

Do użytku służbowego

N<sup>o</sup> 096

P O L S K A   A K A D E M I A   N A U K  
I N S T Y T U T   G E O G R A F I I

---

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 1

## OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

wykonanej przez Zakład Geomorfologii  
i Hydrografii Nizy w Toruniu

Arkusz N 33-139—B TOPORÓW

Opracował: S. Zjnda

---

WARSZAWA

1963

**WYKAZ ZESZYTÓW  
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1961

- 1 Zagadnienia wodne, 6 art., s. 249, zł 10.—
- 2 Nowe kierunki badań osadnictwa wiejskiego, 7 art., s. 149, zł 10.—
- 3 Problemy współczesnej biogeografii, 9 art. — Część I, zł 10.—
- 4 Problemy współczesnej biogeografii, 8 art. — Część II, zł 10.—

1962

- 1 Geografia stosowana — 10 art. — Część I, zł 10.—
- 2 „ „ — 10 „ — Część II, zł 10.—
- 3 „ regionalna 8, s. 219 zł 10.—
- 4 Zagadnienia teoretyczne geografii, 4 art., s. 180, zł 10.—

1963

- 1 Teoria ośrodków centralnych (w druku)

**WYDAWNICTWA BIBLIOGRAFICZNE IG PAN**

- S. LESZCZYCKI, B. WINID — Bibliografia Geografii Polski 1945—1951, 1956, s. 219, zł 29.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polski 1952—1953, 1957, s. 90, zł 24.—
- S. LESZCZYCKI, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polski 1954, 1957, s. 67, zł 15.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1—168, 1956, s. 88, zł 13.50
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 169—468, 1956, s. 105, zł 16.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 469—876, s. 127, zł 24.—
- Z. KACZOROWSKA — Zestaw zagranicznych czasopism i wydawnictw seryjnych z zakresu nauk o Ziemi, znajdujących się w bibliotekach polskich, 1958, s. 400, zł 100.—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, B. WINID — Bibliografia Geografii Polskiej 1936—1954, 1959, s. 315, zł 78.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 877—1209, s. 94, zł 20.—
- Red. J. KOBENDZINA — Polska Bibliografia Analityczna. Geografia. Poz. 1210—1686, s. 151, zł 20.—

Do użytku służbowego

N<sup>o</sup> 096

P O L S K A    A K A D E M I A    N A U K  
I N S T Y T U T    G E O G R A F I I

---

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 1

## OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

wykonanej przez Zakład Geomorfologii  
i Hydrografii Nizů w Toruniu

Arkusz N 33-139-B TOPORÓW

Opracował: S. Zynda

---

W A R S Z A W A

1963

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCJI

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński  
Członkowie Redakcji: J. Kobendzina, L. Ratajski, Fr. Uhorczak  
Sekretarz Redakcji: Ł. Górecka  
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński, J. Dylík, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kielczewska-Zaleska, S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, J. Wąsowicz, A. Zierhoffer

---

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska

Nakład 300

---

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa,  
Krakowskie Przedmieście 30

WDN. Zam. 218/D/63

<http://rcin.org.pl>

# OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000 ARKUSZ "TOPORÓW"

## I. W S T Ę P

### 1. Przebieg kartowania

Zdjęcie geomorfologiczne arkusza Toporów N-33-139-B w podziałce 1:50 000 /ryc.1/ wykonane zostało na zlecenie Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk.

Jest to opracowanie zbiorowe. Arkusz mapy Ołobok w podziałce 1:25 000 /stare cięcie/, w całości wchodzący w obręb arkusza Toporów, opracowany został przez J. Procherę w roku 1954. Pozostała część terenu, to znaczy obrzeżenie południowo-zachodnie i północno-zachodnie arkusza Ołobok, skartowana została przez W. Stankowskiego i S. Żyndę w roku 1957.

Zbadany teren - oprócz arkusza Ołobok - obejmował następujące skrawki map w podziałce 1:25 000: SE część arkusza Łągów, S - arkusza Lubrza, E - arkusza Toporów, NE - arkusza Bytnica i N - arkusza Skampe.

W trakcie badań przeprowadzonych w roku 1957 okazało się konieczne przeprowadzenie reambulacji arkusza Ołobok. Po jej przeprowadzeniu dokonano szeregu istotnych zmian w wydzielaniu form tak, że cała mapa zmieniła zupełnie swój poprzedni charakter.

Zmiany te powstały na skutek wprowadzenia nowych metod badań. Poza tym na opracowaniu J. Prochery zaważyły dość mocno wcześniejsze opra-

cowania badaczy niemieckich i polskich /5, 20/.

Arkusz mapy geomorfologicznej Toporów w podziałce 1:50 000 - N-33-139-B o współrzędnych geograficznych  $52^{\circ}20'$  -  $52^{\circ}10'$  szerokości geograficznej północnej i  $15^{\circ}15'$  -  $15^{\circ}30'$  długości geograficznej wschodniej, leży w centralnej partii Wysoczyzny Lubuskiej /16/ na W - od miasta Świebodzin.

W skład arkusza wchodzi 4 mapy w podziałce 1:25 000 /nowe cięcie/: Toporów, N-33-139-Ba - Mostki - N-33-139-Bb, Gryżyna N-33-139-Bc i Ołobok N-33-139-Bd. Cały arkusz posiada około 315 km<sup>2</sup> powierzchni.

Zdjęcie wyżej wymienionego arkusza wykonano na podstawie szczegółowych badań terenowych, opartych na materiałach kartograficznych i podbudowanych dostępną literaturą. Przed wyruszeniem w teren wykonano kolorową mapę hipsometryczną arkusza w podziałce 1:25 000 i na jej podstawie narysowano kameralnie hipotetyczną mapę geomorfologiczną. W terenie posługiwano się mapami topograficznymi.

W czasie badań wszystkie obserwacje były notowane oraz ilustrowane rysunkami, diagramami i zdjęciami fotograficznymi. W celu określenia powierzchniowej budowy geologicznej oraz przeprowadzenia badań strukturalnych i teksturalnych, dokonano obserwacji w istniejących odkrywkach i specjalnie w tym celu wykopanych szufrach o głębokości 2 - 3 m. Ilość punktów obserwacyjnych /odkrywki, wkopy i płytkie wiercenia/ wyraziła się cyfrą 242.

Klasyfikacji form dokonano na podstawie szczegółowej analizy ukształtowania powierzchni oraz powierzchniowej budowy geologicznej w opar-

ciu o następujące elementy: 1 - wysokości bezwzględne; 2 - wysokości względne; 3 - cechy morfologiczne /kształt form, nachylenie stoków itp./; 4 - budowę i strukturę geologiczną; 5 - ewolucję morfologiczną, a w pewnych wypadkach i o florę. Rozpoznanie formy nanoszone w podziałce 1:25 000 na kalkę techniczną z użyciem podkładu hipsometrycznego w tej samej skali.

Po ukończeniu badań terenowych przystąpiono do wykonania map morfologicznych badanych wycinków terenu, ich opisu i odpowiednich załączników. Następnie przystąpiono do zestawienia całego arkusza. Prace nad zestawieniem oraz zebranie koniecznych materiałów dokumentacyjnych ukończono w roku 1959. Do czystorysu mapy załączono:

1. oleatę punktów obserwacyjnych z zaznaczeniem kierunków upadu warstw oraz linii profilowych;
2. mapę hipsometryczną;
3. profile morfologiczno-geologiczne;
4. diagramy biegów i upadów warstw;
5. atlasik odkrywek;
6. zdjęcia fotograficzne;
7. mapę hydrograficzną.

W związku z trudnościami technicznymi związanymi z drukiem w niniejszych objaśnieniach, umieszczone zostaną tylko nieliczne, najciekawsze ilustracje w postaci profili morfologiczno-geologicznych, odkrywek, diagramów itd.

Pragnę zaznaczyć, że wielką przeszkodą w przeprowadzaniu badań geomorfologicznych na Wysockoźnie Lubuskiej /16/ była duża lesistość terenu i prawie zupełny brak większych odkrywek. Stąd też przy badaniach geologicznych oparto się tylko na nielicznych odkrywkach, a większość obserwacji i pomiarów dokonano na podstawie wkopów o głębokości 2-3 m.

## 2. Dotychczasowe opracowanie terenu

Przystępując do omówienia literatury dotyczącej badanego obszaru i jego szerszego otoczenia, należy stwierdzić, że jest ona raczej uboga. Obszar Wysoczyzny Lubuskiej /16/ był terenem prac wielu badaczy niemieckich.

Jednak niewiele publikacji obejmowało swą treścią bezpośrednio omawiany arkusz. Nie było też szczegółowych opracowań poszczególnych form lub ich zespołów oprócz pozycji następujących: mapy geologiczne w podziałce 1:25 000, które obejmowały zasadniczo N część Wysoczyzny /7/, batymetria jezior Łagowskiego i Ciecz oraz opis morfologiczny ich rynny /33/ oraz bardzo szczegółowa charakterystyka morfologiczna rynny Gryżyńskiej, jej otoczenia i ozu Gryżyńskiego /6/.

Wśród prac bardziej szczegółowych dominują opracowania dotyczące obrzeżenia Wysoczyzny. Mały tu prace dotyczące poziomów terasowych w Pradolinach oraz zagadnienia korelacji teras pradolinnych z terasami rzek spływających z Wysoczyzny /23, 32, 41/. Są też prace dotyczące genezy zaburzeń w materiałach trzeciorzędowych /w formacji węgla brunatnego/ i czwartorzędowych. Wyrażano opinię, że zaburzenia te spowodowane były nie tylko glacitektoniką, ale także i to w dużej mierze, tektoniką właściwą /39, 47/.

Większość prac niemieckich obejmujących całość Wysoczyzny Lubuskiej ma charakter ogólny. Bardzo cenną pozycją jest praca F. Zeunera i G. Schulza /47/, w której autorzy omawiają dokładnie system odwodnienia sandrowego na Wysoczyźnie Lubuskiej oraz podają dokładną charakterystykę morfologiczną obszarów sandrowych i dolin rzecznych odwadniających dziś sandry. Podają też historię rozwoju form powierzchniowych i zmian kli-



matycznych od czasu ustąpienia lądolodu. Zwracają też uwagę na ogromną rolę lodu martwego w tworzeniu rzeźby tego obszaru oraz na wpływ rzeźby przedplejstocenińskiej i starszego plejstocenu na glacjację i deglacjację lądolodu Bałtyckiego. Za formy sandrowe występujące na Wysoczyźnie przyjmują jedynie sandry dolinne: Ilanki, Pliszki i Zgniłej Obry.

Obszar sandru leżący na W od rynnę Gryżyńskiej uważają za terasę pradolinną.

B. Dammer /5/ - na swej mapie geologiczno-morfologicznej oprócz sandrów: Ilanki, Pliszki i Zgniłej Obry wyróżnia jeszcze obszary sandrowe leżące na wyższych poziomach /ryc.2/. Znaczą je na tak zwanej Wysoczyźnie Torzymskiej oraz na terenach leżących nad E krawędzią sandru Pliszki, a ciągnących się w kierunku wschodnim po rynnę Staropole - jezioro Niesłysz i ciąg moren czołowych Świebodzińsko-Sulechowskich. Na północy sandry te graniczą z moreną czołową Łagowską na linii: Pożrzadło-Zelechów-Lubrza. Na powierzchni tych poziomów sandrowych autor wyróżnia szereg wyniesień, oznaczonych przez niego jako moreny czołowe typu spiętrzonego.

Z ciekawszych prac należy wymienić jeszcze publikację J. Hesemann'a /11/, który na podstawie wskaźników głazowych i analizy morfologii wyróżnia w ramach lobu Odry tzw. lob Sulechowski. Lob ten cofając się pozostawił szereg ciągów moren recesyjnych, a między innymi ciąg morenowy Sulęcín - Świebiedzín - Brójce. Ciąg moren czołowych Sulechowskich uważa za pierwszą fazę stadiału pomorskiego.

Wśród prac polskich publikowanych po wojnie znajduje się szereg pozycji o charakterze ogólnym, opartych w zasadzie na literaturze niemieckiej /1, 8, 13, 14, 19, 27/. Mamy też

sporo polskich prac nowych opartych na własnych badaniach terenowych. Obejmują one dokładne opracowania problemowe, w wielu wypadkach podważające tezy badaczy niemieckich. Do ciekawszych należą prace T. Bartkowskiego, który przedstawia próbę morfogenezy okolic Międzyrzecza, wyróżniając obszar krajobrazu kemowego /2/. W drugiej swej pracy autor informuje o roli martwego lodu w kształtowaniu krajobrazu postglacjalnego środkowej Wielkopolski /3/. Drugim autorem, który dał szereg cennych pozycji z zakresu geomorfologii Wysoczyzny Lubuskiej jest B. Krygowski /15, 17, 18, 19, 20/. Do większych jego prac należy mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej /20/. Mapa ta w podziałce 1:100 000 wykonana została w oparciu o mapy topograficzne, literaturę niemiecką i badania terenowe autora i zespołu pracowników Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Poznańskiego. Jest to pierwsze tego rodzaju opracowanie polskie.

