sandrowej poziomu IV

Map showing dip directions of strata of outwash series in individual outwash levels

1 – dip directions of strata of outwash series in level I, 2 – dip directions of strata of outwash series in level II, 3 – dip directions of strata of outwash series in level III, 4 – dip directions of strata of outwash series in level IV

z których pierwszy wypływał z bramy lodowcowej jeziora Narie, a drugi brał początek w okolicy jeziora Bartężek i Ruda Woda. Na południe i południowy zachód od jeziora Narie trudno odtworzyć w poziomie II kierunki odpływu wód roztopowych, bowiem seria sandrowa ma tu bardzo małą miąższość lub w ogóle jej nie ma. Kierunki płynięcia wód w poziomie sandrowym II zostały dopiero odtworzone między Miłomłynem a Ost-ródą. W tej części wody roztopowe płynące w poziomie II kierowały się już do doliny

sandrowej Drwęcy i dalej podążały szlakiem utworzonym przez wody roztopowe płynące w poziomie I.

Kierunki upadu warstw wyznaczają również odpływy wód roztopowych w poziomie sandrowym III. W tym poziomie płynące od moren południowodzierzgońskich wody roztopowe rozdzielały się w okolicy jeziora Jeziorak, na zachód od jeziora Gil Wielki, na dwie odnogi. Pierwsza kierowała się na wschód i uchodziła do doliny sandrowej Drwęcy w okolicy Jeziora Drwęckiego, a druga płynęła na południe i również uchodziła do doliny Drwęcy na północ od Samplawy. Rozdzielenie się wód roztopowych płynących w poziomie sandrowym III zarejestrowane zostało kierunkami upadu warstw serii sandrowej. Na zachód od jeziora Jeziorak warstwy posiadają upad na południe z niewielkim odchyleniem na zachód. Na wschód od jeziora Jeziorak w okolicy jeziora Gil Wielki wykazują natomiast upad na wschód z niewielkim odchyleniem na północ. W tej odnodze poziomu sandrowego III strumienie wód roztopowych musiały wykazywać się silnym meandrowaniem, bowiem pozostałe pomierzone upady warstw serii sandrowej są prostopadłe do jej osi morfologicznej. Dość wiernie upady warstw rejestrują moment kontaktowania się wód roztopowych, płynących w poziomie III, z doliną sandrową Drwęcy na północ od Samplawy. Wody te początkowo płynąc na południe, łączyły się następnie z odpływem wód roztopowych doliną sandrową Drwęcy, którą już podążały w kierunku południowo-zachodnim wody roztopowe wschodniej odnogi tego poziomu.

Przy omawianiu poziomu sandrowego IV przyjęto, iż wody roztopowe tworzące ten poziom płynęły synchronicznie z trzech kierunków: z północnego wschodu doliną Pąsłęki, z północy od moren małyckich oraz z północnego zachodu odnogą sandru północno-ławnickiego. Najwyraźniej kierunki płynięcia wód zarejestrowane są w poziomie IV, o przebiegu północny wschód – południowy zachód, którym płynęły wody roztopowe doliną Pąsłęki do doliny Drwęcy. Upady warstw na północ od Ostródy odchylają się wprawdzie od osi morfologicznej tego poziomu, niemniej jednak wyraźnie świadczą, iż odpływ wód roztopowych odbywał się do doliny Drwęcy w kierunku południowo-zachodnim.

Dość niespokojne są kierunki upadu warstw serii sandrowej poziomu IV, biorącego początek od moren małyckich. Przeważają tu kierunki prostopadłe do osi morfologicznej tego poziomu, co jest prawdopodobnie wynikiem silnego meandrowania strumieni sandrowych płynących tym szlakiem. Wiernie natomiast upady warstw rejestrują moment rozdzielania się strumieni sandrowych płynących w poziomie IV sandrem północno-ławnickim w okolicy jeziora Jeziorak, na zachód od jeziora Gil Wielki. Wskazują one wyraźnie, iż część wód kierowała się na południe, a część płynęła wschodnią odnogą sandru północno-ławnickiego. Wody płynące tą odnogą, wpadając do doliny Drwęcy obierały kierunek południowo-zachodni.

Interesująco przedstawia się stosunek kierunków odpływu wód związanych ze starszą serią fluwioglacjalną, stanowiącą obecnie podłoże sandru, do kierunków odpływu wód w obrębie sandru ostródzkiego (ryc. 27). W pobliżu jeziora Narie upady warstw starszej serii fluwioglacjalnej wskazują na odpływ wód roztopowych w kierunku południowo-wschodnim. Na południe od jeziora Narie większość warstw serii fluwioglacjalnej posiada upad w kierunku zachodnim z odchyleniem na północ. W okolicy jeziora Gil kierunek upadu warstw wskazuje ponownie na odpływ wód roztopowych na południowy



Ryc. 27. Mapa kierunków upadu warstw starszej serii fluwioglacjalnej w obrębie sandru ostródzkiego i doliny górnej Drwęcy

Map showing dip directions of strata of older fluvioglacial series within the range of the Ostróda outwash and the upper Drwęca valley

wschód. Wody te na południe od Łukty, na skutek prawdopodobnie już istniejącej przeszkody w postaci wysoko wznoszących się obszarów, obierały kierunek południowo-zachodni. Kierunek ten potwierdzają upady warstw starszej serii fluwioglacjalnej, występującej w górnym odcinku doliny Drwęcy. Wydaje się, iż do osi obecnej doliny Drwęcy dążyła większość wód roztopowych akumulujących starsze serie fluwioglacjalne. Rejestrują to upady warstw tej serii występującej między jeziorem Bartężek a Miłomłynem oraz w okolicy jezior Jeziorak i Gil Wielki.

Decydujący wpływ na skierowanie na południowy zachód wszelkich wód roztopowych od czoła lądolodu bałtyckiego, ilekroć czoło to w czasie oscylacji znalazło się na

północ od Ostródy, wywierał niewątpliwie wysoko położony Garb Lubawski, którego kulminacje (powyżej 300 m n.p.m.) występują 15 km na południe od Ostródy. Wody roztopowe tworzące najmłodszy obszar sandru ostródzkiego, trafiając na tę przeszkodę zmuszone były przyjmować taki sam kierunek odpływu. Być może, iż odpreparowały one stary szlak sandrowy.

UZIARNIENIE UTWORÓW SERII SANDROWEJ I STARSZEJ SERII FLUWIOGLACJALNEJ

Powszechnie przyjmuje się, iż w wodach płynących wielkość materiału zmniejsza się w miarę oddalania się od swego źródła [4]. S. Jewtuchowicz [30], przeprowadzając badania nad uziarnieniem sandru Brdy, stwierdził zmniejszanie się wielkości ziarn w miarę oddalania się od moren czołowych. Drobnienie materiału sandrowego, w miarę oddalania się od moren czołowych, jest skutkiem selektywnej działalności strumieni wód roztopowych wynikłej ze zmniejszającej się ich siły transportującej. W pobliżu moren czołowych, gdzie siła transportująca wypływających od czoła lądolodu wód roztopowych była duża, znajduje się zazwyczaj materiał gruboziarnisty, składający się głównie ze żwirów oraz głazów. Opierając się na wielkości materiału w proksymalnych częściach sandrów wyznaczyć można miejsca głównych wypływów wód roztopowych od czoła lądolodu.

Badania nad uziarnieniem przeprowadzone zostały również na sandrze ostródzkim. Jak już wspomniano, geneza sandru ostródzkiego związana była z czołem lądolodu, który stagnował na linii Miłomłyn-Bramka. Na tej właśnie linii należałoby zatem szukać miejsc głównych wypływów strumieni wód roztopowych tworzących poziom I tego sandru. Upady warstw serii sandrowej poziomu I, w jego pobliżu ze strefą marginalną w okolicy Słonecznika i Bramki, bynajmniej nie wskazują na to, iż właśnie od czoła lądolodu stagnującego między Miłomłynem a Bramką wypływały wody roztopowe, które tworzyłyby ten poziom.

Na ten problem rzuca pewne światło mapa przestrzennego rozmieszczenia średnich wskaźników uziarnienia serii sandrowej w obrębie poziomu I (ryc. 28). Z mapy tej wynika, iż średnie wartości wskaźników uziarnienia nie maleją prostopadle do strefy marginalnej Miłomłyn-Bramka, lecz równolegle do niej. Segregacja materiału pod względem wielkości odbywała się zatem z północnego wschodu na południowy zachód. Materiał gruby przeważa w okolicy Bramki i na wschód od Słonecznika. Taki układ wskaźników serii sandrowej poziomu I sugeruje, że główny wpływ wód roztopowych tworzących ten poziom miał miejsce pomiędzy Bramką a jeziorem Morąg, a więc na styku lobu Wisły i lobu mazurskiego [33, 60]. Czoło lądolodu stagnujące w tym czasie na linii Miłomłyn-Bramka stanowiło głównie podporę tworzącego się poziomu sandrowego I. Niemniej jednak od czoła tego mogły mieć również miejsce wypływy wód roztopowych, lecz o znacznie mniejszej sile transportującej. Układ wskaźników uziarnienia serii sandrowej poziomu I o dużych wartościach sugeruje również, iż mógł istnieć także dość silny wpływ wód roztopowych między jeziorem Morąg a jeziorem Isąg.