Jedną z cenniejszych prac B. Krygowskiego jest publikacja przedstawiająca nowo opracowane przez autora podziały geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej /16/. Jeden podział oparty jest na kryterium hipsometrycznym, a drugi na morfologicznym. Kryteria hipsometryczne pozwoliły wydzielić jedynie większe regiony, natomiast morfologiczne - umożliwiły wydzielić oprócz regionów większych, także regiony najdrobniejsze. W obu podziałach na obszar leżący między Pradolina Toruńsko-Eberswaldzką, obniżeniem Obry, Pradolina Warszawsko-Berlińską i przełomowym odcinkiem Odry, wprowadza autor nazwę Wysoczyzny Lubuskiej. Z następnych prac autora wymienić należy Geografię Fizyczną Niziny Wielkopolskiej - część I - Geomorfologia /21/ /geologię głębszego podłoża opracowała A. Czekalska/. W ramach tej pracy omówione zostały zagadnienia geomorfolo-

giczne oparte na nowych materiałach, a dotyczące m.in. Wysoczyzny Lubuskiej.

Opis rzeźby i geologii województwa Zielonogórskiego daje B.Krygowski w pracy zbiorowej pt. "Województwo Zielonogórskie - Monografia Geograficzno-Gospodarcza" /46/.

Z innych autorów wymienić należy E.Ciuka /4/, który daje zestawienie dotychczasowych poglądów na genezę zaburzeń glacytektonicznych, dotyczących m.in. Wysoczyzny Lubuskiej.

St.Pietkiewicz w artykule "Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej" /29/ zalicza Wysoczyznę Lubuską do Wysoczyzn Jeziornych i daje jej krótką charakterystykę.

J.Prochera, E.Gałęcka, I.Semrau, M.Moskal, B.Musiał i Z.Krotkiewicz dają zdjęcia morfologiczne sześciu arkuszy map w podziałce 1:25 000 /28, 9, 31, 55, 56, 22/. Mapy te, wraz z opisem, wykonane w oparciu o literaturę i własne badania terenowe zasadniczo nie dają większych zmian w wydzieleniu form w porównaniu z mapami B.Dammera i B.Krygowskiego /5, 20/.

E.Tomaszewski daje batymetrię jeziora Łagowskiego i Ciecz /39/.

Na końcu wspomnę o notatkach autora niniejszych objaśnień. W pierwszej z nich na przykładzie zagłębień bezodpływowych okolicy Łagowa Lubuskiego - autor omawia genezę tych form z obszaru ostatniego zlodowacenia /50/. Druga notatka poświęcona jest szczegółowemu opisowi morfologii i analizie struktury materiałów budujących sandr Pliszki /51/.

Nowe poglądy na klasyfikację form w SW części Wysoczyzny Lubuskiej, przedstawił autor w przewodniku wycieczkowym Zjazdu Regionalnego

Polskiego Towarzystwa Geograficznego w Zielonej Górze /52/. Oprócz tego autor, wraz z W.Stankowskim, wykonali na zlecenie IG PAN kilka map geomorfologicznych w podziałce 1:25 000 wraz z objaśnieniami /35, 36, 37, 48, 49, 53, 54/, niektóre z tych map weszły w ramy omawianego arkusza.

Z omówionych prac jedynie nieliczne obejmują bezpośrednio obszar opracowanego arkusza. Przede wszystkim należy tu wymienić mapy: geologiczno-morfologiczną B.Dammera /5/ i geomorfologiczną B.Krygowskiego /20/. Na obu mapach najwyższy poziom sandrowy wyznaczony przez W.Stankowskiego i S.Żyndę oznaczony jest jako "wzgórza moreny czołowej spiętrzonej", a obszar leżący na E od rynny jeziora Niesłysz, zaliczony przez autora niniejszych objaśnień do poziomu sandru Ołoboku, zaznaczony jest na wyżej wymienionych mapach jako "morena denna". Oprócz tego autorzy arkusza Toporów na podstawie szczegółowych badań terenowych zmienili niektóre wały, zaznaczone na mapach B.Dammera i B.Krygowskiego, w okolicy rynny Gryżyńskiej jako ozy - na wydmy.

B.Dammer daje również bardzo szczegółowy opis rynny Gryżyńskiej i form występujących w bezpośrednim z nią sąsiedztwie. Początkowy odcinek tej rynny znajduje się na opracowanym arkuszu. B.Dammer /6/ uważa, że rynna zachowała się na powierzchni sandrowej dzięki konserwującej roli lodu martwego. Obszar zagłębień bezodpływowych, leżący nad wschodnią krawędzią rynny uważa za formy eworsyjne i częściowo wytopiskowe. Formy wałowe leżące dalej na wschód uważa za ozy. Wzgórza i płaskowyzę leżące na północ od rynny w bezpośrednim z nią kontakcie uważa za ciąg moren czołowych spiętrzonych.

B.Krygowski w swej pracy "O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej" /16/ dzieli Wysoczyznę Lubuską na pięć regionów drobniejszych:

1. Równinę Rzepińską,
2. Pagórki Świebodzińsko-Sulęcińskie,
3. Wał Zbąszynkowski,
4. Rów Brójecki,
5. Równinę Krośnieńską.

Omawiany arkusz leży prawie w całości na obszarze Równiny Krośnieńskiej. Jedynie północny i północno-wschodni kraniec wchodzi w obszar Pagórków Świebodzińsko-Sulęcińskich /ryc.3/.

W.Schütze /33/ daje batymetrię jezior Łagowskiego i Ciecz oraz charakterystykę morfologiczną ich rynny. Wybitnie mniejszą głębokość jeziora Łagowskiego w porównaniu z jeziorem Ciecz, tłumaczy zasypywaniem jeziora Łagowskiego przez materiały wynoszone z rynny jeziora Ciecz w czasie gdy lądolód stał jeszcze w obszarze tej rynny.

Batymetrię tych jezior podał także E.Tomaszewski /39/. Zdjęcia geomorfologiczne w podziale 1:25 000 wykonane dla arkusza Ołobok przez J.Procherę /28/, dla arkusza Lubrza przez I.Semrau /31/, dla arkusza Łagów przez Z.Krotkiewicz /28/ i dla arkusza Toporów przez E.Gałęcką /9/, wchodzi w całości, lub częściowo w ramy opracowanego arkusza Toporów 1:50 000. Prace te, wykonane w terenie, nie wnoszą w zasadzie istotnych zmian w porównaniu z mapami B.Dammera i B.Krygowskiego /5, 20/.

Autor niniejszych objaśnień, w swoich artykułach i notatkach, daje charakterystykę zagłębień bezodpływowych okolicy Łagowa Lubuskiego, zaliczając je do form wytopiskowych /50/. Oma-

wia morfologię i strukturę sandru Pliszki, którego skrawek leży w obrębie arkusza Toporów /51/. Przedstawia nowe poglądy na klasyfikację form w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Lubuskiej /52/.

Artykuły i notatki autora dotyczące omawianego arkusza oraz autora i W. Stankowskiego częściowe opracowania geomorfologiczne, wchodzące w skład arkusza Toporów, zmieniają w dużym stopniu obraz map geomorfologicznych, opracowanych wcześniej przez autorów niemieckich i polskich. Przeprowadzone przez autorów badania powierzchniowej budowy geologicznej, pozwoliły również na wprowadzenie dużych zmian w obrazie przeglądowej mapy geologicznej Polski w podziałce 1:300 000 - arkusz Zbąszyń /30/. Okazało się, że zaznaczone na mapie geologicznej obszary zbudowane z materiałów zwałowych bezpośredniej akumulacji lądolodu, są ostańcowymi formami wyższych poziomów sandrowych, zbudowanymi z typowych materiałów fluwioglacjalnych.

## II. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

### 1. Hipsometria

Arkusz Toporów, mimo, że leży na obszarach sandrowych, ma silnie urzeźbioną powierzchnię. Sandry występują tu w kilku poziomach, a oddzielone są od siebie wyraźnymi, przeważnie erozyjnymi krawędziami. Całość obszaru pocięta jest przez sieć rynien jeziornych, dolin wód roztopowych i świeżych rozcięć erozyjnych. Najwyższe wyniesienia występują w obrzeżeniu rynny jeziora Łagowskiego. Wzgórze Pożrzadło leżące u wylotu rynny sięga 178,5 m n.p.m. Jest to najwyższy

punkt na badanym arkuszu. W stosunku do poziomu sandru Pliszki i powierzchni lustra wody w jeziorze Łagowskim, leżących na wysokości 106 m n.p.m., wysokość względna wzgórza sięga 72 m. Drugi najwyższy punkt leżący na wysokości 149,2 m n.p.m., to wzgórze w okolicy wsi Węgrzyniec. Wysokość względna w stosunku do powierzchni sandru Ołoboku, leżącej na wysokości 96 m n.p.m., wynosi około 54 m. Najniższą powierzchnię w obrębie arkusza stanowi lustro wody w jeziorze Kałek, leżące na wysokości 61,7 m n.p.m. Do najniżej leżących obszarów zaliczyć można jeszcze dno rynny Swiebodzińskiej w jej południowo-zachodnim odcinku, leży ono na wysokości 66,7 m n.p.m. i lustro wody jeziora Paklicko Wielkie, leżące na wysokości 65 m n.p.m.

Jak już wspomniano, na całym obszarze arkusza występują liczne, głęboko wcięte rynny glacialne. Na przykład rynna jeziora Łagowskiego wcięta jest na głębokość przekraczającą 30 m, a biorąc pod uwagę dno jeziora Łagowskiego, którego głębokość sięga 14 m wcięcie wynosi tu 44 m.

Omawiając ogólnie stosunki wysokościowe arkusza, możemy wyróżnić kilka poziomów wysokościowych, przeważnie związanych z erozyjno-akumulacyjną działalnością wód lodowcowych.

Do poziomu najwyższego zaliczono obszary leżące powyżej 140 m n.p.m. Są to tereny leżące w okolicy rynien jezior Łagowskiego i Czarnej Wody. Poziom drugi, to obszary leżące na wysokości 125-135 m n.p.m. Do tego poziomu zaliczono wyniesienia, leżące pomiędzy wsiami: Przełazy - Węgrzyniec - Niedźwiedź - Toporów - Bucze i Mostki, powierzchnię leżącą w zapleczu wzgórza Pożrzadło oraz poziomy przylegające do najwyższego poziomu w okolicy rynien jezior Łagow-

skiego i Czarnej Wody. Poziom ten występuje również między jeziorami Lubie i Paklicko Wielkie oraz w postaci odosobnionych pagórków między jeziorami Niesłysz, Lubie i Wilkowskie.

Drugi poziom nie tworzy zwartego obszaru, lecz występuje w postaci większych i mniejszych wzgórz i "płaskowizny" wznoszących się nad otaczający je teren o 8-57 m /ryc.4, 5/.

Trzeci poziom, to teren leżący między wsiami: Pożrzadło - Gronów - Zelechów - Bucze - Mostki - Przełazy - Niedźwiedź - Węgrzyniec. Jest to obszar leżący na wysokości 110-118 m n.p.m. Otacza on wyższe poziomy, opadające ku niemu wyraźnymi krawędziami. Od poziomów niższych odgraniczony jest również bardzo wyraźną krawędzią, sięgającą 12 m wysokości.

Następny, czwarty z kolei poziom, zajmuje prawie całą wschodnią i południową część arkusza. Wysokości bezwzględne opadają tu w kierunku południowym od 106 do 75 m. Jest to obszar zwarty i najmniej zróżnicowany pod względem hipsometrycznym.

Poziom piąty to obszar mały, leżący w północnej części rynny jezior Niesłysz i Paklicko Wielkie. Tworzy on półki i ostańce w dnie rynny i zalega na wysokości 75-82 m n.p.m.

Najniższe obszary omawianego arkusza tworzą dna rynien glacialnych. Rynny te są bardzo wyraźnie zaznaczone w terenie, a krawędzie ich sięgają 5-55 m. Dna zalegają na wysokości 65-79 m n.p.m.

Jak widzimy z powyższego opisu rzeźba omawianego arkusza jest bardzo urozmaicona. Biorąc pod uwagę powierzchnię całego arkusza, deniwelacje sięgają tu 113,5 m /punkt najwyższy 178,5 m - najniższy 65 m n.p.m./ . Najbardziej urozmaiconą rzeźbę



widzimy w północno-zachodniej części arkusza, a najmniej w części południowej.

## 2. Budowa geologiczna

Głębokie podłoże Wysoczyzny Lubuskiej znane jest wyłącznie z wierceń, których ciągle jest tu jeszcze za mało. Rys przeszłości geologicznej znany jest więc, niestety, tylko prowizorycznie. Ze znanych utworów mamy tu paleozoik i mezozoik. Z paleozoiku najlepiej jest znany solonośny cechsztyń. Mezozoik na badanym obszarze reprezentowany jest przez trias. Brak tu pokrywy jurajsko-kredowej. Występuje ona dopiero nieco dalej na północ, poczynając mniej więcej od równoleżnika Słubic. Brak pokrywy jurajsko-kredowej na triasie w południowej części województwa zielonogórskiego, sugerując raczej jej zniszczenie w strefie przysudeckiej, niż brak jej od początku /21, 46/.