W poziomie sandrowym II najgrubszy materiał występuje na południe od jeziora Narie; potwierdza to pogląd L. Roszkówny [60], iż właśnie bramą lodowcową jeziora



Ryc. 28. Mapa rozmieszczenia średnich wskaźników uziarnienia (U) serii sandrowej poszczególnych poziomów sandrowych oraz frakcji piaszczystej gliny stref marginalnych

I, II, III, IV – symbole wartości wskaźników uziarnienia serii sandrowej poziomów I, II, III, IV, U – wartość wskaźnika uziarnienia, A – symbol oznaczający wartość wskaźnika uziarnienia (U) frakcji piaszczystej gliny stref marginalnych

Map showing distribution of mean grain size indices (U) of the outwash series in the individual outwash levels, and in the sandy fraction of the boulder clay in the marginal zones

I, II, III, IV – symbols of values of grain-size indices of the outwash series in levels I, II, III, IV, U – value of grain size index, A – symbol indicating value of grain-size index (U) of the sandy fraction of the boulder clay in the marginal zones

Narie wpływało najwięcej wód roztopowych tworzących ten poziom. Z grubego materiału zbudowany jest również poziom sandrowy II w okolicy jeziora Isąg. Nie jest zatem wykluczone, że również między jeziorami Morąg i Isąg istniał wpływ wód roztopowych, tworzących poziom II sandru ostródzkiego, podobnie zresztą, jak mógł tu istnieć wpływ wód roztopowych tworzących poziom I tego sandru, o czym już wyżej wspomniano. W poziomie sandrowym II, podobnie jak w poziomie I, obserwuje się zatem

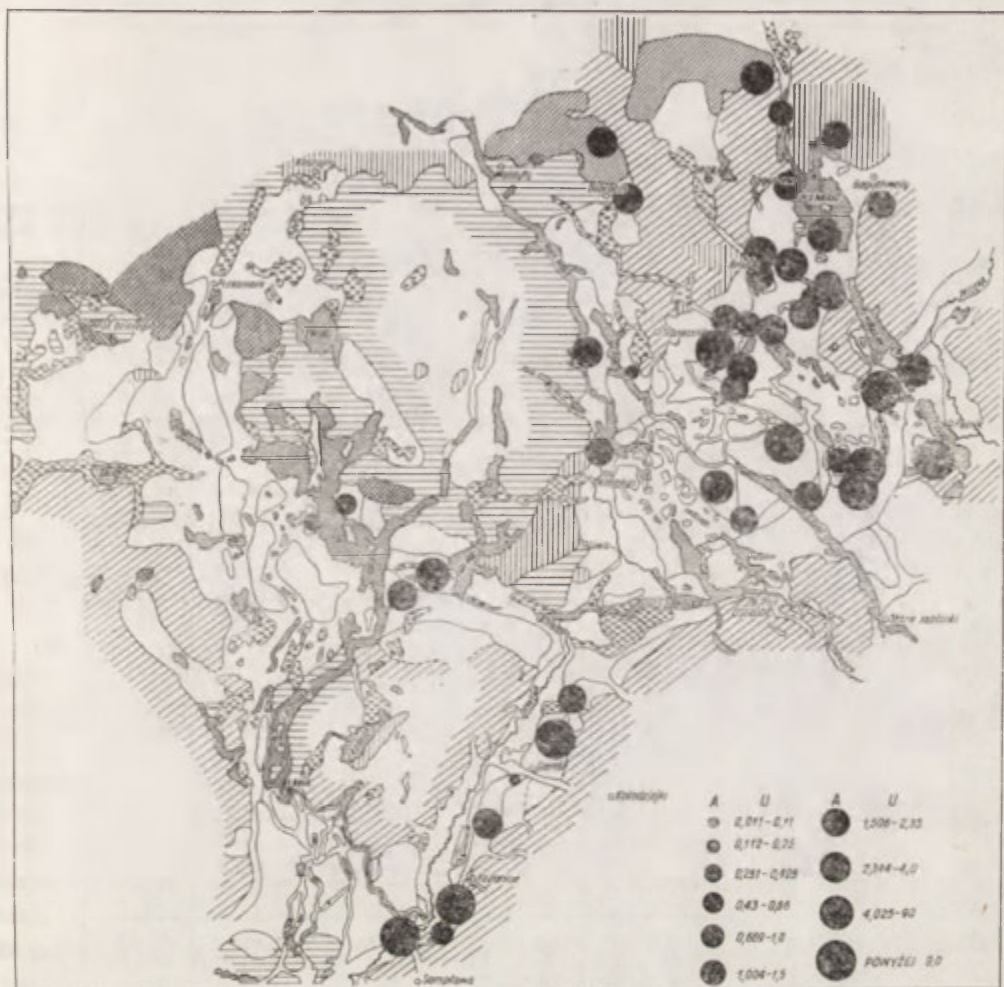
również drobnienie materiału z północnego wschodu na południowy zachód. Najdrobniejszy materiał w tym poziomie występuje między Miłomłynem a Ostródą. Wyspa poziomu sandrowego II w okolicy Jeziora Drwęckiego oraz terasa 20–21 m na południe od Jeziora Drwęckiego jest zbudowana z nieco grubszyego materiału, co świadczy o wzroście siły transportującej wód roztopowych. Natężenie prądu wód roztopowych w tej okolicy mogło wzrosnąć na skutek ich skupienia się. Były one bowiem zmuszone ograniczyć się tylko do wąskiego szlaku sandrowego prowadzącego doliną Drwęcy. Z układu wskaźników uziarnienia oraz ich wartości wynika również, iż strumień wód roztopowych, który tworzył w obrębie sandru ostródzkiego poziom II w okolicy jezior Bartężek i Ruda Woda, nie odznaczał się dużym natężeniem. Na linii jeziora Bartężek i Jeziora Drwęckiego występuje bowiem stosunkowo drobny materiał.

Wskaźniki uziarnienia serii sandrowej wschodniej odnogi sandru północnoławnickiego w poziomie III świadczą, iż jest ona zbudowana przeważnie z piasków drobnoziarnistych. Należy zatem materiał ten uważać za efekt selekcji dokonywanej w strumieniach wód roztopowych, płynących od daleko na północy położonych moren południowodzierzgońskich. Czy przypuszczenie to jest słuszne, wykaże analiza obróbki materiału. W obrębie doliny górnej Drwęcy terasa 11–15 m, która jest przedłużeniem poziomu sandrowego III, jest zbudowana z nieco grubszyego materiału. Niewątpliwie jest to wynik wzrostu szybkości wód roztopowych, jaki nastąpił w niezbyt szerokiej dolinie Drwęcy. Na sandrze południowoławnickim seria sandrowa poziomu III jest zbudowana przeważnie z piasków drobnoziarnistych. Niemniej jednak seria ta reprezentowana jest również przez materiał grubszy. Jest to prawdopodobnie wynik wtrącenia przez wody roztopowe starszego materiału podłoża w najmłodszą serię sandrową.

Seria sandrowa poziomu IV, tworzącego się wskutek synchronicznie płynących wód roztopowych z trzech różnych kierunków, jest zbudowana przeważnie z materiału stosunkowo grubego. Z układu wskaźników uziarnienia trudno jest sądzić o dokonywaniu się w tym poziomie selekcji materiału pod względem wielkości w miarę oddalania się od moren czołowych. W poziomie tym musiało zatem zachodzić bardzo często zjawisko wtrącania grubszyego materiału podłoża w najmłodszą serię sandrową. Materiał drobnoziarnisty w poziomie sandrowym IV występuje dopiero w okolicy Jeziora Drwęckiego.

Starsza seria fluwioglacjalna, stanowiąca podłoże sandru ostródzkiego, reprezentowana jest w całym jego obrębie głównie przez materiał gruboziarnisty. Świadczy o tym rozmieszczenie wskaźników uziarnienia tej serii przedstawione na ryc. 29

W celach porównawczych w tab. 4 i ryc. 30 przedstawiono średni procentowy skład mechaniczny serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego oraz glin i utworów fluwioglacjalnych stref marginalnych. Jak wynika z tabelki, skład mechaniczny serii sandrowej poszczególnych poziomów jest zbliżony. Przeważają w niej piaski drobnoziarniste $< 0,5$ mm. Świadczą o tym niskie wskaźniki uziarnienia, wahające się od 0,24 do 0,36. Gлина stref marginalnych, która stanowiła materiał wyjściowy dla serii sandrowej, zawiera nieco więcej piasków gruboziarnistych ($U = 0,33$). Zdecydowanie grubszy materiał charakteryzuje się starsza seria fluwioglacjalna, stanowiąca podłoże sandru ostródzkiego. Średni wskaźnik uziarnienia tej serii jest wysoki i wynosi 1,71. Najgrubszy jednak materiał, o wskaźniku uziarnienia 3,36, występuje w utworach fluwioglacjalnych stref marginalnych,



Ryc. 29. Mapa rozmieszczenia średnich wskaźników uziarnienia (*U*) starszej serii fluwioglacialnej w obrębie sandru ostródzkiego i doliny górnej Drwęcy

A – symbol wartości wskaźników uziarnienia, *U* – wartość wskaźnika uziarnienia

Map showing distribution of mean grain-size index (*U*) of the older fluvioglacial series within the range of the Ostróda outwash and the upper Drwęca valley

A – symbol of values of grain-size indices, *U* – value of grain-size index

OBRÓBKA ZIARN SERII SANDROWEJ I STARSZEJ SERII FLUWIOGLACJALNEJ

Dla określenia kierunku płynięcia wód, obok analizy uziarnienia utworów stosuje się również analizy obróbki ziarn. Na obszarach sandrowych badania nad obróbką ziarn przeprowadza m. in. S. Jewtuchowicz [30] oraz H. J. Schultz [67]. Wykazali oni minimalny wzrost obróbki ziarn w miarę ich oddalania się od moren czołowych. J. Tricart

Tabela 4

Table 4

Średni procentowy skład mechaniczny serii sandrowej i starszej serii fluwioglacjalnej poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego oraz gliny i utworów fluwioglacjalnych stref marginalnych

Average mechanical composition of the outwash deposits, older fluvioglacial series of the Ostróda outwash levels, boulder clay and fluvioglacial deposits of the marginal zones, in %

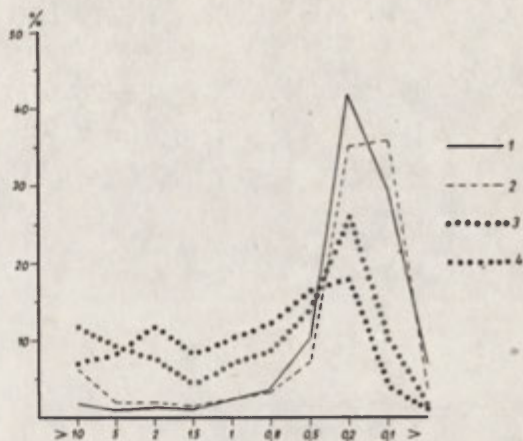
Frakcje w mm Fraction in mm	Seria sandrowa poziomów Outwash series of the outwash levels				Średnie Means	Glina stref marginalnych Boulder clay of the marginal zones	Starsza seria fluwioglacjalna poziomów Older fluvioglacial series of the outwash levels				Średnie Means	Utwory fluwioglacjalne stref marginalnych Fluvioglacial deposits of the marginal zones
	I	II	III	IV			I	II	III	IV		
>10	1,4	1,0	2,3	2,5	1,8	6,4	7,8	8,7	13,6	17,3	11,8	7,0
5 - 10	1,6	0,9	0,9	1,0	1,0	2,0	6,7	7,8	9,9	11,7	9,1	10,7
2 - 5	1,7	1,5	1,1	1,0	1,3	2,0	6,5	8,3	8,1	8,8	7,9	12,0
1,5 - 2	1,4	1,2	0,9	0,8	1,1	1,5	3,6	4,8	4,1	4,8	4,4	8,1
1 - 1,5	2,9	2,4	1,7	1,7	2,3	2,3	6,9	7,8	5,8	7,7	7,0	10,3
0,8 - 1	5,3	3,9	3,0	3,2	3,8	3,4	9,9	9,3	7,0	8,3	8,6	12,4
0,5 - 0,8	12,6	9,0	10,5	9,4	10,4	7,4	19,0	15,7	9,4	11,2	13,8	16,5
0,2 - 0,5	40,8	42,3	41,0	41,9	41,5	35,2	32,1	26,6	21,9	22,9	25,9	17,9
0,1 - 0,2	25,5	31,4	32,6	29,3	29,7	35,8	6,6	9,3	17,5	5,7	9,8	3,9
< 0,1	6,8	6,4	6,0	9,2	7,1	3,9	0,9	1,7	2,5	1,5	1,6	1,1
Wskaźnik uziarnienia <i>U</i> Mechanical composition index - <i>U</i>	0,36	0,24	0,25	0,24	0,27	0,33	1,52	1,66	1,38	2,31	1,71	3,36