Powierzchnia mezozoiczna zalega na ogół poniżej poziomu morza w granicach 50-250 m, a licząc od powierzchni dzisiejszej od 60-500 m. Maksymalne i najrozleglejsze zagłębienie w tej powierzchni występuje w rejonie Świebodzina i Lutolu Suchego /46/. Obszar omawianego arkusza leży częściowo nad tym zagłębieniem.

Na powierzchni mezozoicznej spoczywa bezpośrednio bogato wykształcona formacja węgla brunatnego reprezentująca lądowy miocen. Spotyka się tu także utwory oligoceńskie w postaci piasków glaukonitowych, które najprawdopodobniej zostały przywleczone tu przez lądolód z północnego krańca województwa, gdzie prawdopodobnie przebiega południowa granica zasięgu morza oligoceńskiego /46/. Miocen na terenie Wysoczyzny Lubuskiej osiąga miąższość od kilku do 200 m i jest wykształcony w postaci pias-

ków kwarcowych, żwirów, iłów, mułków i węgla brunatnego.

Węgiel brunatny - ogromne bogactwo tych terenów - występuje przeważnie w stropie miocenu i to w postaci jednego lub kilku pokładów. Miąższość pokładów sięga od kilku do kilkunastu metrów. Wartość gospodarczą węgla obniżają silne zaburzenia glacitektoniczne, które w znacznej mierze przekształciły pierwotnie poziomo ułożone pokłady węgla /ryc.6/.

Zaburzenia są dość wyraźnie zorientowane i odzwierciedlają kierunki sił lądolodów, których czasy wchodziły na obszar Wysoczyzny Lubuskiej /21, 46/. Zaburzenia powstały u czoła lądolodu przeważnie w formie antyklin, synklin i łusek, powodując wyciśnięcie miocenu prawie do poziomu dzisiejszej powierzchni /ryc.6/. Na omawianym arkuszu utwory miocenu /wraz z węglem brunatnym/ występują prawie na powierzchni w okolicy wsi Lubrza. Duże pokłady węgla, silnie zaburzone glacitektonicznie, znajdują się tuż za północną granicą arkusza w okolicy wsi Sieniawa /ryc.6/.

Pliocenu na obszarze Wysoczyzny Lubuskiej nie spotykamy. Granica jeziora plioceńskiego przebiega tu mniej więcej wschodnią granicą województwa zielonogórskiego. Na omawianym arkuszu bezpośrednio na miocenie zalegają utwory czwartorzędowe, których miąższość jest bardzo różna. Według A.Kowalskiej /24/ miąższość czwartorzędu na omawianym arkuszu wynosi od 80-100 m. Cała podplejstocieńska powierzchnia jest bardzo silnie urzeźbiona. W rejonie Skwierzyny leży ona na 100 m poniżej poziomu morza /punkt najniższy/ a w okolicy Kożuchowa 125 m n.p.m. /punkt najwyższy", co daje różnicę 225 m. Silne urzeźbienie powierzchni podplejstocieńskiej miało duży wpływ na przebieg akumulacji lodowcowej /46/.

Widzimy też, że obecna rzeźba w ogólnych zarysach powtarza rzeźbę podplejstoceniską. Omawiany arkusz leży na południowym skłonie tzw. Wywniosłości Lubuskiej /21/ - bardzo wyraźnie zaznaczonej w powierzchni podplejstocenińskiej.

Jeśli chodzi o materiały czwartorzędowe występujące na arkuszu Toporów, to niestety poznane zostały tylko w strefie powierzchniowej od 2-8 m /ryc.4, 5/. Na terenie arkusza znajduje się tylko jedno głębsze wiercenie zlokalizowane w okolicy wsi Bucze. Wykazuje ono, idąc od góry, następujące materiały:

- 0 - 0,5 m - piaski
- 0,5 - 7,8 m - glina zwałowa
- 7,8 - 18,8 m - piaski i żwir
- 18,8 - 19,3 m - glina zwałowa
- 19,3 - 20,7 m - piaski
- 20,7 - 23,6 m - glina zwałowa
- 23,6 - 40,7 m - piaski różnościarniste.

Występowanie gliny w kilku poziomach spowodowane jest zaburzeniami glacitektonicznymi, które spotyka się w całym podłożu północnej części arkusza Toporów.

Podanie stratygrafii czwartorzędu dla badanego arkusza jest w tej chwili niemożliwe ze względu na silne zaburzenia glacitektoniczne i brak głębszych wierceń.

Biorąc pod uwagę całą Wysoczyznę Lubuską przyjąć należy co najmniej trzykrotną jej zlodowacenie. Co prawda na całym obszarze Wysoczyzny nie spotkano do tej pory pełnego profilu z niewątpliwymi trzema pokładami gliny, oddzielonymi osadami interglacjalnymi.

Najpekniejszy przekrój plejstocenu przedstawia profil z Lasu Rzepińskiego /21/. Widocz-

na jest w nim duża seria paludinowa, przykryta gliną zlodowacenia środkowopolskiego. Nad tą gliną występuje seria piaszczysto-żwirowa przykryta 5 m pokładem gliny morenowej bałtyckiej. Seria piaszczysta oddzielająca dwie gliny, uważana jest za poziom interglacjalu eemskiego /21/. Do interglacjalu eemskiego zaliczono również osady z torfami, gytiami i fauną z Rusinowa /21/.

Jeśli chodzi o utwory czwartorzędowe, pokrywające powierzchnię opracowanego arkusza, to zostaną one omówione przy opisie form. Ogólnie rzecz biorąc cały obszar arkusza - prócz północno-zachodniego skrawka - pokryty jest materiałami piaszczysto-żwirowymi, pochodzenia fluwioglacjalnego /ryc.4 i 5/.

### 3. Klimat

Najważniejsze cechy klimatyczne dotyczące omawianego obszaru, opracowane zostały na podstawie pracy J. Januszewskiego /46/. Według tego opracowania obszar arkusza Toporów należy do najcieplejszych terenów województwa zielonogórskiego. Przebiega tu izoterma roczna /na poziomie rzeczywistym/  $+ 8^{\circ}$  i izoterma półrocza letniego  $+ 14,2^{\circ}$ . Najchłodniejszym miesiącem jest styczeń - średnia miesięczna wynosi  $-1,5^{\circ}$ . Absolutnie najniższe temperatury występują w lutym  $-30^{\circ}$ . Najwyższą średnią temperaturę ma lipiec  $18^{\circ}\text{C}$ . Absolutne maksyma zjawiają się w sierpniu  $38^{\circ}\text{C}$ . Zmienność średnich rocznych temperatur nie jest duża, lecz zmienność średnich temperatur tego samego miesiąca, z roku na rok, jest znaczna. Okres wegetacyjny trwa średnio około 222 dni. Zaczyna się z końcem marca, a kończy w pierwszej dekadzie listopada. Pierwsze przymrozki jesienne występują między 12 a 17 października. Ostatnie przymrozki wiosenne występują między

20 a 30 kwietnia. Czas trwania okresu bezprzymrozkowego wynosi 160-170 dni.

Mapa opadów rocznych na terenie całego województwa wykazuje duże zróżnicowanie przestrzenne /od 478 mm w Lutolu Suchym do 706 mm w południowo-zachodnim krańcu województwa/. Jest ono wyrazem wielkiej różnorodności morfologicznej na stosunkowo małym obszarze województwa. Arkusz Toporów leży na terenie objętym izohietą 550 mm /część wschodnia/ i 625 mm /część południowo-zachodnia/. Największe opady notowane są w Gryżynie - 650 mm i w Łagowie 596 mm. Ogólnie biorąc półrocze letnie ma większą ilość opadów niż półrocze zimowe. Średnie zachmurzenie wynosi 64%; największe występuje w grudniu - 79%, a najmniejsze we wrześniu - 55%. Ilość dni pogodnych /zachmurzenie < 2/ wynosi średnio 42,6. Najwięcej dni pogodnych notuje się we wrześniu - 5,5 dnia - a najmniej w grudniu - 1,6 dnia. Ilość dni pochmurnych /zachmurzenie > 8/ wynosi średnio na rok 137,4 dnia. Najwięcej dni pochmurnych mamy w grudniu - 18,7 dnia, a najmniej w lipcu - 7,3 dnia. Bezskłonecznych dni jest średnio 87 na rok; najwięcej w grudniu - 17,9 dnia, a najmniej w lipcu - 1,2 dnia.

Tak jak w opadach, tak i w wiatrach zaznacza się duże zróżnicowanie, spowodowane różną wysokością pomiarów oraz układem morfologicznym. W porze zimowej dominują tu wiatry sektora NW, SW z maksymalnym udziałem wiatru zachodniego /27,9%/.

Mamy też dość duży udział wiatrów o kierunku NE, SE. Sektor NW, SW reprezentuje głównie cyklony atlantycko-islandzkie. Wiatry o kierunkach NE, SE są wiatrami z zimowego wyżu kontynentalnego, zalegającego wschodnią Europę i Syberię.

Przeważające wiatry sektora zachodniego występują również wiosną /23,6%/. Wzmaga się też w tym okresie aktywność kierunku NW, a słabnie SW. Latem przyrost częstości wiatrów zachodnich jest jeszcze większy i wynosi 32,5%. Wpływa na to monsunowa cyrkulacja: morze - ląd, Atlantyk - Europa. Jesienią monsunowa cyrkulacja przynosi coraz częściej wiatry sektora E - SE.

Z powyższych danych klimatycznych /średnich dla lat 1901-1930/ wynika, że klimat występujący na obszarze województwa zielonogórskiego należy do klimatu Polski. Te same procesy dynamiczne rozgrywają się na obszarze całej Polski. Różnice występują jedynie w wielkości i nasileniu zjawisk. Czynniki orograficzne małą wymierność, nie znaczący to jednak, że nie zaznacza się w zróżnicowaniu poszczególnych elementów meteorologicznych. Przykładem są opady i wiatry. Bogata rzeźba ma dość wyraźne odzwierciedlenie klimatyczne.

#### 4. Hydrografia

##### a/ Rzeki

Sieć rzeczna Wysoczyzny Łubuskiej jest silnie zróżnicowana. Większe rzeki opływają Wysoczyznę marginalnie, stanowiąc jej naturalną granicę. Największą rzeką jest Odra, w której dorzeczu leży omawiany obszar. Dolina Odry ogranicza Wysoczyznę od południa i zachodu i liczy 90 km długości, z czego na odcinek południowy przypada 70 km, a na odcinek zachodni /przełomowy/ 20 km. Szerokość rzeki na omawianych odcinkach waha się w granicach 160-270 m. Drugą co do wielkości rzeką, ograniczającą Wysoczyznę, jest Warta. Długość jej na omawianym odcinku wynosi 91 km, a szerokość waha się w granicach 80-170 m. Jedynie pod Studzianką /pow.Sulęcín/ się-

ga 250 m. Dolina Warty stanowi północną granicę Wysoczyzny. Od wschodu granicę Wysoczyzny stanowi rzeka Obra wraz z ciągiem jezior Zbąszyńskich. Długość jej w odcinku północnym wynosi około 159 km, a w odcinku południowym, wpadającym poprzez Zgniłą Obrę i Obrzycę do Odry - 4,9 km.

Rzeki odwadniające wnętrze Wysoczyzny Lubuskiej są znacznie mniejsze. Spływają koncentrycznie z centrum Wysoczyzny i wpadają bezpośrednio do Odry, Warty lub Obry. Łączna długość wszystkich naturalnych cieków wynosi w przeliczeniu około 2.100 km /12/.

Główne rzeki - tabela opracowana przez B. Jermaczek /12/ - patrz str.20.

Jeśli chodzi o ciekі występujące na omawianym arkuszu, to mamy ich niewiele. Łączna ich długość wynosi około 105 km. Na badanym terenie biorą swój początek następujące większe ciekі:

1. Okobok - odprowadza wody z jeziora Nieskysz oraz odwadnia rynny: jez. Wilkowskiego, Świebodzińską i Radoszyńską
2. Gryżyna - odwadnia rynnę Gryżyńską
3. Łagowa - odwadnia rynny jeziora Łagowskiego, Ciecz i Czarnej Wody
4. Konotop - odwadnia rynnę Kosubudzką
5. Zespół cieków odwadniających N część rynny jeziora Nieskysz - jezioro Paklicko Wielkie.

Z powyższego zestawienia wynika, że wszystkie ciekі występujące na arkuszu Toporów, wykorzystują rynny. Brak cieków i jezior na tere-

## Główne rzeki

Tabela 1

| Lp. | Nazwa rzeki | Długość<br>w km | Wysokość<br>zalegania<br>źródeł w<br>m n.p.m. | Wysokość<br>ujścia<br>w m n.p.m. | Spadek<br>rzeki<br>w ‰ | Rozwinie-<br>cie w % |
|-----|-------------|-----------------|---|----------------------------------|------------------------|----------------------|
| 1   | Postomia    | 63,6            | 105,1   | 12,9                             | 1,5                    | 38                   |
| 2   | Pliszka     | 60,7            | 102,6   | 25,0                             | 1,2                    | 68                   |
| 3   | Ilanka      | 52,6            | 85,0  | 24,0                             | 1,2                    | 57                   |
| 4   | Zgniła Obra | 40,8            | 74,0  | 54,0                             | 0,5                    | 25                   |
| 5   | Paklica     | 32,9            | 84,0  | 49,0                             | 1,1                    | 219                  |
| 6   | Jeziorna    | 30,5            | 133,0   | 41,0                             | 3,0                    | 72                   |
| 7   | Biela       | 27,5            | 83,0  | 38,0                             | 1,6                    | 70                   |
| 8   | Ołobok      | 24,2            | 78,0  | 45,0                             | 1,4                    | 18                   |
| 9   | Rakówka     | 16,6            | 80,0  | 50,0                             | 1,8                    | 31                   |
| 10  | Gryżyna     | 14,8            | 70,0  | 44,0                             | 1,8                    | 17                   |



nach położonych wyżej, tłumaczyć można budową geologiczną badanego obszaru. Jak wiemy występują tu formy sandrowe, leżące w kilku poziomach i zbudowane z materiałów piaszczysto-żwirowych. Pod utworami fluwioglacjalnymi zalega powierzchnia denno-morenowa, zbudowana z gliny. Miąższość warstwy fluwioglacjalnej w wyższych poziomach sandrowych jest dość duża.

#### b/ Jeziora

Jeziora Wysoczyzny Lubuskiej są prawie wyłącznie pochodzenia glacialnego. S.Majdanowski wyróżnia następujące typy jezior /26/:

1. jeziora moreny dennej,
2. " zaporowe moreny czołowej,
3. " rynnowe,
4. oczka.

Na Wysoczyźnie Lubuskiej przeważają jeziora rynnowe i "oczka". Główne kierunki rynien to: WNW - ENE, N-S i NE - SW. Czasem spotyka się kierunek W - E. Większość jezior Wysoczyzny ma kształt wydłużonych wanień, choć spotyka się także kształty owalne lub wyraźnie nieregularne jak np. Jezioro Nieskysz. Najwięcej jezior spotyka się w morenach czołowych i na niższych poziomach sandrowych. Liczebnie przeważają jeziora małe o powierzchni od 1-5 ha. Na całej Wysoczyźnie Lubuskiej mamy ich około 158 /48,9% /12/. Najmniej, gdyż tylko 13 /4% / jest jezior dużych o powierzchniach od 100-1000 ha. Zajmują one jednak 45,7% całej powierzchni jeziornej Wysoczyzny. Ogólna ilość jezior powyżej 1 ha wyraża się cyfrą 323 /12/.

Większość jezior to jeziora odpływowe i przepływowe /odpływ powierzchniowy/. Stanowią one 56,3% wszystkich jezior. Lustro wody zalega w 42,4% na wysokości 50-75 m n.p.m. /w 137 jezio-

rach/. Lustro wody leżące powyżej 125 m n.p.m. występuje jedynie w 3 jeziorach, co stanowi 0,9% ogólnej liczby jezior. Jeziora Wysoczyzny Lubuskiej są prawie zupełnie niezbadane, na 323 jeziora, tylko 13 posiada plany batymetryczne, a 2 dalsze mają znaną głębokość.

Na arkuszu Toporów występuje 27 jezior o powierzchni powyżej 1 ha. Charakterystykę tych jezior przedstawiają załączone tabele.

Dane do tabel zaczerpnięto z katalogu Jezior Poznańsko-Lubuskich - S.Majdanowskiego /25/ i z pracy B.Jermaczek /12/.

Jak widać z tabel, na arkuszu Toporów liczebnie przeważają jeziora małe o powierzchni od 1-5 ha /37% ogólnej ilości jezior/. Jezior o powierzchni powyżej 100 ha mamy tylko 3 /11,2%/. Zajmują one łącznie powierzchnię 873,0 ha, co stanowi 66,9% ogólnej powierzchni wszystkich jezior arkusza. Natomiast najliczniejsza grupa jezior w klasie od 1-5 ha, zajmuje łącznie 22,8 ha, czyli tylko 1,8% ogólnej powierzchni jeziornej.

Poziom lustro wody zalega w większości jezior /59,7%/, na wysokości 70-80 m n.p.m. Leży on nieco niżej od poziomu moreny dennej zalegającej na większej części arkusza pod utworami fluwioglacjalnymi. Najwyższe wartości osiąga poziom lustro wody w jeziorze Krüger - 107 m n.p.m. i w jeziorze Łagowskim - 106 m n.p.m., a najniższe - w jeziorze Kałek - 61,7 m n.p.m. i w jeziorze Paklicko Wielkie - 65 m n.p.m.

Większość jezior, bo 88,8%, to jeziora przepływowe i odpływowe, należące do dorzeczy II rzędu /rzek: Ołoboku, Pliszki i Gryżyny/ i III rzędu /rzek lewych dopływów Warty i Obry/.

Wykaz jezior<sup>x</sup>

| Lp. | W kata-<br>logu | Nazwa jeziora                 | Pow.<br>w ha | Wys.<br>w m<br>n.p.m. | Dłu-<br>gość<br>w m | Szere-<br>kość<br>w m | Głęb-<br>kość<br>maks. | Głęb-<br>kość<br>średnia | Dorzecze - rzędu                               |
|-----|-----------------|-------------------------------|--------------|-----------------------|---------------------|-----------------------|------------------------|--------------------------|--|
| 1   | 371             | Nieszysz                      | 515          | 78                    | 4.200               | 3.710                 | 39,5                   |                          | Ołobok i lewe dopływy<br>Obry i Warty II i III |
| 2   | 403             | Paklioko Wielkie              | 229          | 65                    | 2.400               | 860                   | 23,2                   |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 3   | 593             | Wilkowskie                    | 139          | 79                    | 1.700               | 1.300                 | 24,0                   |                          | Ołobok II                                      |
| 4   | 304             | Łagowskie                     | 83,6         | 106                   | 3.420               | 504                   | 14,8                   | 8,2                      | Pliszka II                                     |
| 5   | 153             | Goszoza                       | 50,0         | 71                    | 1.150               | 730                   |                        |                          | Leve dopływy Warty i<br>Obry III               |
| 6   | 365             | Niedźwiedno                   | 48,0         | 72                    | 2.270               | 300                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 7   | 286             | Lubież                        | 34,0         | 72                    | 950                 | 570                   |                        |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 8   | 188             | Jeziorka na SE<br>od Nieszysz | 32,0         | 74                    | 780                 | 560                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 9   | 75              | Czerniak                      | 26,0         | 74                    | 810                 | 430                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 10  | 419             | Pień                          | 22,5         | 82                    | 630                 | 480                   |                        |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 11  | 551             | Trzeboch                      | 22,0         | 67                    | 1.140               | 220                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 12  | 201             | Kałek                         | 22,0         | 62                    | 800                 | 370                   |                        |                          | Gryżyna II                                     |
| 13  | 285             | Lubioh                        | 13,0         | 76                    | 800                 | 230                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 14  | 298             | Lubrza                        | 9,0          | 68                    | 430                 | 310                   |                        |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 15  | 255             | Księżno                       | 9,0          | 79                    | 370                 | 350                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 16  | 234             | Kosobudzkie                   | 6,3          | 87                    | 360                 | 200                   |                        |                          | Pliszka II                                     |
| 17  | 428             | Postomie                      | 5,0          | 86                    | 450                 | 120                   |                        |                          | Pliszka II                                     |
| 18  | 309             | Łęcko                         | 4,0          | 72                    | 350                 | 180                   |                        |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 19  |                 | Krüger                        | 3,4          | 107                   | 400                 | 112                   |                        |                          | Pliszka II                                     |
| 20  | 564             | Wągieł                        | 3,0          | 72                    | 260                 | 210                   |                        |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 21  | 189             | Jeziorko                      | 2,3          | 74                    | 220                 | 150                   |                        |                          | - " -  |
| 22  | 366             | Na S od wsi<br>Niedźwiedź     | 2,3          | 95                    | 280                 | 50                    |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 23  | 71              | Czarne                        | 2,0          | 79                    | 230                 | 120                   |                        |                          | - " -  |
| 24  | 299             | Na SE od Lubrzy               | 1,8          | 71                    | 160                 | 150                   |                        |                          | Leve dopływy Warty<br>i Obry III               |
| 25  | 367             | Na W od Niedźwie-<br>dzia     | 1,6          | 102                   | 220                 | 160                   |                        |                          | Pliszka II                                     |
| 26  | 592             | Na W od jez.<br>Wilkowskiego  | 1,2          | 79                    | 160                 | 120                   |                        |                          | Ołobok II                                      |
| 27  | 307             | Łąkie /w wiosce/              | 1,2          | 71                    | 160                 | 80                    |                        |                          | Ołobok II                                      |

<sup>x</sup> Według danych z Katalogu Jezior Poznańsko-Lubuskich S. Majdanowskiego

T a b e l a 2

Ilość jezior w poszczególnych klasach powierzchni

|              | 1-5 ha | 5-10 ha | 10-20 ha | 20-50 ha | 50-100 ha | 100-1000 ha | Razem |
|--------------|--------|---------|----------|----------|-----------|-------------|-------|
| Ilość jezior | 10     | 4       | 1        | 7        | 2         | 3           | 27    |
| %            | 37,0   | 14,8    | 3,7      | 25,8     | 7,5       | 11,2        | 100   |

T a b e l a 3

Ilość jezior w poszczególnych klasach zalegania lustra wody n.p.m.

|              | 0-60 m<br>n.p.m. | 60-70 m<br>n.p.m. | 70-80 m<br>n.p.m. | 80-90 m<br>n.p.m. | 90-100 m<br>n.p.m. | Ponad<br>100 m<br>n.p.m. | Razem |
|--------------|------------------|-------------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------------|-------|
| Ilość jezior | -                | 4                 | 16                | 3                 | 1                  | 3                        | 27    |
| %            | -                | 14,8              | 59,3              | 11,1              | 3,7                | 11,1                     | 100   |

Wśród 27 jezior wyróżnionych na arkuszu Toporów tylko 4 największe posiadają plany batymetryczne /ryc.8/, wykonane przez M.Samter'a /Niesłysz, Wilkowskie i Paklicko Wielkie/, /34/ i E. Tomaszewskiego /Łagowskie/ /39/.

## 5. Gleby

Gleby opawanego arkusza rozwinęły się przede wszystkim na utworach lodowcowych. W wyniku współdziałania szeregu czynników, jak: zespoły roślinne, właściwości skał macierzystych, klimatu czy ukształtowania powierzchni, powstały na tych utworach gleby, których cechy pozwalają zaliczyć je do różnych typów, charakteryzujących się odrębnym stopniem rozwoju. Opierając się na opracowaniu gleb województwa zielonogórskiego przez W. Muchę /46/ stwierdzić możemy, że obszar wchodzący w ramy arkusza Toporów posiada różne typy gleb biellicowych oraz gleby bagienne.

Z analizy załączonej mapki gleb /ryc.9/ wynika, że występują tu następujące typy gleb biellicowych i bagicznych:

- a/ gleby wytworzone z piasków - luźne i słabogliniaste oraz gliniaste,
- b/ gleby wytworzone z glin zwałowych oraz z piasków naglinowych i nalkowych - lekkie i średnie,
- b/ gleby bagiczne - gleby torfowe, wytworzone z torfów torfowisk niskich - dolinowych.

Gleby typu biellicowego, których pierwotny kierunek rozwojowy zachował się w najmniej zmienionym układzie, zajęte są przez obszary leśne. Biellice wzięte pod uprawę rolną, mają zmieniony kierunek procesu glebotwórczego. Stanowią one obiekt wyjątkowo intensywnej działalności czło-

wieka. W glebach tych zachodzi proces stopniowego odbielicowania, którego intensywność zależy od stopnia kultury rolnej /46/.

Gleby typu bagiennego, występujące na omawianym arkuszu w dnach rynien i dolin wód roztopowych, wytworzyły się dzięki sumującym się oddziaływaniom wysokiego poziomu wód gruntowych i formacji roślinnej, przeważnie typowej dla torfowisk niskich /46/. Rozwinęły się na torfach torfowisk niskich o dużym stopniu zamulenia i rozkładu, przy czym przeważają gleby wytworzone z torfów głębokich.

### III. OPIS FORM TERENU

#### 1. Wzgórza i pagórki moreny czołowej

Wzgórza i pagórki moreny czołowej zajmują na badanym obszarze bardzo niski procent powierzchni. Widzimy je w okolicy rynien jez. Łagowskiego i jez. Czarnej Wody oraz w północnej i północno-wschodniej części arkusza. Pagórki morenowe występujące w okolicy rynien jezior Łagowskiego i Czarnej Wody, od południa kontaktują bezpośrednio z najwyższym poziomem sandrowym. Wysokości bezwzględne sięgają do 137-146 m n.p.m., względnie nie przekraczają 10 m, a nachylenia stoków wahają się w granicach 6-28°. Jak wykazały badania powierzchniowej budowy geologicznej, pagórki te zbudowane są z materiałów zwałowych /glin, piasków i żwirów/ oraz materiałów fluwioglacjalnych. Wyniki przeprowadzonych tu badań strukturalnych pozwoliły stwierdzić, że zarówno materiały zwałowe jak i fluwioglacjalne wykazują silne zaburzenia glacictoniczne. Na podstawie tych danych ba-

dane pagórki zaliczono do pagórków moreny czołowej typu spiętrzonego. Według H. Schützego /33/ obszar ten jest zniszczoną moreną czołową z okresu postoju lądolodu na linii Łagów - Jemiołów.