Ryc. 30. Krzywe uziarnienia utworów występujących w obrębie sandru ostródzkiego i stref marginalnych

1 – seria sandrowa poszczególnych poziomów, 2 – glina stref marginalnych, 3 – starsza seria fluwioglacjalna poszczególnych poziomów, 4 – utwory fluwioglacjalne stref marginalnych

Grain size curves for the deposits occurring within the range of the Ostróda outwash and the marginal zones

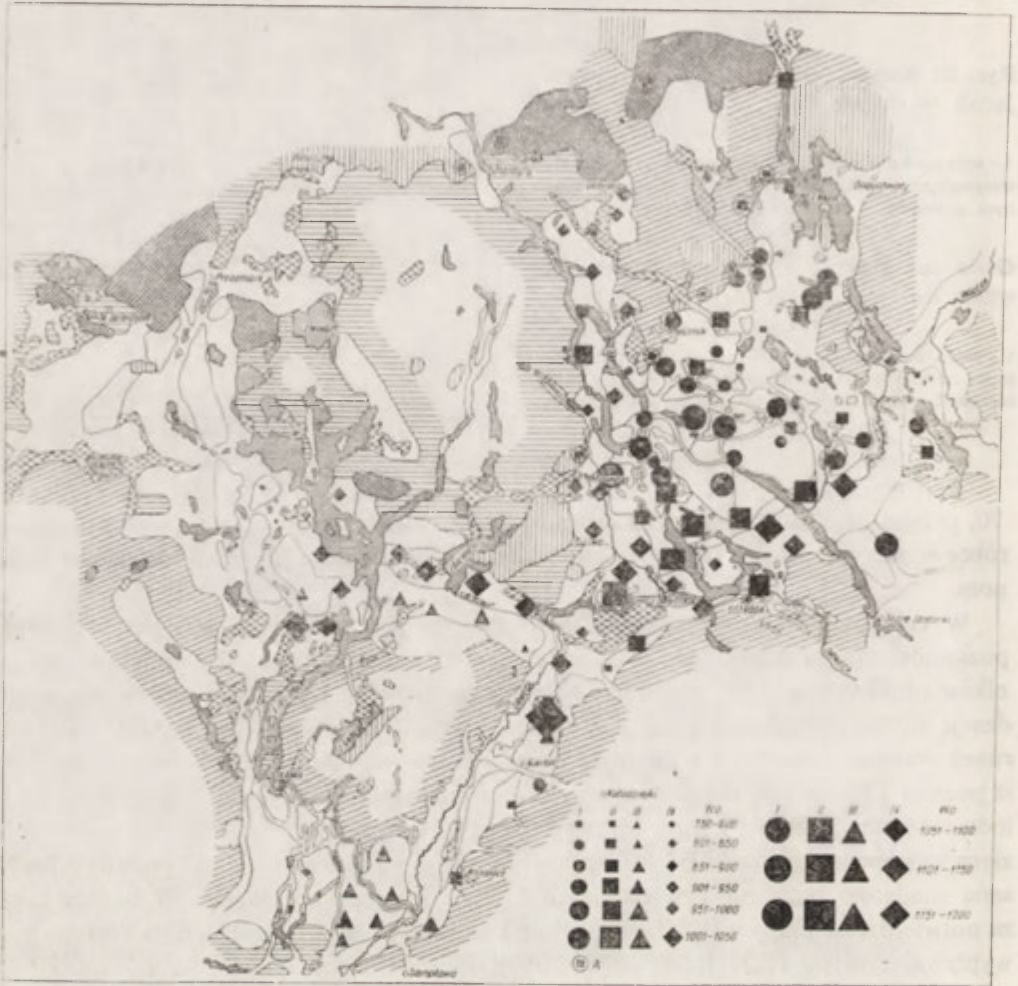
1 – outwash series in the individual levels, 2 – boulder clay in the marginal zones, 3 – older fluvioglacial series in the individual levels, 4 – fluvioglacial deposits in the marginal zones



70] przyjmuje, iż materiał w czasie transportu w wodach płynących najsilniej ulega obróbce w pierwszej fazie transportu, natomiast później podlega już tylko niewielkim zmianom.

W celu przedstawienia obróbki ziarn kwarcowych serii sandrowej poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego wykonana została mapa rozmieszczenia średnich wskaźników obróbki (ryc. 31). W obrębie poziomu sandrowego I zauważyć można pewne tendencje wzrostu obróbki ziarn z północnego wschodu na południowy zachód. Taki kierunek wzrostu potwierdza w pewnym stopniu pogląd wyrażony w poprzednim rozdziale, iż poziom I tworzył się dzięki wodom roztopowym, wypływającym od stagnującego lądolodu w okolicy Bramki i jeziora Morąg. Najwyższe wartości średnich wskaźników obróbki ziarn występują na wschód od Miłomłyna. Stosunkowo niskie wskaźniki posiada również seria sandrowa poziomu I w okolicach Łukty i jeziora Isąg. Można to uważać także za potwierdzenie przypuszczenia, iż poziom I zawdzięcza swą genezę wodom roztopowym wypływającym od czoła lądolodu między jeziorami Morąg i Isąg.

Wzrost obróbki ziarn kwarcowych w miarę oddalania się od czoła lądolodu najwyraźniej daje się zauważyć w serii sandrowej poziomu II. Wzrost ten następuje z kierunku północnego wschodu na południowy zachód, z okolic jeziora Narie oraz Isąg. Wzrost obróbki z okolic jeziora Isąg w kierunku Jeziora Drwęckiego stanowi również potwierdzenie, iż w pobliżu tych jezior wypływały strumienie sandrowe tworzące poziom sandrowy II. Trudno jest natomiast cokolwiek wnioskować o wzroście obróbki ziarn w poziomie sandrowym II między jeziorem Ruda Woda a Jeziorem Drwęckim, bowiem w okolicy jeziora Ruda Woda, skąd prawdopodobnie nastąpił również wpływ wód roztopowych, seria sandrowa posiada już stosunkowo dobrze obtoczone ziarna. W dolinie Drwęcy seria sandrowa terasy 20–21 m, która jest odpowiednikiem poziomu sandrowego II, posiada ziarna o bardzo słabej obróbce. Nastąpiła zatem pewnego rodzaju inwersja obróbki ziarn. Tego rodzaju zjawisko jest trudne do wyjaśnienia. Być może, iż w materiale sandrowym transportowanym najpierw przez swobodnie błędzące strumienie sandrowe, a następnie ujętym w dolinny reżim hydrodynamiczny, nastąpiły inne procesy aniżeli obróbka ziarn. Mogły tu zajść np. procesy selekcji ziarn pod względem obróbki, o któ-



Ryc. 31. Mapa rozmieszczenia średnich wskaźników obróbki (W_o) ziarn kwarcowych serii sandrowej poszczególnych poziomów sandrowych oraz gliny szref marginalnych

I, II, III, IV – symbole wartości wskaźników obróbki (W_o) ziarn kwarcowych serii sandrowej poziomów I, II, III, IV, W_o – wartość wskaźnika obróbki, A – symbol oznaczający wartość wskaźnika obróbki W_o ziarn kwarcowych gliny szref marginalnych

Map showing distribution of mean abrasion indices (W_o) of quartz grains in the outwash series of the individual outwash levels and in the boulder clay of the marginal zones

I, II, III, IV – symbols of values of the abrasion indices (W_o) of quartz grains of the outwash series in levels I, II, III, IV, W_o – value of abrasion index, A – symbol indicating value of abrasion index (W_o) of quartz grains in the boulder clay of the marginal zones

rych pisze B. Krygowski [44]. W takich przypadkach z materiału piaszczystego wybierane są ziarna o najgorszej obróbce, stawiające przez to największy opór wodom płynącym.

Trudno jest również wyciągnąć wnioski o obróbce serii sandrowej poziomu III, bowiem opracowane zostały jedynie dwie jego odnogi kontaktujące się już z doliną Drwęcy,



Ryc. 32. Mapa rozmieszczenia średnich wskaźników obróbki (W_o) ziarn kwarcowych starszej serii fluwioglacjalnej w obrębie sandru ostródzkiego i doliny górnej Drwęcy

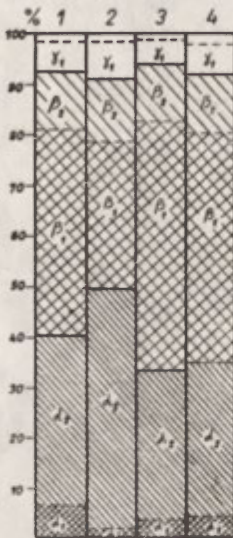
A - symbole wartości wskaźników obróbki, W_o - wartość wskaźnika obróbki

Map showing distribution of the mean abrasion index (W_o) of quartz grains of the older fluvioglacial series within the range of the Ostróda outwash and the upper Drwęca valley

A - symbols of values of abrasion indices, W_o - value of abrasion index

a więc położone w znacznej odległości od moren południowodzierzgońskich. W odnogach tego poziomu, jak również na terasie 11–15 m w dolinie Drwęcy, nie zauważa się większego zróżnicowania obróbki ziarn w serii sandrowej. Większość ziarn posiada tu średnią obróbkę, przy czym wskaźniki kształtują się od 901 do 950. Podobnymi wskaźnikami obróbki cechują się ziarna serii sandrowej poziomu IV w odnodze sandru północnoławskiego oraz między doliną Pasłęki a doliną Drwęcy. Wzrostu obróbki ziarn serii sandrowej nie stwierdza się również w poziomie IV, biorącym swój początek od moren małych

dyckich. Na całej przestrzeni tego szlaku ziarna wykazują bardzo słabą obróbkę. Dobrą obróbką charakteryzują się natomiast ziarna serii sandrowej terasy 4–6 m na północ od Gierłoża.