Pagórki morenowe występujące w północnej części arkusza mają identyczną budowę wewnętrzną. Natomiast wysokości bezwzględne są tu niższe i sięgają zaledwie 128-137 m n.p.m. Od południa przylega do nich poziom sandru Toporowskiego.

Trzeci obszar występowania pagórków morenowych, na mapie zaznaczony omyłkowo jako najwyższy poziom sandrowy, leży w NE części arkusza, na E od rynn jezior Paklicko Wielkie - Nieskysz. Wysokości bezwzględne sięgają tu 128-135 m n.p.m., wysokości względne wahają się od 7-15 m, a nachylenia stoków oscylują w granicach 6-32°. Powierzchnia tego obszaru nosi wyraźne cechy ścięcia erozyjnego. W budowie wewnętrznej występują materiały młodsze pleistocenu /gliny, piaski i żwiry fluwioglacjalne/ oraz materiały trzeciorzędowe /iły mioceneskie i węgiel brunatny/ silnie zaburzone glaciektonicznie /ryc.7/.

Pagórki morenowe występujące w północnej i północno-zachodniej części arkusza należą do olbrzymiej strefy wzgórz i pagórków morenowych, ciągnącej się w kierunku północnym na szerokość ponad 15 km. Morena ta, zwana Łagowską, tworzy ~~h~~**bowate wygięcie** wysunięte na południe z ciągu moreny czołowej Stadiału Poznańskiego. Prawdopodobnie jest to zespół ciągów recesyjnych - oscylacyjnych, ściśniętych na niewielkim obszarze.

Pagórki morenowe występujące w północno-wschodnim krańcu arkusza, należą do ciągu moren czołowych Świebodzińsko - Sulechowskich. Ciąg tych moren w swym krańcu północno-zachodnim od-

dzielony jest od moreny Łagowskiej rynną jeziora Paklicko Wielkie - Nieskysz.

Formą zaliczoną do wzgórz morenowych jest tak zwany "masyw" Pożrzadka. Jest to wzgórze leżące w trójkącie między poziomem sandru Pliszki, poziomem sandru najwyższego, a ujściowym odcinkiem rynny jeziora Łagowskiego. Nazwa moreny powstała od nazwy wsi leżącej u stóp wzgórza na poziomie sandru Pliszki. Południowo-zachodnie stoki moreny, podkreślone podcięciem erozyjnym wód sandru Pliszki **wznoszą się strome** w górę na wysokość 73 m, licząc od poziomu sandru. Opisywana morena posiada dwie kopuły, jedną o wysokości 178,5 m, a drugą 150,6 m n.p.m. Obie kopuły oddzielone są przełęczką, leżącą na wysokości 130 m n.p.m. Nachylenie zboczy w obu kopułach jest podobne i waha się w granicach 12-30°. Od strony zachodniej, zbocza "masywu" opadają ostro do poziomu sandru Pliszki, a od strony południowej - w dolinę Łagowy.

Bardzo ciekawa jest budowa wewnętrzna Pożrzadka. Od strony południowo-zachodniej występują piaski i żwiry warstwowane o upadzie warstw skierowanym pod stok /6-12°/.

Od strony północno-wschodniej zalegają typowe materiały zwałowe - gładzowiska, żwiry i piaski gliniaste bezstrukturalne /ryc.10/. Biorąc pod uwagę wyżej wymienione fakty "masyw" Pożrzadka zaliczono do specjalnego typu moreny czołowej spiętrzonej. Utwory fluwioglacjalne zostały tu przechylone w całej swej masie.

## 2. Równiny sandrowe

Jak już wspomniano na wstępie omawiany arkusz leży na południe od moren czołowych Łagowskich i obejmuje swą powierzchnią prawie wyłącz-



nie obszary sandrowe. Mimo to obszar ten przedstawia krajobraz bardzo urozmaicony, a to dzięki dużej ilości występujących tu rynien z jeziorami, zagłębień wytopiskowych, dolin wód roztopowych, a co najważniejsze dzięki występowaniu sandrów w kilku poziomach.

Analiza hipsometrii wykazała, że na całym obszarze wyróżnić możemy kilka poziomów wysokościowych. Badania powierzchniowej budowy geologicznej oraz struktury i tekstury materiałów budujących te powierzchnie, wykazały, że są to formy sandrowe /ryc.4, 5/.

Pierwszy poziom, najwyższy, leży na wysokości 125-145 m n.p.m. Występuje na arkuszu w postaci mniejszych lub większych ostańców o wierzchołynie przeważnie płaskiej i nigdzie nie tworzy obszarów zwartych. Największa ilość ostańców tego poziomu występuje między wsiami: Toporów, Niedźwiedz, Mostki. Kilka mniejszych ostańców leży na obszarze tzw. sandru Toporowskiego, oraz między jeziorami: Niesłysz, Wilkowskie i Łubie. Resztki tego poziomu widzimy także po obu stronach rynny jeziora Łagowskiego. Tu poziom sandrowy wyraźnie wiąże się z moreną czołową Łagowską. Ciekawą formę, którą także zaliczono do najwyższego poziomu sandrowego, stanowi wzgórze leżące na NE od wsi Węgrzyniec. Wysokości bezwzględne sięgają tu 149,0 m n.p.m. Jest to jedno z najwyższych kulminacji arkusza. Wysokość względna w stosunku do graniczącego ze wzgórzem od zachodu, południa i wschodu, sandrem Ołoboku sięga 50 m. Badania powierzchniowej budowy geologicznej wykazały, że występują tu piaski różnoziarniste i żwiry /ryc.11/ pochodzenia fluwioglacjalnego, nie wykazujące zaburzeń glacitektonicznych. Niestety brak głębszych odkrywek i wierceń nie pozwolił na poznanie geologii i struk-

tury wnętrza wzgórza. Powierzchnia wzgórza jak i jego zbocza urzeźbione są silnie przez świeże rozcięcia erozyjne.

Większość ostańców najwyższego poziomu sandrowego sterczy nad powierzchnią tak zwanego sandru Toporowskiego, którego powierzchnia leży na wysokości 110-118 m n.p.m. Wysokość względna ostańców waha się w granicach 8-25 m. Zbocza opadają w kierunku niższych poziomów sandrowych pod kątem 6-24° /ryc.4 i 5/.

Omówiony najwyższy poziom sandrowy charakteryzuje się prawie kompletnym brakiem zagłębień wytopiskowych. Występują one na tym poziomie jedynie nad północno-zachodnią krawędzią rynny jeziora Łagowskiego.

Jak wynika z analizy odkrywek i wkopów, ostańce najwyższego poziomu sandrowego zbudowane są z materiałów piaszczysto-żwirowych - fluwioglacjalnych o różnych fazach sedimentacji /ryc.12/. Badania strukturalne wykonane w 21 odkrywkach i wkopach wykazały, że piaski i żwiry są warstwowane, nie zaburzone, a upad warstw skierowany jest na SW, S i SE /ryc.13/. Os strukturalna dla wszystkich ostańców najwyższego poziomu sandrowego wynosi 100°, a średni upad warstw 11° na SSW /ryc.13/.

Niższy poziom sandrowy tak zwany sandr Toporowski, leży na wysokości 110-118 m n.p.m. Powierzchnia jego jest dość silnie urzeźbiona. Mamy tu sporo zagłębień wytopiskowych, rynien i dolin wód roztopowych. Poziom ten zalega w północno-wschodniej części arkusza między wylotem rynny jeziora Łagowskiego, wsiami Toporów, Gryżyna, Mostki i Zelechów. Jest to obszar zwarty, wyraźnie zaznaczony w terenie. Od niższych poziomów odgraniczony jest wysokimi i wyraźnymi

krawędziami. Na jego powierzchni sterczą ostańce najwyższego poziomu sandrowego. Od strony północnej graniczy z moreną czołową pagórkowatą i z resztkami najwyższego poziomu sandrowego. Poziom ten rozcięty jest tu formą dolinną, biorącą swój początek w obniżeniu południowej krawędzi rynny jeziora Czarnej Wody, a uchodzącej w poziomie sandru Toporowskiego.

Od strony północno-zachodniej sandr Toporowski opada wyraźną krawędzią erozyjną do poziomu sandru Pliszki, leżącego na wysokości 102-98 m n.p.m. Sandr ten, jeden z większych na Wysoczyźnie Lubuskiej, tylko małym skrawkiem wchodzi na obszar objęty ramami opisywanego arkusza. Krawędź oddzielająca oba poziomy sandrowe sięga 8-12 m wysokości. Nachylenia zboczy wahają się w granicach 6-24°. Od strony południowo-zachodniej sandr Toporowski również opada wyraźną krawędzią erozyjną do poziomu niższego. Wysokość krawędzi wynosi tu 5-12 m, a stoki długie i połogie nachylone są pod kątem 4-16°.

W okolicy wsi Niedźwiedź i Zagórze opisywany poziom sandrowy "otula" ostańce wyższego poziomu sandrowego. Ostańce te od strony południowo-zachodniej i wschodniej przylegają bezpośrednio do rynny jeziora Nieskysz. Idąc dalej na północ, wschodnią granicę sandru Toporowskiego tworzy dwukilometrowy odcinek krawędzi rynny jeziora Nieskysz, a jeszcze dalej krawędź erozyjna oddzielająca omawiany poziom sandrowy od poziomu tak zwanego sandru Ołoboku, który w głównej swej masie rozciąga się na wschód i południe od rynny jeziora Nieskysz. Poziom ten leży tu na wysokości 100-104 m n.p.m. Wysokość krawędzi sięga 3-12 m, a nachylenia zboczy 5-12°.

Sandr Toporowski zbudowany jest z mułków, piasków i żwirów fluwioglacjalnych /ryc.14/. Na

powierzchni występuje spora ilość głazików i głazów sięgających 1 m średnicy.

W obrębie zagłębień wytopiskowych w paru przypadkach, pod fluwioglacjałem stwierdzono występowanie gliny zwałowej. Dokładny wgląd w budowę wewnętrzną tego poziomu sandrowego daje odkrywka usytuowana w jego zachodniej krawędzi, około 1 km na NNW od Toporowa /ryc. 14/. Przeprowadzone badania strukturalne pozwoliły stwierdzić, iż kierunki upadów warstw rozłożone są między  $125^{\circ}$  a  $274^{\circ}$ , a więc upadają w kierunku S, SW i SE /ryc.13/. Oś strukturalna dla 21 pomiarów wynosi  $108^{\circ}$ , a średni upad  $12^{\circ}$  w kierunku SSW /ryc.13/. Siła morfotwórcza działała tu z kierunków sektora północnego.

Trzeci poziom sandrowy wyróżniony na opisywanym arkuszu zajmuje największą powierzchnię. Jest to tzw. sandr Ołoboku - nazwa od nazwy rzeki odwadniającej ten teren, a wpływającej z jeziora Niesłysz.

Omawiany poziom sandrowy ciągnie się po zachodniej stronie rynny jezior Niesłysz i Pakliczko Wielkie, w dwóch oddzielnych płatach. Płat pierwszy, północny przylega bezpośrednio do strefy pagórków moreny czółowej. Od zachodu graniczy z poziomem sandru Toporowskiego, leżącego o 3-12 m wyżej, a od wschodu i południa kończy się na krawędzi rynny jeziora Niesłysz. Wysokość krawędzi sięga tu 22 m. Wysokości bezwzględne tej powierzchni sandrowej osiągają 98-103 m n.p.m. Drugi płat, południowy - od wschodu przylega do rynny jeziora Niesłysz, od północy do sandru Toporowskiego, od zachodu do "płaskowyzu" najwyższego poziomu sandrowego /wysokość krawędzi sięga tu 25-28 m/ i rozległe-

go zagłębienia wytopiskowego, a od południa do rynny Toporów - Niedźwiedź - jezioro Niesłysz. Wysokości bezwzględne tego płata sięgają 100-102 m n.p.m. /ryc.4 i 5/. Dalsza część obszaru zaliczona do poziomu sandru Ołoboku leży po wschodniej stronie rynny jeziora Niesłysz oraz zajmuje całą południową część arkusza.

W okolicy wsi Lubrza, graniczy z moreną czołową Świebodzińską /na mapie omyłkowo zaznaczono tu najwyższy poziom sandrowy/ i jest prawdopodobnie genetycznie z nią związany. Wysokości względne, licząc od powierzchni sandrowej /108-110 m n.p.m. do szczytów pagórków morenowych /128-133 m n.p.m./, sięgają tu 20-25 m. Od strony zachodniej graniczy z rynną jeziora Niesłysz, a krawędź tu występująca sięga 20-25 m wysokości. Na północ od rynien: Kosobudzkiej, Gryżyńskiej i wsi Węgrzyniec, graniczy z krawędziami sandru Toporowskiego i najwyższego poziomu sandrowego. Dalsze części omawianej powierzchni sandrowej leżą na arkuszach 1:50 000, Torzym, Czerwińsk, Świebodzin i Sulechów. Wysokości bezwzględne tego poziomu /w ramach arkusza Toporów/ kształtują się następująco: 104-109 m n.p.m. w okolicy wsi Wilkowo Świebodzińskie, 105 m n.p.m. na północ od rynny jezior Kosobudzkich, 100 m n.p.m. na południe od jeziora Jeziorko, 87,2 m n.p.m. na zachód od jeziora Kałek i 75 m n.p.m. w południowo-wschodnim krańcu arkusza.