Ryc. 33. Kartogram syntetyczny obróbki ziarn kwarcowych utworów występujących w obrębie sandru ostródzkiego i stref marginalnych

Synthetic cartogram of the abrasion of quartz grains in the deposits occurring in the range of the Ostróda outwash and the marginal zones

1 – seria sandrowa poszczególnych poziomów, 2 – glina stref marginalnych, 3 – starsza seria fluwioglacjalna poszczególnych poziomów, 4 – utworki fluwioglacjalne stref marginalnych

1 – outwash series in the individual levels, 2 – boulder clay of the marginal zones, 3 – older fluvioglacial series in the individual levels, 4 – fluvioglacial deposits in the marginal zones

Ziarna starszej serii fluwioglacjalnej, której występowanie stwierdzono w obrębie poziomu sandrowego I i II, charakteryzują się minimalnym wzrostem obróbki z północy na południe (ryc. 32). Można więc przypuszczać, iż w momencie jej akumulacji wody roztopowe płynęły od czoła lądolodu w kierunku południowym. Starsza seria fluwioglacjalna, której występowanie stwierdzono w obrębie poziomu sandrowego IV, tworzącego się od moren małyckich, jak również we wschodniej odnodze sandru północno-iławskiego i w dolinie górnej Drwęcy, charakteryzuje się stosunkowo słabą obróbką. Dominują tu wskaźniki od 801 do 900, a w nielicznych tylko przypadkach od 901 do 950.

W tab. 5 i na ryc. 33 przedstawiony został średni procentowy udział ziarn głównych typów i podtypów obróbki w serii sandrowej i w starszej serii fluwioglacjalnej poszczególnych poziomów sandrowych oraz w glinach i utworach fluwioglacjalnych stref marginalnych. Z tabeli wynika, że najlepszą obróbkę mają ziarna serii sandrowej poziomu I, średni wskaźnik wynosi tu bowiem 949. Niższy wskaźnik obróbki mają ziarna serii sandrowej poziomu II (913). Ziarna serii sandrowej poziomów III i IV charakteryzują się najniższymi średnimi wskaźnikami obróbki, wynoszącymi zaledwie 890 i 897. Wprawdzie różnica pomiędzy najwyższą wartością obróbki ziarn, jaką ma seria sandrowa poziomu I a najniższą, którą charakteryzuje się seria sandrowa poziomu III, jest niewielka i wynosi zaledwie 59, jednak stała tendencja obniżania się wskaźnika obróbki ziarn na coraz to niższych poziomach wymaga próby wyjaśnienia tego zjawiska. Teoretycznie bowiem powinien następować stały wzrost obróbki ziarn na niższych poziomach, gdyż

Tabela 5

Table 5

Średni procentowy udział ziarn głównych typów i podtypów obróbki w serii sandrowej i w starszej serii fluwioglacjalnej poszczególnych poziomów sandru ostródzkiego oraz w glinie i utworach fluwioglacjalnych stref marginalnych

Average participation of grains of main types and subtypes of abrasion in outwash series and in older fluvioglacial series the Ostróda outwash levels and in boulder clay and fluvioglacial deposits of the marginal zones, in %

Typ Type	Podtyp Subtype	Seria sandrowa poziomów Outwash series of the outwash levels				Średnie Means	Gлина stref marginal- nych Boulder clay of the marginal zones	Starsza seria fluwiogla- cjalna poziomów Older fluvioglacial series of the outwash levels				Średnie Means	Utwory fluwiogla- cjalne stref margi- nalnych Fluvioglacial depo- sits of the margi- nal zones
		I	II	III	IV			I	II	III	IV		
γ	γ_2	1,1	1,3	1,3	0,9	1,2	1,4	1,4	0,9	0,8	1,1	1,0	1,8
	γ_1	5,2	5,4	6,8	6,5	6,0	7,4	3,6	5,0	6,0	5,4	5,0	6,0
β	β_2	11,6	9,7	12,4	13,1	11,7	12,3	9,9	11,8	12,4	10,6	11,2	11,8
	β_1	51,0	46,4	32,9	32,7	40,7	29,0	63,3	55,4	34,3	44,1	49,3	45,4
α	α_2	26,4	30,8	39,2	38,6	33,7	48,2	20,0	23,4	40,8	34,3	29,6	30,8
	α_1	4,7	6,4	7,4	8,2	6,7	1,7	1,8	3,5	5,7	4,5	3,9	4,2
Średni wskaźnik obróbki W_o Average grain abrasion index W_o		949	913	890	897	911	916	993	970	920	896	945	955

ziarna te transportowane były przez wody płynące od oddalającego się lądolodu, a tym samym przebywały dłużej w środowisku wodnym.

Analiza obróbki ziarn starszej serii fluwioglacjalnej, stanowiącej kopalny sandr, jak to wynika z tab. 5, wykazała stałe i wyraźne obniżanie się wartości wskaźnika obróbki na coraz to niższych poziomach. Malejące wartości obróbki ziarn młodej serii sandrowej pozostają zatem w wyraźnym związku z obróbką ziarn podłoża. W trakcie wcinania się poszczególnych poziomów sandrowych w starsze utwory fluwioglacjalne, w budowie najmłodszej serii zaznaczył się udział materiału podłoża, na co zwrócono już uwagę w jednym z poprzednich rozdziałów.

Średnia z średnich wskaźników obróbki ziarn serii sandrowej poszczególnych poziomów wynosi 911. Podobną wartością wskaźnika obróbki (916) charakteryzują się ziarna frakcji piaszczystej gliny stref marginalnych. Taki stan rzeczy pozwala przypuszczać, iż ogólnie w środowisku wodnolodowcowym ziarna w zasadzie zachowują swoją pierwotną sylwetkę, co potwierdza pogląd B. Krygowskiego [40, 41].

Ziarna starszych utworów fluwioglacjalnych występujących w obrębie sandru ostródzkiego posiadają znacznie lepszą obróbkę od ziarn serii sandrowej. Wartość średnia z średnich wskaźników obróbki wynosi tu bowiem 945. Najlepszą jednak obróbkę posiadają utwory fluwioglacjalne stref marginalnych oraz moren czołowych. Średni wskaźnik wynosi dla nich 955.

WYNIKI BADAŃ

W literaturze dotyczącej sandrów istnieje mało opracowań analizujących zarówno ich morfologię jak i strukturę oraz teksturę. Taki stan rzeczy skłonił autora do podjęcia próby zbadania pod tym kątem sandru ostródzkiego (ryc. 1). Sandr ten wymagał opracowania, ponieważ tworzące go wody roztopowe zainicjowały utworzenie doliny sandrowej Drwęcy, stanowiącej przedłużenie ku wschodowi pradoliny Noteci – Warty. Badania geomorfologiczne nad sandrem ostródzkim zmierzały przede wszystkim do wyróżnienia w jego obrębie poziomów sandrowych, powiązania ich z fazami postojowymi łądολου bałtyckiego oraz prześledzenia dróg odpływu wód roztopowych w poszczególnych jego poziomach. W obrębie sandru ostródzkiego wyróżniono 3 poziomy:

- 1) poziom I o wysokościach 124–131 m n.p.m.
- 2) „ II „ „ 114–125 m n.p.m.
- 3) „ o wysokościach 98–100 m n.p.m.

Poziom sandrowy I, zachowany w postaci wysp, związany jest genetycznie z postojem łądολου na linii strefy marginalnej Miłomłyn–Bramka [60]. Wody roztopowe płynące w tym poziomie początkowo na południe, natrafiały na przeszkodę terenową w postaci wysoko położonego obszaru sandrowego (150–160 m n.p.m.) na wschód od Ostródy, przez co zmuszone były skierować się na południowy zachód, dając początek powstania doliny sandrowej Drwęcy. Śladem odpływu wód roztopowych w poziomie I sandru ostródzkiego jest fragment terasy 23–25 m pod Gierłożą. Wysokość tej terasy wynosi 115–117 m n.p.m. Wody roztopowe płynące w poziomie II, utworzonym wskutek pogłębienia się wnęki między lobem Wisły a lobem mazurskim na osi rynny jeziora Narie, kierowały się także na południowy zachód utworzoną już doliną sandrową. Wynikiem tego odpływu jest zachowana między Ostródą a Gierłożą terasa 20–21 m o wysokościach 113–112 m n.p.m.

W dolinie Drwęcy między Ostródą a Samplawą występują jeszcze ponad dnem dolinym dwie terasy: terasa 11–15 m o wysokościach 103–107 m n.p.m. oraz terasa 4–6 m o wysokościach 95–98 m n.p.m. W związku z tym, że w obrębie sandru ostródzkiego nie stwierdzono występowania odpowiedniego poziomu, którego przedłużeniem w dolinie Drwęcy byłaby terasa 11–15 m, prześledzono również drogi odpływu wód roztopowych tworzących młodszy względem sandru ostródzkiego, sandr północnoławski, zwany przez L. Roszkównę [60] sandrem dzierzgońskim. Na obszarze sandru północnoławskiego wyróżnić można generalnie dwa poziomy sandrowe:

- 1) poziom I o wysokościach 108–130 m n.p.m.
- 2) „ II „ „ 100–116 m n.p.m.

Geneza poziomu I związana jest z morenami południowodzierzgońskimi [60]. Wody roztopowe, płynąc w tym poziomie, rozdzielały się na zachód od jeziora Gil Wielki na dwie odnogi. Pierwsza z nich kierowała się na wschód w poprzek zakonserwowanej lodem rynny jeziora Jeziorak i wpadała do doliny Drwęcy w poziomie 108 m n.p.m. Zatem nic nie stoi na przeszkodzie, aby genezę terasy 11–15 m doliny Drwęcy wiązać właśnie z płynięciem wód roztopowych w poziomie I sandru północnośląskiego. Wody roztopowe płynące drugą odnogą poziomu I tego sandru kierowały się na południe w stronę Iławy i tu, natrafiając na przeszkodę w postaci wysokiego poziomu (125 m n.p.m.) sandru południowośląskiego, zmuszone były szukać ujścia do doliny Drwęcy na liniach występujących tu i wytapiających się już rynien. Na północ od Samplawy łączyły się one z wodami roztopowymi pierwszej odnogi, płynącymi już doliną Drwęcy z kierunku północno-wschodniego w poziomie terasy 11–15 m.

Terasa 4–6 m w dolinie górnej Drwęcy utworzyła się dzięki synchronicznemu płynięciu wód roztopowych trzema szlakami. Pierwszy z nich, stanowiący niski poziom sandru ostródzkiego o wysokościach 100–98 m n.p.m., wiódł doliną Pasłęki i kierował się do doliny Drwęcy. Drugi szlak brał początek od moren małydyckich i łączył się z pierwszym w okolicy Jeziora Drwęckiego. Szlak trzeci natomiast występuje pomiędzy jeziorem Jeziorak a Jeziorem Drwęckim. Jest on po prostu odnogą sandru północnośląskiego w czasie płynięcia wód roztopowych w jego poziomie II.