Jak z tego wynika powierzchnia sandru Ołoboku opada z północnego-zachodu na południowy-wschód oraz północnego-wschodu na południowy-zachód.

W powierzchnię sandru, w jego południowo-wschodniej, wschodniej i zachodniej części wcięte są rynny glacialne, systemy dolin wód roztopowych oraz liczne zagłębienia wytopiskowe. Wy-

stępuje też kilka ostańców najwyższego poziomu sandrowego, sterczących ponad powierzchnią omawianego sandru na wysokość 15-20 m. Mamy też kilka form wydmowych, występujących szczególnie w południowo-zachodniej części sandru /niektóre z tych form B.Dammer /5, 6/ oznaczył jako wały ozowe/ oraz wał ozowy ciągnący się wzdłuż rynny Gryżyńskiej po jej wschodniej stronie.

Jeśli chodzi o budowę geologiczną opisywanego poziomu sandrowego, to budują go piaski drobno i średnio-ziarniste oraz żwirki /ryc.16/. Często spotyka się też głazy sięgające 1 m średnicy. W południowej części sandru, gdzie wysokości bezwzględne sięgają 99-88-83-75 m n.p.m., pod niedużej miąższości warstwą utworów fluwioglacjalnych, zalega warstwa gliny zwałowej, nie przekraczająca 4 m miąższości /ryc.4 i 5/. Pod gliną występują piaski dolne o niezaburzonej strukturze /ryc.15/. Opisany powyżej układ warstw stwierdzono w okolicy wsi Gryżyna, w kilku miejscach krawędzi rynny Gryżyńskiej, u podnóża ozu Gryżyńskiego i na wschód od niego, w zboczach rynny jeziora Łąkie i w okolicy rynny Radoszyńskiej.

Z powyższych obserwacji wynika, że materiały fluwioglacjalne budujące sandr Ołoboku, na całej przestrzeni podskłane są warstwą gliny morenowej. Gлина ta w południowo-wschodniej części arkusza wychodzi w wielu miejscach na powierzchnię. Fluwioglacjał zalega tu jedynie w obniżeniach powierzchni gliniastej /moreny dennej/; w miejscach położonych wyżej zostały zupełnie rozmyty.

Badania strukturalne przeprowadzone w materiałach budujących omawiany poziom sandrowy wykazały, że upad warstw skierowany jest na

południe, południo-wschód i południo-zachód i nie przekraczają  $22^{\circ}$  nachylenia /ryc.13/. Oś strukturalna wynosi  $100^{\circ}$ , a średni upad  $11^{\circ}$  w kierunku SSW. Badania przeprowadzono w 32 punktach, równomiernie rozłożonych na całej powierzchni sandrowej. Wody budujące tę powierzchnię sandrową płynęły z kierunków sektora północnego.

Następny poziom sandrowy, młodszy od poprzednich, bo wcięty w ich powierzchnię, to tak zwany sandr Pliszki - nazwa od rzeki odwadniającej dziś jego powierzchnię /47/. Ramy arkusza obejmują tylko małe skrawki tego poziomu. Leży on w południowo-wschodnim krańcu arkusza. Powierzchnia sandru Pliszki w obrębie arkusza opada łagodnie z północy na południe i południowo-zachód od 104 m do 96 m n.p.m. Od strony wschodniej omawiany sandr graniczy z najwyższym poziomem sandrowym, leżącym w zapleczu moreny czołowej Pożrzadko oraz z sandrem Toporowskim. Brozyne krawędzie sięgają dużych wysokości: 20-25 m przy kontakcie z najwyższym poziomem sandrowym i 8-15 m przy kontakcie z sandrem Toporowskim. Nachylenia zboczy krawędzi wahają się w granicach 6-24°. Materiał budujący tę powierzchnię sandrową to piaski drobno- i średnio ziarniste oraz żwirki fluwioglacjalne o niedużej miąższości. Świadczy o tym podmokły teren oraz występujący na głębokości 1,2 - 1,8 m poziom wody gruntowej. Piaski podściela prawdopodobnie warstwa brunatnej gliny zwałowej. Po sandrze płynie minimalnie wcięta w jego powierzchnię rzeczka Łagowa odwadniająca Pynnę jezior Łagowskiego i Ciecz.

Oś strukturalna dla omawianego wycinka sandru Pliszki wynosi  $145^{\circ}$ , a średni upad  $4^{\circ}$  w kierunku południowo-zachodnim /ryc.13/. Pomiarów

dokonano w 5 wkopach. Powierzchnia sandru Pliszki wycięta została w poziomach sandrowych wyższych /starszych/ przez wody wypływające z rynny jeziora Lubniewickiego /rynna przecinająca strefę moreny czołowej Stadiału Poznańskiego/ i z rynny jeziora Łagowskiego.

Najniższy poziom, występujący na badanym arkuszu, zaliczony do powierzchni sandrowych, leży w północno-wschodniej części arkusza w rynnach jezior: Nieskysz i Paklicko Wielkie. Być może, że bardziej trafnym byłoby nazwanie tej formy terasą kemową. Brak szczegółowych badań na przyległych terenach uniemożliwia narazie zebranie wystarczających dowodów, któreby potwierdziły te czy inne przypuszczenia. Wymieniony poziom sandrowy występuje w rynnach w postaci półek i ostańców, a bardziej na północ, już poza granicę arkusza, w postaci zwartej powierzchni, zajmującej całe, szerokie na 2,5 km dno rynn. Wysokości bezwzględne sięgają tu 76-82 m n.p.m. i opadają w kierunku północnym. Półki i ostańce tego poziomu leżą na 4-8 m ponad dnem rynn, a o 10-18-27 m niżej niż przyległe wyższe poziomy sandrowe. Materiały budujące ten poziom to piaski i żwiry przeważnie drobno i średnioziarniste o niezaburzonej strukturze i upadzie warstw skierowanych pod kątem 4-12° w kierunku północno-wschodnim.

### 3. Wały ozów

Na obszarze badanego arkusza występuje tylko jedna forma tego rodzaju. Jest to tak zwany oz Gryżyński.

Stanowi bardzo wyraźną formę ciągnącą się z północy na południe, oddaloną 2 km na E od rynn Gryżyńskiej. Łączna długość wałów budują-



cych oz wynosi około 5 km. Wysokości bezwzględne opadają w kierunku południowym od 117-100 m. Wysokości względne w stosunku do poziomu sandrowego, w którym oz jest częściowo zatopiony, sięgają od 10-27 m. Nachylenia stoków wahają się w granicach 6-18°. Zbudowany jest z materiałów piaszczysto-żwirowych o strukturze typowej dla form ozowych. Od strony zachodniej graniczy bezpośrednio z obszarem wytopiskowym, stanowiącym wschodnią granicę rynny Gryżyńskiej, od wschodu przylega do poziomu sandrowego. Sandr budują tu drobnoziarniste piaski o niedużej miąższości, pod którymi zalega cienka, bo sięga zaledwie 1-2 m warstwa gliny zwałowej. Pod gliną występują drobno- i średnioziarniste piaski o niezaburzonej strukturze /ryc.17 i 18/. Tuż przy ozie, od strony wschodniej, stwierdzono występowanie zasypanej piaskami sandrowymi rynny przyozowej. Warstwa gliny występuje tu na głębokości 2,5 m. Na obszarze sandru, dalej na wschód glina zalega pod fluwioglacjałem już na głębokości 1-0,5 m /ryc.17 i 18/. Ponieważ oz występuje na jednym z niższych poziomów sandrowych, określanym jako powierzchnia sandrowa erozyjna, powstaje pytanie, dlaczego nie został on zniszczony przez wody, które rozcięły wyższy poziom sandrowy ?

Oz musiał być kiedyś całkowicie zasypany przez materiały budujące starszy poziom sandrowy, występujący dziś w postaci ostańców leżących na wysokości 120-137 m n.p.m. Wydaje się, że można to tłumaczyć charakterystycznym położeniem wału ozowego. Od północy przylega on prawie bezpośrednio do wyższego poziomu sandrowego. Od zachodu chroniony był przed zniszczeniem przez bryły martwego lodu wypełniające rynną Gryżyny i jej obrzeżenie. Natomiast od wschodu wody płynące z kierunków N i NE, a więc prawie w osi ozu miały mniejszą siłę erozyjną, a być może - materiał bu-

dujący oz był bardziej odporny na erozję niż drobne materiały sandrowe.

#### 4. Rynny

Na opracowanym obszarze stosunkowo duży procent powierzchni zajmują formy rynnowe, często wypełnione jeziorami. Mamy tu dwa kierunki rynien NNE - SSW i N - S. Krawędzie tych form są najczęściej bardzo wyraźne i sięgają 10-40 m wysokości.

Największą rynną omawianego obszaru jest rynna biegnąca mniej więcej przez środek arkusza a kończąca się na jeziorze Nieskysz. Jest to przedłużenie dwóch rynien łączących się ze sobą koło wsi Staropole. Jedna z nich, o kierunku N - S biegnie od wsi Wysoka, a druga o kierunku NE - SW od jeziora Bukowieckiego przez Wyszarnowskie do Paklickiego. W obrębie arkusza, idąc od północy, szerokość rynny przekracza 2 km, w okolicy jeziora Lubie zwęża się do szerokości 1 km, a dopiero w obszarze jeziora Nieskysz, znów wyraźnie się rozszerza, osiągając 3 km szerokości. Ta duża szerokość powstała na skutek połączenia się w tym miejscu trzech rynien - rynny jeziora Nieskysz, Toporowskiej i jeziora Księžno. Kierunki połączonych rynien widoczne są bardzo wyraźnie w ukształtowaniu dna jeziora Nieskysz /ryc.8/.

Rynna jeziora Nieskysz, na całej swej długości, posiada bardzo wyraźne krawędzie o wysokościach wahających się w granicach 5-40 m. Są one rozcięte przez doliny wód roztopowych i sieć świeżych form erozyjnych. Opisywana rynna kończy się na jeziorze Nieskysz i jeziorze Jezioro, których południowe krawędzie sięgają 20 m wysokości. Krawędź jeziora Nieskysz w jej

południowo-wschodnim krańcu jest przecięta i wykorzystana przez rzeczkę Ołobok, odwadniająca jezioro Nieskysz do Odry. Dno rynny nie zajęte przez jeziora stanowi równą powierzchnię zajęta przeważnie przez równiny torfowe. Dno, poczynając od północnego krańca jeziora Nieskysz, opada w kierunku północnym od 79 m do 70 m w okolicy wsi Lubrza i 68 m n.p.m. w północnym krańcu arkusza. Ta część rynny łącznie z jeziorem Nieskysz odwadniana jest przez mały ciek bez nazwy w kierunku północnym przez Paklicę, Obrę do Warty. Widzimy więc, że jezioro Nieskysz odwadniane jest w dwóch kierunkach i stanowi swego rodzaju bifurkację.

Na obszarze arkusza w dnie rynny występują następujące jeziora: Nieskysz /lub Niesulice/, Jeziorko, Czarne /na E od jeziora Jeziorko/, Jeziorko /okolica wsi Mostki/, dwa jeziora bez nazwy, Lubie, Goszczno, Lubrza oraz część jeziora Paklicko Wielkie. W północnym krańcu rynny występuje włożony w nią w postaci pólek i ostańców, poziom sandrowy, który prawdopodobnie należy do sandru Zgniłej Obry.

Rynna jeziora Książno jest formą nie dużą, wcięta w powierzchnię sandru Ołoboku na głębokość 20-25 m. Ciągnie się ona z NE na SE i wpada do rynny jeziora Nieskysz. Długość jej wynosi około 3,5 km - a szerokość nie przekracza 750 m. Dno dosyć płaskie i zatorfione opada w kierunku jeziora Nieskysz od 82 do 79 m n.p.m. Krawędzie pocięte są przez sieć świeżych form erozyjnych. W północno-wschodnim krańcu opisywana rynna łączy się wąskim progłem z rynną jeziora Wilkowskiego.

W południowo-wschodnim krańcu arkusza występują trzy rynny łączące się w południowym krańcu arkusza w jedną rynnę biegnącą w południowo-za-

chodnim kierunku. Pierwsza z nich - to rynna jeziora Wilkowskiego. Ciągnie się z NNE na SSW i leży w całości w obrębie arkusza. Długość jej wynosi około 8 km. Szerokość w odcinku początkowym zajęтым przez jezioro Wilkowskie sięga 1,5 km, a dalej zwęża się i nie przekracza 750 m. W odcinku, w którym łączy się poprzez małą formę dolinną z rynną jeziora Nieskysz, rozszerza się do 1 km, a dalej zwęża się do 250 m i dzieli się na dwa ramiona. Ramię wschodnie szerokie jest na 60-70 m a zachodnie na 100-250 m.