Sumując należy stwierdzić, że wszystkie wyróżnione terasy w obrębie rozpatrywanego odcinka doliny Drwęcy są wyłącznie śladami przepływów wód roztopowych, które tworzyły poszczególne poziomy sandru ostródzkiego i północnośląskiego. Dzięki analizie palynologicznej utworów organogenicznych, wypełniających wytopisko w dnie doliny Drwęcy, ustalono czas zakończenia jej cyklu rozwojowego na rozpatrywanym odcinku. Wypada on na koniec plejstocenu, bowiem początek wypełniania wytopiska gytą, a następnie torfem, datuje się na okres preborealny. Tak więc impulsy erozyjne, jakie dała w okresie holocenijskim Drwęcy jej baza Wisła, nie dotarły jeszcze tak daleko w górę doliny Drwęcy.

Badania strukturalne utworów sandru ostródzkiego oparte na analizach granulometryczno-petrograficznych wykazały, że wśród tych utworów zachodzą dość istotne różnice. Różnice te dotyczyły głównie ich składu mineralogiczno-petrograficznego i polegały na braku lub występowaniu w nich dużej ilości okruchów skał wapiennych. Przyczyną tego zjawiska, jak przypuszczał autor pierwotnie, mogło być usunięcie ich przez czynniki destrukcyjne (procesy peryglacjalne, wietrzenie fizyczne i chemiczne) szczególnie ze stropowych warstw utworów fluwioglacjalnych. W niektórych jednak profilach ziarna wapieni występowały już od samej powierzchni lub tylko w pewnych warstwach. W warstwach, w których występowały ziarna wapieni, zazwyczaj znajdowały się również szczątki fauny eemskiej. Tego rodzaju przypadki wzbudziły podejrzenie, że w obrębie sandru ostródzkiego występują genetycznie różne utwory. W wyniku ich porównania z utworami stref marginalnych i moren czołowych, od których bierze początek sandr ostródzki oraz obszarów przyległych do tego sandru przyjęto, że utwory fluwioglacjalne bogate w okruchy skał wapiennych stanowią prawdopodobnie jego podłoże. Podobne bowiem utwory występują we wnętrzach pagórków stref marginalnych i moren

czołowych oraz pod gliną morenową na obszarach przyległych. W morenach czołowych utwory te są silnie spiętrzone.

Za najmłodszą serię sandrową należałoby zatem uważać utwory bezwapienne. Występowania okruchów skał wapiennych nie notowano bowiem w glinie morenowej pokrywającej pagórkę stref marginalnych i moren czołowych, będącej śladem pobytu łądolodu z którego wypływające wody roztopowe sypały sandr ostródzki. Niekiedy starsza seria fluwiogłacjalna oddzielona jest od serii sandrowej warstwą bruku morenowego albo wyraźną linią ścicia, lecz często granica między nimi jest trudna do uchwycenia. W takich przypadkach można było dopiero ocenić znaczenie zastosowanych metod pomocniczych, które doprowadzały zwykle do rozpoznania tych utworów.

W obrębie sandru ostródzkiego wśród utworów bezwapiennych często występują warstwy zawierające dużo okruchów skał wapiennych oraz szczątki fauny eemskiej. Są to prawdopodobnie soczewki materiału podłoża wtrącone w serię sandrową. W czasie tworzenia się zatem właściwej serii sandrowej wody roztopowe nie tylko czerpały materiał przytransportowany przez łądolód, lecz również, drogą erozji subglacjalnej, wynosiły starsze utwory przez niego przykryte. Wreszcie działalnością erozyjną wód roztopowych objęte były także podobne utwory występujące w podłożu sandru ostródzkiego. Zmienność mineralogiczno-petrograficzna warstw jest więc prawdopodobnie świadectwem ząębienia się utworów starszych i młodszych. Najwięcej jednak trudności przy rozpoznawaniu serii sandrowej przysparzały te profile, w których już od samej powierzchni występowały utwory bogate w ziarna wapieni. Trudno było bowiem ustalić zastosowanymi przez autora metodami pomocniczymi, czy są to utwory leżące *in situ*, czy też odbyły już one transport w potokach wód roztopowych. W takich przypadkach należałoby więc zaliczyć te utwory do właściwej serii sandrowej. Dlatego też przy ustalaniu miąższości tej serii w obrębie sandru ostródzkiego, autor niejednokrotnie zapewne nie uniknął błędu.

Maksymalna miąższość serii sandrowej jest trudna do ustalenia z powodu braku głębszych odsłoneń, sądząc jednak z częstotliwości występowania blisko powierzchni starszych utworów fluwiogłacjalnych (ryc. 24), miąższość ta jest niewielka i w niektórych przypadkach prawdopodobnie wynosi 6–8 m.

Badania teksturalne serii sandrowej i starszych utworów fluwiogłacjalnych dotyczyły analizy kierunków upadów warstw lub lamin oraz przestrzennej analizy uziarnienia i obróbki. Upady warstw i lamin serii sandrowej wskazują, że seria ta akumulowana była przez silnie rozgałęzioną sieć strumieni wód roztopowych, które w konsekwencji płynęły do osi obecnej doliny Drwęcy. Prawdopodobnie zatem utworzyła się ona na linii starego szlaku wód roztopowych z czasu zlodowacenia bałtyckiego. Decydujący wpływ na taki kierunek wód roztopowych jak się przypuszcza, wywierał w czasie zlodowacenia bałtyckiego Garb Lubawski, położony na południe od rozpatrywanego sandru.

Przestrzenna analiza uziarnienia i obróbki ziarn kwarcowych pozwoliła na hipotetyczne wskazanie miejsc głównych wpływów wód roztopowych, które tworzyły poziom I i II sandru ostródzkiego. Miały one miejsce z bramy lodowcowej jeziora Narie oraz między jeziorami Morąg i Isąg, z tych bowiem miejsc następuje powolne drobnienie materiału oraz wzrost obróbki ziarn kwarcowych.

Analizy ilościowego występowania minerałów ciężkich w utworach fluwioglacjalnych sandru ostródzkiego okazały się najmniej przydatne dla badań nad jego strukturą i teksturą. Wykazały one jednak, że ilość minerałów ciężkich jest zależna nie tylko od wielkości ziarn w osadzie, bowiem w minerały te wzbogacone były niekiedy także piaski drobnoziarniste. Należy przypuszczać, że w takim przypadku zarejestrowany został wzrost szybkości wód roztopowych dokonujących przez to erozji materiału podłoża i pozostawiających po nim rezyduum w postaci ich dużej ilości.

Pozostałe zastosowane przez autora metody pomocnicze w badaniach geomorfologicznych sandru ostródzkiego przyczyniły się w pewnych przypadkach do wyjaśnienia szeregu problemów, co jest świadectwem ich przydatności we wszelkich badaniach geomorfologicznych.

LITERATURA

- [1] Bartkowski T., 1950. Z badań nad jez. Krępa. Bad. fizjogr. nad Polską zach., nr 2.
- [2] Bartkowski T., 1956. Z badań geomorfologicznych okolic Międzyrzeczca. Bad. fizjogr. nad Polską zach., t. III.
- [3] Bentz A., 1926. Beitrage zur Geologie der Umgegent von Rosenberg. Jahrb. d. Pr. Geol. Landesanst., Bd. 46.
- [4] Bobrowski W., 1953. Ocena wielkości i stopnia otoczenia ziaren skalnych. Przegl. geolog., z. 8.
- [5] Bogacki M., 1963. Morfologia doliny Pisy na tle poziomów sandrowych. M-pis pracy doktorskiej. Warszawa.
- [6] Churska Z., 1958. Stosunek sandru Brdy do wysp moreny dennej. Zesz. nauk. UMK, Nauki matem.-przyrod., z. 4, Toruń.
- [7] Churski Z., 1961. The Drwęca valley near Nowe Miasto. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I, VI-th Congr. INQUA, Poland.
- [8] Czujewa M. N., 1959. Rozdzielanie minerałów w cieczach ciężkich i solach. Warszawa.
- [9] Degórska J., 1938. Morfologia sandru tucholskiego. Spraw. Poznań. Tow. Przyjaciół Nauk, 2.
- [10] Dorywalski M., 1954. Zastosowanie wskaźnika zaokrąglenia do badań peryglacialnych. Biul. perygl., 1, Łódź.
- [11] Dylkowa A., 1952. O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. Acta Geogr. Univ. Lodz., 3, Łódź.
- [12] Gajgał A. I., Mikalauskas A. P., Jurgaitis A. A., 1965. Sedimentacjonnyje cikly i mineralogo-petrograficzeskij sostaw rudiszskogo zandra (frankfurtskoj stadii) po obnażenju Wajksztjanaj. Trudy Akad. Nauk Litowskoj SSR, seria B, 3 (42).
- [13] Galon R., 1931. Morfologia doliny Drwęcy. Bad. geogr. nad Polską półn.-zach., z. 6-7.
- [14] Galon R., 1934. Dolina dolnej Wisły – jej kształt i rozwój na tle budowy dolnego Powiśla. Bad. geogr., z. 12-13, Poznań.
- [15] Galon R., 1937. Geologia i morfologia Prus Wschodnich. Słownik geogr. Państwa Polskiego, t. I, Warszawa.
- [16] Galon R., 1948. Podział Polski na krainy naturalne. Czasop. geogr., t. XVIII.
- [17] Galon R., 1951. Stratygrafia plejstocenu dolnego Powiśla w świetle nowych prac. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 21, z. 3.
- [18] Galon R., 1952. O fazach postoju lądolodu na obszarze Pomorza. Księga pamiątkowa 75-lecia Tow. Naukowego w Toruniu.
- [19] Galon R., 1953. Morfologia doliny i sandru Brdy. Studia Soc. Sci. Torun., sec. C, vol. 1, 6.
- [20] Galon R., 1953. Opis ziemi. Warmia i Mazury, t. IV, cz. I, Poznań.
- [21] Galon R., 1958. Nowe badania geomorfologiczne na sandrze Brdy. Zesz. nauk. UMK, Geografia, z. 4, Toruń.
- [22] Galon R., 1961. Morphology of the Noteć – Warta (or Toruń – Eberswalde) Ice Marginal Streamway. Prace geogr. IG PAN, 29.
- [23] Galon R., Roszkówna L., 1961. Extens of the Scandinavian Glaciations and of their Recession Stages on the light of an analysis of the Marginal Forms of Inland Ice. Przegl. geogr., t. XXXIII, z. 3.

- [24] Galon R., 1965. Ewolucja rzecznej sieci u kraja odstępującego lednikowego pokrowa. Poslednij jewrop. ledn. pokrow, Moskwa.
- [25] Gołąb J., 1933. Badania nad wskaźnikiem gwałowym utworów morenowych Wielkopolski. Pamiętnik XIV Zjazdu Lekarzy i Przyrodników Polskich w Poznaniu.
- [26] Gripp K., 1929. Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitsbergen -- Expedition 1927. Abhandlungen des Naturwissensch. Vereins zu Hamburg, Bd. 22, H. 2-4.
- [27] Halicki B., 1951. Pozycja stratygraficzna osadów eemskich nad dolną Wisłą. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. 20, z. 3.
- [28] Halicki B., 1951. Rola lodu gruntowego w kształtowaniu plejstocenijskich form peryglacialnych. Acta Geol. Polon., vol. II, z. 4, Warszawa.
- [29] Illies H., 1949. Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung. Mitt. Geol. Staatsinstitut Hamburg, H. 19.
- [30] Jewtuchowicz S., 1955. Struktura sandru. Łódzkie Tow. Naukowe, sec. III, 40, Łódź.
- [31] Kiełczewska-Zaleska M., 1953. Geografia. Warmia i Mazury, t. IV, cz. II, Poznań.
- [32] Klimaszewski M., 1961. Geomorfologia ogólna. Warszawa.
- [33] Kondracki J., 1952. Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 1, 65, Warszawa.
- [34] Kondracki J., 1957. Pojezierze Mazurskie jako region naturalny. Geografia w Szkole. Warszawa.
- [35] Kondracki J., 1958. Neue Ergebnisse der geomorphologischen Erforschung der Masurischen Seenplatte. Wissensch. Zeitschr. d. Universität Greifswald, Jahrgang VII, Math. - Naturwiss., Reihe 1/2.
- [36] Kondracki J., 1960. Geografia fizyczna Polski. Warszawa.
- [37] Kotański Z., 1956. Budowa geologiczna zachodniego brzegu Żuław. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 7, Warszawa.
- [38] Kozarski S., 1965. Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci - Warty. Poznań. Tow. Przyjaciół Nauk, Prace Kom. geogr.-geol., t. 5, z. 1.
- [39] Kraus E., 1925. Geologischer Führer durch Ostpreussen. Berlin.
- [40] Krygowski B., 1955. Granulometria w badaniach utworów czwartorzędowych w Polsce. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. VI.
- [41] Krygowski B., 1956. O granulometrycznej zmienności w glinie morenowej z Szeląga pod Poznaniem. Bad. fizjogr. nad Polską półn.-zach., t. 3.
- [42] Krygowski B., 1956. Z badań granulometrycznych nad utworami plejstocenijskimi w Polsce Zachodniej. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 7, Warszawa.
- [43] Krygowski B., 1956. Z badań nad narzutnikami Ziemi Zachodnich. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 7, Warszawa.
- [44] Krygowski B., 1964. Graniformmetria mechaniczna - teoria, zastosowanie. Poznań. Tow. Przyjaciół Nauk, Prace Kom. geogr.-geol., t. II, z. 4.
- [45] Lewiński J., 1930. Dyluwium Polski i Danii. Roczn. Pol. Tow. Geol., t. VI, Kraków.
- [46] Liberacki M., 1958. Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. Zesz. nauk. UMK, Nauki matem.-przyr., z. 4, Toruń.
- [47] Liedtke H., 1956/57. Beiträge zur geomorphologischen Entwicklung des Thorn-Eberswalder Urstromtales zwischen Oder und Havel. Wiss. Zeitschr. Humboldt - Univer. Berlin, Math. - Naturwiss. Rh., Jg. VI.
- [48] Majdanowski S., 1950. Zagadnienie rynien jeziornych na Nizinie Europejskiej. Bad. fizjogr. nad Polską półn.-zach., nr 2, z. 1, Poznań.
- [49] Mazur G. P., 1963. Ob obrazowaniu osnowy moreny. Wiestnik Leningradskogo Uniw., 18.
- [50] Mikalauskas A., 1963-64. Apie zandru ir fluiwioglacjaliniu terasu skirtumus. Lietuvos TSR Geografinis Draugija, Geografinis Matraštis, T. VI-VII.
- [51] Mikalauskas A., 1964. Geomorfologo-strukturyje osobiennosti fluiwioglacjalnoj terrasy Garunaj i zandra, graniczaszczego s dolinoy r. Waki. Trudy Akad. Nauk Litowskoj SSR, ser. B, 3 (38).
- [52] Morawski J., 1954. Główne typy warstwowania skał osadowych. Przegl. geol., z. 10.
- [53] Mrózek W., 1961. Geomorphology of the Lake Jeziorak and of its environment. Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I, VI-th Congr. INQUA, Poland.

- [54] Niewiarowski W., 1959. Formy polodowcowe i typy deglacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. *Studia Soc. Sci. Torun.*, vol. IV, nr 1, sec. C.
- [55] Niewiarowski W., 1968. Morfologia i rozwój pradoliny i doliny dolnej Drwęcy. *Studia Soc. Sc. Torun.* vol. VI, sec. C.
- [56] Okołowicz W., 1948. Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza. *Czasop. geogr.*, t. XIX, z. 1-4.
- [57] Okołowicz W., 1956. Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 7.
- [58] Ost H. G., 1933. *Morphologische Studien im Drage – und Küddowgebiet. Piła.*
- [59] Pawłowski S., 1931. Rzut oka na ukształtowanie Pomorza. *Czasop. geogr.*, t. IX, z. 4.
- [60] Roszkówna L., 1955. Moreny czołowe zachodniego Pojezierza Mazurskiego. *Studia Soc. Sci. Torun.*, 2.
- [61] Roszkówna L., 1956. Zagadnienie zasięgu stadium pomorskiego nad dolną Wisłą. *Studia Soc. Sci. Torun.*, vol. III, 1.
- [62] Roszkówna L., 1961. Outwash at Przemark, Eemian fauna in secondary bed. *Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I, VI-th Congr. INQUA, Poland.*
- [63] Roszkówna L., 1965. Odstupanie lednika na terytorii Polski. *Poslednij jewrop. ledn. pokrow, Moskwa.*
- [64] Różycki S. Z., 1957. The ice – sheet of the sandr. V Congress INQUA, *Resumes des Communications, Madrid-Barcelona.*
- [65] Rühle E., 1955. Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945–1953. Z badań czwartorzędu w Polsce, t. 6, nr 70.
- [66] Samsonowicz J., 1951. Interglacja eemski nad dolną Wisłą. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 20, z. 3.
- [67] Schultz H. J., 1961. Geröllmorphometrische untersuchungen an einem Kegelsander bei Stralsund. *Geographische Berichte Nr 20/21, Heft 3–4.*
- [68] Sonntag P., 1919. *Geologie von Westpreussen. Berlin.*
- [69] Spiridonow A. I., 1964. Nekotoryje osobienosti drewniego lednikowego pokrowa Russkoj rawniny. *Wiestnik Moskowskiego Uniw.*, 6.
- [70] Tricart J., 1960. Zagadnienia geomorfologiczne. Warszawa.
- [71] Turnau-Morawska M., 1952. Utwory rzeczne doliny Bugu. Z badań czwartorzędu w Polsce. t. IV, 68.
- [72] Turnau-Morawska M., 1964. *Petrografia skał osadowych. Warszawa.*
- [73] Turnau-Morawska M., 1955. Znaczenie analizy minerałów ciężkich w rozwiązywaniu zagadnień geologicznych. *Acta Geol. Polon.*, vol. V, z. 3.
- [74] Wahnschaffe F., Schucht F., 1921. *Geologie u. Oberflächengestaltung des Norddeutschen Flachlandes. Stuttgart.*
- [75] Woldstedt P., 1921. *Studien an Rinnen u. Sanderflächen in Norddeutschland. Jahrb. Pr. Geol. Landesanst.*
- [76] Woldstedt P., 1950. *Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart.*
- [77] Woldstedt P., 1954. *Das Eiszeitalter. Band I.*
- [78] Żynda S., 1967. Geomorfologia przedpola moreny czołowej stadiału poznańskiego na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej. *Poznań. Tow. Przyjaciół Nauk, Prace Kom. geogr.-geolog. t. VIII, z. 1.*

Mapy

- [79] Galon R., 1948. Przeglądowa mapa geologiczna Polski, ark. Toruń, skala 1 : 300 000.
- [80] Mojski J. E., Rühle E., 1965. Atlas geologiczny Polski, skala 1 : 300 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. Z. 12.

СТРУКТУРА И ТЕКСТУРА ОСТРУДСКОГО ЗАНДРА И ТАРРАС ДОЛИНЫ ВЕРХНЕГО ТЕЧЕНИЯ ДРВЕНЦЫ

Резюме

В 1962—67 годах автором были проведены геоморфологические, гранулометрические и петрографические исследования на территории острудского зандра, долины верхнего течения Дрвенцы и частично на территории илавского зандра (рис. 1). Исследования острудского зандра были необходимы, так как формировавшие его воды были причиной образования зандровой долины Дрвенцы — восточного продолжения прадолины Нотеци—Варты (16—17). Целью геоморфологических исследований острудского зандра было выделение зандровых уровней и увязка их с фазами стояния ледника Балтийского ледникового. Целью таких же исследований долины верхнего течения Дрвенцы было картирование существующих там террас и их увязка с уровнями острудского зандра.

На острудском зандре выделены три уровня (рис. 3, 4):

- а) уровень I высотой в 124—131 м н.у.м.
- б) „ II „ „ 114—125 „ „
- в) „ III „ „ 98—100 „ „

I зандровый уровень связан генетически со стоянием края ледника вдоль маргинальной зоны Миломлын—Брамка [60]. Эта зона согласно многим картографическим работам является максимальной границей поморской стадии или одной из фаз отступления ледника этой стадии. II уровень острудского зандра образовался во время отступления ледника от упомянутой зоны, в связи с чем разделение вислинской и мазурской лопастей увеличилось на оси ложбины озера Нарье [60]. Талые воды, направляющиеся по I и II уровням к юго-западу, положили начало образованию зандровой долины Дрвенцы.

В долине Дрвенцы между Острудой и Самплавой над дном долины поднимаются четыре террасы (рис. 5):

- а) терраса 4—6 м
- б) „ 11—15 „
- в) „ 20—21 „
- г) „ 23—25 „

Геоморфологические исследования показали, что терраса 23—25 м связана со стоком талых вод, текущих по I уровню острудского зандра. Терраса же 20—21 м является продолжением II уровня этого зандра. Поиски соответствующего зандрового уровня, воды которого образовали террасу 11—15 м заставили изучить морфологию илавского зандра, который приближается к этой долине возле Дрвенцкого озера, т.к. абсолютные отметки этой террасы — 103—107 м н.у.м. — не соответствовали низкому уровню — 98—100 м н.у.м. выделенному на острудском зандре.