Opisywana rynna w odcinku zajęтым przez jezioro Wilkowskie łączy się wąskim progiem z rynną jeziora Książno oraz z rynną Świebodzińską.

Krawędzie rynny, poczynając od jej początku, a kończąc na miejscu zmiany kierunku na NW-SE są bardzo wyraźne i sięgają miejscami 20 m. W dalszym biegu rynny krawędzie jej są również wyraźne, ale niższe i nigdzie nie przekraczają 10 m wysokości. Dno zajęte miejscami przez równiny torfowe opada od 79 m n.p.m. w swym krańcu NNE do 66 m n.p.m. w miejscu połączenia się z rynną Świebodzińską i Radoszyńską. W rynnice - oprócz jeziora Wilkowskiego, leży jezioro Czerniak. Wody z jeziora Wilkowskiego odpływają w kierunku SW, przepływają przez jezioro Czerniak i wpadają do Ołoboku, który wykorzystuje rynnę, poczynając od jeziora Czerniak i odprowadza owe wody bezpośrednio do Odry. Krawędzie rynny na całej swej długości pocięte są przez świeże formy erozyjne i doliny wód roztopowych. Szczególnie nasilenie występowania świeżych form erozyjnych widzimy w południowym odcinku rynny.

Rynna Świebodzińska, z którą rynna jeziora Wilkowskiego łączy się w odległości około 2,5 km na SE od wsi Łąki, ciągnie się z NE na SW i posiada około 44 km długości.

W obrębie arkusza widzimy jedynie kawałek tej rynny o długości 7 km. Szerokość jej nie przekracza nigdzie 500 m. Krawędzie, wysokie i wyraźne, sięgają gdzieś 15 m wysokości. W północno-wschodnim krańcu rynny, w miejscu połączenia się z rynną jeziora Wilkowskiego, występuje ostaniec sandrowy. Krawędzie w tym miejscu nie przekraczają 5 m wysokości. W rynnie leżą 4 jeziora: Iubich, Niedźwiedno, Łąki i Trzeboch. Dno rynny, silnie zatorfione opada w kierunku południowo-zachodnim od 78 m n.p.m. w krańcu północno-wschodnim do 66 m n.p.m. w miejscu połączenia się z rynnami jeziora Wilkowskiego i Radoszyńską. Na całej swej długości omawiana rynna odwadniana jest przez mały ciek, wpadający do Ołoboku. W swym południowo-zachodnim krańcu dzieli się ona na dwa ramiona, a po 1,5 km znów łączy się w jedną formę. Wschodnie ramię wypełnione jest prawie całkowicie przez jezioro Trzeboch. Ramię zachodnie jest węższe i posiada przewężenie w swej części środkowej. Prawdopodobnie występował tu rygiel, dziś przecięty przez rzeczkę Ołobok.

Trzecią rynną, łączącą się z dwoma powyżej opisanymi, jest rynna Radoszyńska /nazwa od wsi leżącej na krawędzi rynny/. Ciągnie się ona od wsi Chociule i biegnie w kierunku południowo-zachodnim, aż do miejsca połączenia się z rynną Świebodzińską. Na opisywanym arkuszu widzimy jej południowo-zachodni odcinek. Długość tego odcinka wynosi około 3 km. Szerokość jej nie przekracza 500 m, wysokość krawędzi sięga 10 m, a nachylenie stoków - 28°. Koło wsi Radoszyn w dnie rynny występuje ostaniec powierzchni erozyjnej wód sandrowych oraz ostaniec sandrowy.

Rynna odwadniana jest przez mały ciek do Ołoboku. Dno jej, które jest płaskie i zatorfione,

opada od 75,5 m n.p.m. do 66,0 m n.p.m. w miejscu połączenia się z rynną Świebodzińską.

W zachodniej części arkusza, nieco poniżej jego środka, leży południowo-wschodni odcinek rynny jezior Kosobudzkich, Dziarg i Postomie; dla uproszczenia rynnę nazwano Kosobudzką. W obrębie arkusza długość rynny sięga 2 km, szerokość od 100-600 m. Rynna biegnie z NW na SE. Krawędzie sięgają 5-15 m wysokości, a nachylenie stoków waha się w granicach 10-30°. W dnie występują liczne progi oddzielające poszczególne zagłębienia wypełnione jeziorami. Około 200 m na NW od jeziora Kosobudzkiego leży źródło rzeczki Konotop. Rzeczka ta bierze swój początek z podmokłego i zatorfionego dna rynny, przepływa przez jezioro Dziarg i płynie w kierunku północno-zachodnim. Jest to dopływ rzeki Pliszki. Dno rynny zalega na wysokości 85-89 m n.p.m. W południowo-wschodnim krańcu dno rynny przechodzi połączonym zboczem w otaczający ją poziom sandrowy. Krawędzie rynny, o przebiegu nieregularnym, pocięte są w wielu miejscach dolinkami erozyjnymi. Szczególnie pocięta jest krawędź północno-wschodnia, a to dlatego, że jest wyższa o około 5 m od krawędzi południowo-zachodniej. Przedłużeniem omawianej rynny w kierunku NW jest prawdopodobnie rynna Torzymska.

Następną rynną występującą na omawianym arkuszu jest rynna jezior Łagowskiego i Ciecz, która jest klasycznym przykładem rynny subglacialnej. Biegnie z północy na południe. W swym północnym krańcu łączy się dwoma, zawieszonymi w stosunku do niej, obniżeniami z rynną jezior Buszno i Buszenko. Lustra wody tych jezior leżą na wysokości 132,5-131,0 m n.p.m. Jeziora te odwadniane są przez rzeczkę Jeziorną do Obry. Wody jezior Łagowskiego i Ciecz odprowadzane są

przez rzeczkę Łagowę do Pliszki. W swym krańcu południowym rynna kończy się wrotami sandrowymi, przez które materiał wynoszony był na poziom sandru Pliszki. Poziom dna rynny w jej krańcu południowym przechodzi bez jakichkolwiek załamania w poziom sandru Pliszki, co oznacza, że jest tego samego wieku co sandr.

Kształt rynny jest kręty ale z brzegami przebiegającymi równolegle. Jeziora zajmujące prawie całe dno rynny przypominają głęboko wciętą, wijącą się rzekę. Północna część rynny wcięta jest w najwyższe partie spiętrzonej moreny czołowej Łagowskiej z kulminacjami Bukowca - 227 m n.p.m. i góry Trześniowskiej - 226 m n.p.m. Mniej więcej w okolicy Łagowa rynna opuszcza strefę moreny czołowej i przecina najwyższy poziom sandrowy, leżący tu na wysokości 132-140 m n.p.m. Krawędzie jej są bardzo wyraźne i sięgają od 10 m w południowym krańcu do 80 m w krańcu północnym.

Nachylenia zboczy są silne i wahają się w granicach 12-35°. Szerokość rynny nie przekracza 600 m - średnio 300 m. Poziom lustra wody w obu jeziorach leży na wysokości 106 m n.p.m. Łączna długość tafli wodnej wynosi 14 km, w linii prostej - 9 km. Morfologię den obu jezior charakteryzują baseny oddzielone od siebie wysokimi, zanurzonymi progami. Jezioro Ciecz posiada ich 5, a Łagowskie 2. Uderzającą w przypadku obu jezior jest różnica ich głębokości maksymalnych i średnich. Podczas gdy jezioro Ciecz ma 56 m głębokości maksymalnej i 25,1 m głębokości średniej, to jezioro Łagowskie ma zaledwie 14,8 m głębokości maksymalnej i 8,2 m głębokości średniej /39%. Jezioro Ciecz jest najgłębszym jeziorem tak na Wysoczyźnie Lubuskiej, jak i w całej Wielkopolsce, a także jednym z najgłębszych jezior polskich. Również średnie nachylenie dna jeziora jest stosunkowo du-

że i wynosi ponad  $13^{\circ}$  /39/. Pomiędzy szczytem Bukowca 227 m n.p.m. a największą głębokością jeziora Ciecz, na przestrzeni niespełna 3 km, zachodzą bardzo duże deniwelacje, sięgające 177 m.

Z omawianą rynną od strony wschodniej, na wysokości jeziora Łagowskiego, łączy się rynna jeziora Czarnej Wody. Biegnie ona z północ-wschodu na południo-zachód i jest zawieszona w stosunku do poziomu lustra wody w jeziorze Łagowskim. Stanowiła ona prawdopodobnie jej dopływ w okresie, gdy w rymie Łagowskiej poziom wód był wyższy. Obecnie na przeciw jej ujścia na dnie jeziora Łagowskiego występuje podwodna wysepka, a po zachodniej stronie jeziora zaznacza się wyraźna zatoka. Krawędzie rynny sięgają 30 m wysokości, nachylenia stoków  $33^{\circ}$ , szerokość nie przekracza 350 m, a długość wynosi około 5 km. Początek jej leży o niecały kilometr na WNW od stacji kolejowej w Sieniawie. Dno rynny opada wyraźnie w kierunku jeziora Łagowskiego. W odległości około 1 km od połączenia się obu rynien w południowej krawędzi rynny jeziora Czarnej Wody występuje wyraźne obniżenie, z którego bierze początek dolinka sandrowa, rozszerzająca się dalej na południe w obszar sandru Toporowskiego, leżącego na wysokości 110-118 m n.p.m. Wysokie krawędzie i strome zbocza obu omawianych rynien tworzą dogodne warunki dla rozwoju świeżych form erozyjnych, to też pocięte są gęstą siecią dolin, dolinek i wąwozów.

Następną rynną, dziewiątą z kolei, jest rynna Toporowska. Ciągnie się ona od wsi Toporów w kierunku południowo-wschodnim. Przed wsią Niedźwiedź skręca gwałtownie na NNE i wpada do rynny jeziora Nieskysz. Łączna jej długość sięga 9 km. Na odcinku do wsi Niedźwiedź dno jej jest mało



urozmaicone i leży na wysokości około 108-105 m n.p.m. Gdzieniegdzie występują równiny torfowe. Szerokość rynny nie przekracza 250 m i jest ona na całej długości prawie równa. Jedynie w odcinku środkowym, gdzie rynna przebiega między najwyższym, a średnim poziomem sandrowym, szerokość jej maleje do 50-100 m. Krawędzie rynny są bardzo wyraźne i sięgają od 5 m w okolicy Toporowa do ponad 15 m w obszarze najwyższego poziomu sandrowego. W okolicy wsi Niedźwiedz w dnie rynny występują progi i ostańce, leżące na wysokości 111-112 m n.p.m. Za wsią dno rynny opada wyraźnie w kierunku południowo-wschodnim od 95-85 m n.p.m. i zajęte jest prawie na całej powierzchni przez równiny torfowe. Progi, ostańce i zagłębienia bezodpływowe występują ponownie w miejscu, gdzie rynna zmienia kierunek na NNE. W pobliżu ujścia rynny do rynny jeziora Niesłysz, krawędzie osiągnęły najwyższe wysokości, bo prawie 30 m. Tu rynna graniczy z odosobnionym wzgórzem, zaliczonym do najwyższego poziomu sandrowego. Nachylenia stoków w rynnie wahają się w granicach 12-35°. W paru wypadkach w krawędziach rynny występują obniżenia, połączone dolinkami z leżącym dalej na południe niższym poziomem sandrowym.

Dziesiątą rynną występującą na badanym obszarze jest tzw. rynna Gryżyny. Jest to forma bardzo wyraźna, silnie wcięta w otaczający ją poziom sandrowy. Różnice wysokości między dnem rynny a powierzchnią sandrową sięgają ponad 30 m. Zbocza pochylone są silnie sięgając 40°. Od wschodu i północy przylega do niej dwukilometrowej szerokości pas zajęty przez dużą ilość zagłębień wytopiskowych. W dnie rynny, silnie zatorfionym, występują liczne jeziora, m.in.: Kałek, Słodkie, Jelito itd.

Rynna jest formą pokaźną, ciągnącą się z północy na południe. Zaczyna się koło wsi Gryżyny, a kończy w terasach Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej. Długość jej wynosi 12 km. W obrębie arkusza widzimy jej początkowy odcinek o długości około 2,5 km i szerokości 1 km. Dno leżące na wysokości 59-63 m n.p.m. zajmują równiny torfowe o dużej miąższości torfu. W obrębie rynny występuje ostaniec sandrowy o powierzchni leżącej na wysokości 86-90 m n.p.m., a więc nieco niżej, niż otaczający rynnę poziom sandrowy. Między ostańcem, a wschodnią krawędzią rynny leży jeszcze niższa powierzchnia sandrowa, o wysokościach 75-80 m n.p.m. Na powierzchni tej występuje obniżenie zajęte przez jezioro Kałek, o lustrze wody leżącym na wysokości 61,7 m n.p.m., a więc o 20 m niżej od poziomu sandrowego, leżącego w rynnach i 35 m niżej otaczającego rynnę sandru, którego powierzchnia leży na wysokości 92-96 m n.p.m. Omawiana rynna wraz z obszarem ją otaczającym została bardzo dokładnie opisana przez B.Dammera /6/.