На илавском зандре можно различить в общем, как это сделала Л. Рошкунна (60) в 1955 году, два зандровых уровня:

- а) уровень I высотой в 108—130 м н.у.м.
- б) „ II „ „ 100—116 „ „

Образование I уровня связано с южно-дзержоньскими моренами, более молодыми чем маргинальная зона Миломлын—Брамка. Талые воды, текущие по этому уровню,

зливались в долину Дрвенцы около озера Дрвенцкого на высоте 108 м н.у.м. Таким образом формирование 11—15 метровой террасы долины Дрвенцы связано со стоком вод по I уровню Илавского зандра. Терраса 4—6 м в долине верхнего течения Дрвенцы образовалась в результате одновременного стока вод тремя путями. Первый из них — низкий уровень острудского зандра высотой в 100—108 м н.у.м. проходил вдоль долины. Пасленки по направлению к долине Дрвенцы. Второй начинался у малдытских морен и соединялся с первым около озера Дрвенцкого. Третий же путь представляет собой разветвление илавского зандра времени стока талых вод по его II уровню. Итак все террасы обсуждаемого участка долины Дрвенцы являются следами стока талых вод, которые формировали отдельные уровни острудского и илавского зандра. Палинологический анализ органогенных отложений заполняющих форму вытаявания существующую на дне долины Дрвенцы, дал возможность определить время окончания цикла развития этой долины на обсуждаемом участке. Оно датируется как окончание плейстцена, так как палинологический анализ показал, что начало образования торфа в этой форме вытаявания относится к пребореальному времени. Итак влияние импульсов эрозии, данных в голоцене реке Дрвенце ее базой — Вислой, не дошло еще так далеко вверх по долине Дрвенцы.

Увязка террас долины Дрвенцы в ее верхнем течении с террасами, в ее нижнем течении и в Торунско-Быдгошской котловине проведена, В. Невяровским [55]. Он считает, что между Герложем и расположенным дальше к юго-западу Кужентником произошло соединение террасы 23—25 м и 20—21 м в один уровень. Он соответствует вероятно XI заандровой террасе Брды [19] и самой высокой IV террасе прадолины Нотеци—Варты (табл. 1). Террасу 11—15 м В. Невяровски увязывает с IV террасой прадолины Нотеци—Варты [22], а 4—6 террасу с IX террасой долины Брды и верхней террасой Vc долины нижнего течения Вислы. По Р. Галену [14] терраса Vc является уже бифуркационной террасой. Проблема стока талых вод на уровне 4—6 метровой террасы остается пока открытой.

Для того чтобы провести исследования структуры и текстуры острудского зандра, террас долины верхнего течения Дрвенцы и контактирующих с этой долиной фрагментов илавского зандра, были сделаны 111 шурфов до глубины 2 м в сети каждые 2—3 км (рис. 2). Для проведения анализа механического и минералого-петрографического состава из шурфов были взяты по три образца водноледниковых отложений с глубины 0,5 м, 1,2 м и 2,0 м. Были проведены следующие исследования:

- а) механический анализ,
- б) анализ минералого-петрографического состава (упрощенный),
- в) анализ окатанности кварцевых зерен методом Б. Крыговского [44],
- г) анализ количественных соотношений тяжелых минералов.

Полученные результаты анализа образцов водноледниковых отложений острудского зандра указывают на их неодинаковый состав. Различья относятся главным образом к их минералого-петрографическому составу и заключаются в отсутствии зерен известняковых пород либо в присутствии высокого процента этих зерен. В начале предполагалось, что причиной этого явления могло быть удаление их под влиянием разрушающих факторов (перигляциальные процессы, физическое и химическое выветривание) в особенности из верхних слоев водноледниковых отложений. Однако в некоторых профилях зерна известняков находились и в верхних слоях или только в некоторых из них (рис. 6, 9, 19, 12, 14, 17, 18). Появилась необходимость проверки взгляда, по которому удаление зерен известняков из водноледниковых отложений произошло за счет разрушающих процессов. Во время проведения анализов была замечена еще одна интересная закономерность. Именно — в слоях, содержащих зерна известняков, находились также остатки эмской фауны. Эти остатки не были найдены в слоях лишенных известняков. Указанные различья и явления в водноледниковых отложениях острудского зандра возбуждали предположение, что зандр построен из генетически различных отложений.

Минералого-петрографический анализ отложений слагающих формы и конечные морены маргинальной зоны, с которыми связано образование острудского зандра, показал, что морена покрывающая эти формы не включает в себе известняковых зерен (табл. 2). Из этого следует заключить, что все слои водноледниковых отложений слагающих острудский зандр и заключающие малое количество зерен известняков и являются собственно зандровой серией. Водноледниковые отложения залегающие на территории острудского зандра и заключающие зерна известняков и остатки эмской фауны, являются вероятно более древними отложениями. Это подтверждают результаты анализа образцов межморенных отложений залегающих на территории, прилегающей к острудскому зандру (рис. 19, 20, 21, 22, 23). В этих отложениях тоже констатирован большой процент зерен известняков и остатки эмской фауны. Похожим составом обладают также нарушенные водноледниковые отложения, слагающие ядро конечных морен и некоторые холмы маргинальной зоны Миломыльн—Брамка (табл. 2). На некоторых участках на отдельных, выделенных автором зандровых уровнях мощность зандровой серии невелика, а иногда ее вообще нет (рис. 24).

Выше уже упоминалось, что в зандровой серии часто встречаются слои, заключающие большое количество зерен известняковых пород и остатки эмской фауны (рис. 9, 18). Это явление свидетельствует о процессе переотложения, т.е. размывания тальми водами более древних водноледниковых образований и их отложения в молодой зандровой серии. Факт переслаивания образований лишенных известняков, источником которых являлся ледник стоявший на линии маргинальной зоны Миломыльн—Брамка, и известняковых отложений основания острудского зандра, свидетельствует о том, что молодая зандровая серия включает в себе материал, происходящий из двух различных источников. Возможно, что в оценке мощности молодой зандровой серии автор не избежал ошибок. На основании применяемых методов трудно было определить лежат ли *in situ* отложения с большим количеством известняков, в случае, если они находятся у поверхности (рис. 12, 14, 17) или же они уже подверглись переотложению посредством потока талых вод образовавших острудский зандр. В последнем случае следовало бы признать и за отложения молодой зандровой серии.

Изучение текстуры зандровой серии и древних водноледниковых отложений состояло в измерении направлений уклона слоев и анализе механического состава и окатанности кварцевых зерен.

Уклон слоев зандровой серии на разных террасах указывает, что серия эта отлагалась сетью сильно разветвленных потоков талых вод, которые собирались в зандровой долине Дрвенцы (рис. 26). Похожие направления уклона слоев более древней водноледниковой серии позволяют судить о том, что зандровая долина Дрвенцы образовалась на линии древнего стока талых вод в период балтийского ледниковья (рис. 27).

Пространственный анализ механического состава кварцевых зерен дал возможность гипотетически указать главные источники талых вод, образовавших I и II уровни острудского зандра. Воды эти текли главным образом из ледниковых ворот озера Нарье и между озерами Моронг и Исонг. Начиная от этих орез материал мельчает и окатанность зерен увеличивается (рис. 28, 31).

Некоторые указания получены также на основании количественного анализа тяжелых минералов заключающихся в водноледниковых отложениях острудского зандра. Этот анализ показал, что количество тяжелых минералов зависит не только от крупности зерен в отложениях, но что они могут быть показательны при определении быстроты стока талых вод. С увеличением быстроты течения вод увеличивается интенсивность размывания отложений основания, от которых может остаться только остаточный слой в виде увеличенного количества тяжелых минералов.

Вспомогательные методы применяемые автором при геоморфологических исследованиях острудского зандра в некоторых случаях дали возможность выяснить ряд вопросов, что указывает на их пригодность во всех геоморфологических исследованиях.

STRUCTURE AND TEXTURE OUTWASH, AND TERRACE OF UPPER DRWĘCA VALLEY

Summary

In the period from 1962 to 1967 the author made geomorphological and granulometric-petrographical examinations in the area of the Ostróda outwash, the upper Drwęca valley and, partly also, the Iława outwash (Fig. 1). For the Ostróda outwash this study proved necessary, because the meltwater streams which formed this outwash have contributed to the evolution of the Drwęca outwash valley, the eastward extension of the Noteć-Warta pradolina [16, 76]. Thus these geomorphological studies of the Ostróda outwash were intended for distinguishing within its limits the successive outwash levels and for linking them with stoppage phases of the Baltic Glaciation. Similar investigations of the upper part of the Drwęca valley were to serve the same purpose, i.e. to supply material for mapping the terraces of this region and to link them with the outwash levels of the Ostróda outwash.

The author distinguishes in the Ostróda outwash three levels (Figs. 3, 4):

- a) level I at altitudes 124–131 m a.s.l.
- b) „ II „ „ 114–125 „ „
- c) a level at altitudes 98–100 „ „

Outwash level I is genetically linked with the stopping phase of the inland ice in Mazuria on the line of the Miłomłyn–Bramka marginal zone [60]; in the opinion of some authors this line is believed to mark the maximum extent of the Pomeranian Stage, or one of the recession phases of this Stage. Level II of the Ostróda outwash developed when the inland ice receded from the above line; this resulted in a deepening of the interval between the Vistula lobe and the Mazurian lobe along the axis of the lake Narie channel [60]. In both levels I and II, the meltwater streams ascending in SW direction initiated the evolution of the Drwęca outwash valley.

Further, in the Drwęca valley between Ostróda and Samplawa there exist above the valley floor four terraces (Fig. 5):

- a) the 4–6 m terrace,
- b) „ 11–15 „ „
- c) „ 20–21 „ „
- d) „ 23–25 „ „

During the geomorphological examinations it came to light, that the 23–25 m terrace is the remnant of a runoff track of meltwater streams flowing in level I of the Ostróda outwash, while the 20–21 m terrace represents an extension of level II of this same outwash. In the attempt of finding the outwash level which corresponds to the flow which formed the 11–15 m terrace, it also became necessary to enquire into the morphology of the Iława outwash which in the neighbourhood of Lake Drwęckie comes near the Drwęca valley; the reason for extending the range of investigation was, that the absolute altitudes of this terrace – 103–107 m a.s.l. – fail to match the lower level of 98–100 m altitude determined in the Ostróda outwash.

In the area covered by the Iława outwash one may off-hand distinguish, as did L. Roszkówna [60] in 1955, two outwash levels:

- a) level I at altitude 108–130 m a.s.l.
- b) „ II „ „ 100–116 „ „

The origin of level I goes back to what is called the Southern Dzierzgon moraines which by age are younger than the Miłomłyn–Bramka marginal zone. Here the meltwater streams flowing

in this level were escaping at an altitude of 108 m a.s.l. into the Drwęca valley in the vicinity of today's Lake Drwęckie. Hence the origin of the 11–15 m terrace in the Drwęca valley is linked with waters flowing in level I of the Ilawa outwash. The 4–6 m terrace in the upper Drwęca valley developed due to the fact that here the meltwaters ran at one and the same time by three separate tracks. The first of these, represented by the lower level of the Ostróda outwash at 98–100 m a.s.l. altitude, followed the Pasłęka valley in the direction towards the Drwęca valley. The second track started from the Małdyty moraines and joined the first track near Lake Drwęckie. The third track, on the other hand, is a branch extension of the Ilawa outwash formed at the time when meltwater was escaping at its level II. Thus, all the terraces which the author has identified in the discussed section of the Drwęca valley, are exclusively traces left by the runoff of meltwater streams which created the successive levels of the Ostróda and the Ilawa outwashes.

Palynological analyses were made of the organogenic deposits filling the kettles in the Drwęca valley floor, and these analyses helped to explain at what time in this valley the evolutionary cycle came to its end. This period was the decline of the Pleistocene, because it was found palynologically that the peat formation in this kettle started during the Pre-Boreal. This would indicate, that the tendency toward erosion, starting out from the Vistula valley as base of erosion and affecting during the Holocene the Drwęca valley, had not yet advanced thus far up the Drwęca valley.

To link the terraces of the upper reach of the Drwęca valley with the lower reach of the valley and with the Toruń–Bydgoszcz Basin was the object of a paper published by W. Niewiarowski [55]. This author holds, that between Gierłoż and Kurzętnik, situated farther south-westward, the 23–25 m and the 20–21 m terraces have jointed into one level, and that this joint level may correspond to Outwash Terrace XI of the Brda river and to the highest Terrace (V) of the Noteć – Warta Pradolina (vide Table 1). Terrace 11–15 m according to W. Niewiarowski [55] links up with Terrace IV of the Noteć – Warta Pradolina but Terrace 4–6 m with Terrace IX of the Brda river and Terrace Vc (IX) in the lower Vistula valley which after R. Galon [14] is already a bifurcation terrace. For all this, the problem of how the meltwater escaped at the level of the 4–6 m terrace remains an open question subject to dispute.

For structural and textural determinations of the Ostróda outwash, of the terraces of the upper Drwęca valley, and of fragments of the Ilawa outwash adjoining the Drwęca valley, 111 test pits 2 m deep were dug in a network of 2–3 km intervals (Fig. 2). For making granulometric and mineralogical-petrographical tests, from each test pit three samples were collected, taken from depths of 0.5 m, 1.2 m and 2.0 m respectively. From these samples there were determined:

- a) the mechanical composition,
- b) the mineralogical and petrographical composition (simplified),
- c) the quartz grain rounding using B. Krygowski's method [44]
- d) the quantitative content of heavy minerals.

Interesting are the results obtained from the analyses of the samples collected in the above manner from the fluvioglacial deposits which built the Ostróda outwash; they reveal fairly essential differences which, for the most part, involve the mineralogical-petrographic composition, inasmuch as they show either an absence, or a high per-cent content of limestone fragments. Originally the reason for this dissimilarity was believed to be removal by destructive agencies (periglacial processes, physical and chemical weathering) which were supposed to have affected in particular the top strata of the fluvioglacial deposits. It came to light, however, that in some of the profiles limestone fragments occur in the top strata also, or merely in certain strata (Figs. 6, 9, 19, 12, 14, 17, 18). This demanded a revision of the opinion that destructive processes had been responsible for the removal of limestone fragments from the fluvioglacial deposits. A further remarkable regularity was determined by the analyses of the collected samples: the strata with limestone fragments contain at the same time remnants of an Eemian fauna. Never had this sort of remnants been found in strata bare of limestones. All the differences mentioned above, as well as other phenomena appearing in the fluvioglacial deposits of the Ostróda outwash awakened the suspicion that this outwash might have been built up by deposits of diverse age.

The mineralogical-petrographic analysis of the deposits covering both the forms of marginal zone and typical end moraines which have developed in connection with the formation of the Ostró-

da outwash revealed, that the boulder clay mantling these land forms contains no limestone particles (Table 2). Hence it seemed justified to assume, that all layers of the fluvioglacial deposits which occur in the Ostróda outwash and contain but little limestone particles, are the true outwash series; and that the fluvioglacial deposits found in the Ostróda outwash and characterized by limestone content and remnants of an Eemian fauna, may be of older origin. This belief is confirmed by what was shown in analyses of samples of intermorainic deposits taken from areas adjoining the Ostróda outwash (Figs. 19–23) – because it was here that an admixture of a high percentage of limestone fragments and remnants of an Eemian fauna has also been observed. Moreover, a similar composition has also been determined in the disturbed fluvioglacial deposits which constitute the core of the push end moraines and which form some of the hillocks in the Miłomłyn – Bramka marginal zone (Table 2). In some parts of the distinguished outwash levels the thickness of the outwash series is small, here and there this series does not appear at all (Fig. 24).

As mentioned before, many a time the outwash series proved to consist of strata containing large quantities of limestone rock fragments and remnants of an Eemian fauna (Figs. 9, 18). This is evidence of redeposition that is, an erosion of older fluvioglacial deposits by meltwater streams and their accumulation in a young outwash series. This very fact, that limeless rock material derived from the inland ice stagnating along the Miłomłyn – Bramka marginal zone is found interdedented with limestone material of the substratum of the Ostróda outwash proves, that material from two different sources must have contributed to the formation of a young outwash series. Undoubtedly the author may have made an error in his estimate of the thickness of the young outwash series because, considering the research methods applied, it was obviously difficult to ascertain whether in some of the examined profiles in which from the surface down larger limestone quantities occur, this material truly is older and lies in situ (Figs. 12, 14, 17) or whether it had been brought and redeposited by the meltwater which built the Ostróda outwash. As a matter of course, in the latter case this material would have to be acknowledged as being the deposit of a young outwash series.

A textural analysis of the outwash series and of the older fluvioglacial deposits was made in order to determine the directions in which the strata dip, as well as the grain size and the degree of abrasion of the quartz grains.

The dip angles of the strata of the outwash series in the individual levels indicate, that this series has been accumulated by a markedly diversified network of meltwater streams which ultimately escaped into the Drwęca outwash valley (Fig. 26). A similar dip pattern observed in the older fluvioglacial series implies, that the outwash valley of the Drwęca river developed along the line of an older meltwater track dating back from the Baltic Glaciation (Fig. 27).

On the basis of an areal examination of size and abrasion of the quartz grains the author indicates, hypothetically so far, wherefrom he believes the principal meltwater streams to have issued which formed levels I and II of the Ostróda outwash. For the most part they escaped from the Lake Narie glacier grotto and from between Lakes Morąg and Isąg, – as seems to be indicated by the fact, that downgrade from these points a gradual decrease in size and a gradual increase in abrasion of the quartz grains is in evidence (Figs. 28, 31).

Some interesting results were also obtained from the quantitative determination of the occurrence of heavy minerals in the fluvioglacial deposits of the Ostróda outwash. These analyses indicate, that the quantity of heavy minerals depends not only on the grain size of the deposits, but that this changing quantity can also signify increases in flow velocity of the meltwater. The reason is, that an increased rate of flow goes hand-in-hand with a more powerful erosion of the substratum deposits, and that this erosion may leave behind a residuum in the form of larger quantities of heavy minerals.

It appears, that the supplementary methods applied by the author in his geomorphological investigation of the Ostróda outwash have in certain instances contributed to elucidating some problems – proof that they might profitably be used in all kinds of geomorphological research work.

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNO ZAGOSPODAROWANIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Geografii i Zagospodarowania
00-330 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

E R R A T A

Str.	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
14	tab. 1		1,0	$>1,0$
14	tab. 1		0,002	$<0,002$
14		5	(31,32)	[31, 32]
15	tab. 3		1,0	$>1,0$
15	tab. 3		0,002	$<0,002$
25		1	$C_{\varrho_{2-50}} \cdot z_{20-50}$	$C_{\varrho_{20-50}} \cdot z_{20-50}$
51	tab. 16		$T_{5,0}$	$T_{0,5}$
	9,15,21			
96	15		два	дна

J. Skoczek — *Wpływ podłoża atmosfery...*

<http://rcin.org.pl>

39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacji lodowców południowego Spitsbergenu. 1963, s. 162 + 4 mapy, zł 35,-
41. Domański R., Zespoły sieci komunikacyjnych. 1963, s. 110 + 38 ilustr., zł 24,-
45. Chilczuk M., Sieć ośrodków więzi społeczno-gospodarczej wsi w Polsce. 1963, s. 155 + 55 ilustr. i map, zł 65,-
46. Praca zbiorowa. Problems of geomorphological mapping. 1964, s. 140 + anex + 9 ilustr. + 6 map, zł 48,-
51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (Macrolepidoptera). 1956, s. 100 + 21 ilustr., zł 30,-
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki - Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,-
53. Klimek K., Deglacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136 + 26 ilustr., zł 32,-
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114 + 22 ilustr., + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,-
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr., + 2 wkładki, zł 34,-
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 + 22 ilustr., zł 28,-
57. Więckowski K., Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,-
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,-
59. Rościszewski M., Siemek Z., Rolnictwo krajów słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,-
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 33,-
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,-
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,-
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,-
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna - zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,-
65. Bączek J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., zł 31,-
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, zł 30,-
67. Szewczyk J., Włoka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., zł 30,-
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., zł 18,-
69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez P.T.G. w dniach 16-24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, zł 28,-
70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + 4 fot., zł 19,-
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, zł 34,-
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950-1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., zł 28,-

73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, zł 24,-
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 67,-
75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Galona 1969, s. 386 + 72 ilustr. + 75 fot., zł 98,-
76. Iwanicka-Lyra E., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce 1969, s. 114 + 9 ilustr. + 3 wkładki, zł 28,-
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969, s. 146 + 9 ilustr., zł 32,-
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 121 + 33 ilustr. + 1 wkładka, zł 28,-
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 131 + 3 ilustr. + 6 fot. + 6 wkładek, zł 34,-
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W. A., Rzeźba podzwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północno-środkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124 + 77 ilustr. + 12 fot. + 1 wkładka, zł 30,-
81. Stoła W., Próba typologii rolnictwa Poniżnia. 1970, s. 143 + 23 ilustr. + 9 fot. + 7 wkładek, zł 39,-
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa (w druku)

Varia

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce.

- Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482-1800. 1961, s. 248, zł 72,-
- Zeszyt 2. (uzupełniający) Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482-1800, s. 124, zł 28,-
- Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801-1919. 1965, s. 343, zł 76,-
- Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920-1945. 1968, s. 160, zł 48,-