Wszystkie opisane powyżej rynny są rynnami subglacjalnymi. Powstały prawdopodobnie w okresie wycofywania się lądolodu ze stadiału Leszczyńskiego na Poznański. W okresie sypania powierzchni sandrowych zostały zasypane materiałami piaszczysto-żwirowymi. Fakt występowania rynien w dzisiejszych powierzchniach sandrowych tłumaczyć można za Woldstedt'em /44/, konserwującą działalnością lodu martwego.

## 5. Doliny wód roztopowych

Formy tego typu występują dość często na badanym arkuszu. Powstały one na skutek działalności erozyjnej wód roztopowych żywego lądolodu oraz wód roztopowych lodów martwych.

O dużej roli lodu martwego w kształtowaniu rzeźby omawianego obszaru, świadczy wielka ilość zagłębień wytopiskowych i rynien występujących na powierzchniach sandrowych. Prawie wszystkie doliny wód roztopowych występujące na arkuszu Toporów związane są z obszarami wytopiskowymi, a więc zawdzięczają swe powstanie erozyjnej działalności wód roztopowych lodów martwych. Tworzą one całe systemy dolin i dolinek łączących szeregi zagłębień wytopiskowych. Bardzo często zagłębienia wytopiskowe występują jeszcze dziś w ich płaskich i zabagnionych dnach.

Największą doliną tego typu jest dolina występująca mniej więcej w środku północnej części arkusza. Powstanie swe zawdzięcza prawdopodobnie działalności erozyjnej wód roztopowych żywego lądolodu. Początek tej doliny leży na arkuszu 1:50 000 Łągów, w strefie moreny czołowej spiętrzonej. W dalszym swym biegu przecina poziomy sandrów Toporowski, Ołoboku i wylatuje na półkę sandrową, leżącą w rynn timer jeziora Nieskysz. Odcinek początkowy omawianej doliny leży przy szosie, w połowie drogi między Sieniąwą, a Zelechowem. Dno jej leży tu na wysokości 106 m n.p.m. Długość całej doliny wynosi około 8 km, a szerokość oscyluje w granicach 250-500 m. Wysokość krawędzi sięga 16-20 m, a nachylenia stoków wahają się w granicach 8-20°. Biegnie z północno-zachodu na południo-wschód. Spadek dna jest dość duży. Wysokości bezwzględne na przestrzeni 8 km opadają od 106 do 79 m n.p.m. Dziś doliną płynie rzeczka Zelechowanika. W swym dolnym biegu rzeczka ta przecina sandr włożony w rynn timer jeziora Nieskysz i wpada do jeziora Goszcz. Z dnem omawianej doliny wód roztopowych korespondują dna dolin bocznych. Są to doliny mniejsze, węższe, o większych spadkach i silniej nachylnych stokach. Dwie z nich biorą swój początek z

dużych form wytopiskowych. Krawędzie doliny głównej jak i dolin bocznych pocięte są przez bogatą sieć świeżych form erozyjnych.

Duże systemy dolin wód roztopowych występują na obszarze sandru Toporowskiego oraz na sandrze Ołoboku między Wilkowem a Lubrzą. Doliny te związane są wyłącznie z erozyjną działalnością wód roztopowych lodów martwych.

Na powierzchni sandru Toporowskiego występuje duże obniżenie wytopiskowe o płaskim dnie z szeregiem mniejszych form wytopiskowych. Ta duża forma ma około 2,5 km długości, 250-750 m szerokości, krawędzie jej nie przekraczają 5 m wysokości, a nachylenie stoków waha się w granicach  $2-8^{\circ}$ .

Do opisanego obniżenia wpadają 4 doliny wód roztopowych. Długości ich sięgają 3 km, szerokości 250 m, krawędzie nie przekraczają 5 m wysokości, a nachylenia stoków wahają się w granicach  $2-10^{\circ}$ . W dnach występują liczne małe zagłębienia wytopiskowe. Jedna z dolin w swym źródłowym odcinku posiada szerokie obniżenie wytopiskowe, niegdyś bezodpływowe, dziś wciągnięte w system odwodnienia dolinnego. Wody spływające dolinami do obniżenia, odpływały z niego formą dolinną do rynny jeziora Nieskysz. Dolina ta - o długości 3 km, przecina sandr Toporowski, częściowo sandr Ołoboku i uchodzi w poziomie dzisiejszego dna rynny. Szerokość doliny nie przekracza 250 m, wysokość krawędzi sięga 10-13 m, a nachylenia stoków wahają się w granicach  $8-18^{\circ}$ . Spadek dna jest znaczny, bo sięga 18 m na 3 km długości. Spadki den dolin wpadających do obniżenia, leżącego na 99 m n.p.m. też są duże, bo na odcinku 3 km opadają o 12-18 i 20 m.

System dolin, leżący na sandrze Ołoboku, po wschodniej stronie rynny jeziora Nieskysz, pod

względem genetycznym jest identyczny z systemem dolin opisanym powyżej. Doliny te łączą szereg zagłębień wytopiskowych, a w miejscach ich przecinania posiadają w swym biegu charakterystyczne rozszerzenia o płaskich i zabagnionych dnach. W jednej z dolin opisywanego systemu leży jezioro Pień. Jest to jezioro typu wytopiskowego, o lustrze wody zalegającym na wysokości 181,7 m n.p.m.

Opisywany system dolin odwadniany jest w dwóch kierunkach: w kierunku północno-wschodnim - do rynny jeziora Wilkowskiego i północnym - do rynny jeziora Niesłysz.

Na opisywanym arkuszu występuje jeszcze kilka pojedynczych, mniejszych dolin wód roztopowych. Przecinają one różne poziomy sandrowe i uchodzą przeważnie do rynien.

## 6. Erozyjne równiny wód sandrowych

Do tego typu form zaliczono jedynie powierzchnię ostańca, leżącego w rynnie Radoszyńskiej. Powierzchnia ta, zbudowana z gliny morenowej z wyraźnymi śladami rozmycia, niegdyś przykryta była materiałem fluwioglacjalnym, który został tu całkowicie rozmyty. Przykrywające glinę morenową materiały fluwioglacjalne o nie dużej miąższości spotyka się na całym obszarze otaczającym rynnę Radoszyńską.

## 7. Zagłębienia po martwym lodzie

Zagłębienia po martwym lodzie, tak zwane wytopiska są spotykane bardzo często na omawianym terenie i to przeważnie na obszarach niższych poziomów sandrowych. Zasadniczo rozsiane są na całym obszarze. Możemy jednak wyróżnić

kilka ich wyraźnych skupisk. Pierwsze występują nad północno-zachodnią krawędzią rynny jeziora Łagowskiego. Analizując mapkę hipsometryczną tego niewielkiego obszaru łatwo stwierdzić, że wysokości bezwzględne sięgają tu 140 m n.p.m., a względne 18 m /ryc.19/. Punkty kulminacyjne leżą mniej więcej na tej samej wysokości. Widać też wyraźnie, że obszar rozcinają południkowe i równoleżnikowe obniżenia, w których występują przegłębienia o głębokościach sięgających 8 m i nachyleniach zboczy wahających się w granicach 6-26°. Reszta terenu zajęta jest przez szereg mniejszych i większych zagłębień wytopiskowych o kształtach lejów i wanien. Głębokości ich sięgają od 3-18 m, a nachylenia zboczy oscylują w granicach 8-38°.

Między poszczególnymi zagłębieniami występują przełęczki, coraz wyraźniejsze w miarę posuwania się w kierunku obniżenia terenowego, jakim jest rynna jeziora Łagowskiego. Materiał budujący ten obszar to żwiry i piaski zwałowe, glina zwałowa oraz mułki, piaski i żwiry fluwioglacjalne,

W dnach zagłębień występują szaro-białe mułki oraz pokłady torfu, a czasem występuje w nich woda. Badania strukturalne i teksturalne, przeprowadzone w niektórych zagłębieniach, wykazały ułożenie materiału typowe dla form wytopiskowych, powstałych na skutek wytopienia się brył martwego lodu, zasypanych całkowicie przez materiały bezpośrednioj akumulacji lądolodu jak i jego wód roztopowych /50/.

Niektóre obniżenia południkowe i równoleżnikowe przecinające strefę wytopiskową są pochodzenia erozyjnego. Są to wąskie na 30-60 m

doliny V kształtne, głębokie na 10-12 m, o zboczach nachylonych pod kątem sięgającym  $40^{\circ}$ , długie na paręset metrów lub parę kilometrów. Często są bezodpływowe i kończą się na większych zagłębieniach wytopiskowych. Niektóre są już wciągnięte w system odwodnienia, mając swe ujście w rynnie jeziora Łagowskiego.

Drugie większe skupisko zagłębień wytopiskowych leży na powierzchni sandru Toporowskiego. Widzimy tu kilka mniejszych grup zagłębień wytopiskowych, często otaczających ostańce najwyższego poziomu sandrowego. Zagłębienia mają przeważnie kształt mis i wanien o długości sięgającej 500 m, szerokości od 50-250 m, głębokości 2-5 m i nachyleniu stoków w granicach  $6-18^{\circ}$ . Zagłębienia te występują również w dnach dolin wód roztopowych. Doliny te powstały prawdopodobnie dzięki erozji wód z topiących się brył martwego lodu, który musiał tu zalegać w dość dużych płatach. Świadczą o tym rozległe obniżenia występujące w osiach dolin wód roztopowych, wciągnięte dziś w ich system odwodnienia.

Trzecie skupisko omawianych zagłębień znajduje się na jednym z niższych poziomów sandrowych, między północno-wschodnią krawędzią rynny jezior Kosobudzkich a krawędzią sandru Toporowskiego. Występuje tu około 30 zagłębień wytopiskowych o różnych kształtach i rozmiarach nie odbiegających w niczym od rozmiarów form opisanych powyżej.

Czwarty obszar, to obrzeżenie rynny Gryżyńskiej. Krajobraz tego obszaru do złudzenia przypomina krajobraz wytopiskowy z okolicy Łagowa. Występuje tu olbrzymia ilość zagłębien bezodpływowych, skupiona na niewielkiej powierzchni. Rynna Gryżyny i związanemu z nią obszarowi zagłęb-

bień bezodpływowych poświęcił swą pracę B. Damer /6/, dając dokładny opis morfologii terenu i podając sugestie genetyczne dotyczące tych form. Uważa on, że większość zagłębień bezodpływowych tego terenu to formy eworsyjne.

Następne dwa skupiska zagłębień wytopiskowych występują we wschodniej części arkusza. Pierwszy z nich leży na północ od jeziora Wilkowskiego na powierzchni sandru Ołoboku. Przeważają tu formy średniej wielkości, wymiarami i kształtem nie odbiegają w niczym od normalnie spotykanych. Drugie skupisko na sandrze Ołoboku, a szóste na arkuszu Toporów, leży na południo-wschód od jeziora Nieszysz, między rynnami: jeziora Wilkowskiego, Świebodzińską i Radoszyńską. Formy tu występujące są małe i płytkie.

Jak wynika z powyższego opisu wszystkie zagłębienia bezodpływowe występujące na arkuszu Toporów są formami wytopiskowymi. Powstały one na skutek wytopienia się brył martwego lodu całkowicie lub częściowo zasypanych przez materiały fluwioglacjalne. Jak się okazało, większe skupiska zagłębień wytopiskowych występują najczęściej w najbliższym sąsiedztwie rynien subglacjalnych.

#### 8. Wydmny o regularnych i nieregularnych kształtach

Formy wydymowe występują na powierzchni sandru Ołoboku i poziomym sandrowego przylegającego od zachodu do rynny Gryżyńskiej. Są to pojedyncze formy o długości 250-500 m i wysokościach sięgających 4-6 m. Reprezentują one formy wałowe i paraboliczne z typowym zróżnicowaniem na stoki proksymalne i dystalne oraz



z charakterystycznym materiałem. Występuje też jedna wydma o kształcie nieregularnym.

Masę ziarnistą omawianych wydym buduje w przeważającej mierze drobnoziarnisty piasek kwarcowy. Badania strukturalne w wydmach pozwoliły ustalić kierunek siły morfotwórczej, którą był wiatr wiejący z kierunku zachodniego. B. Dammer większość z opisanych form wydmych zaznaczył na swej mapie geologiczno-morfologicznej, jako wały ozowe /5, 6/.

#### 9. Dolinki i młode rozcięcia erozyjne oraz stożki napływowe

Holocenińska działalność erozyjna zaznaczyła się w rzeźbie omawianego terenu serią młodych rozcięć erozyjnych i odpowiadającym im stożkom napływowym. Tną one krawędzie i stoki moren czołowych, poziomów sandrowych, rynien, wytopisk i dolin. Część ich uchodzi w poziomie swej "bazy erozyjnej" bez widocznych stożków, inne kończą się nimi bardzo wyraźnie. Możemy je podzielić na dwie grupy:

1. rozcięcia najmłodsze - rozmiarami najmniejsze, formą najświeższe. Występują na stokach silnie nachylonych i kończą się w przewodzie stożkami napływowymi. Nachylenia stoków sięgają  $50^{\circ}$ . Krawędzie są wysokie i ostro zarysowane. Profil poprzeczny jest V kształtny, lub o prawie pionowych ścianach i płaskim dnie. Długości ich wahają się w granicach 5-500 m. Szerokości nie przekraczają kilkudziesięciu metrów.
2. Dolinki erozyjne - są to formy starsze, dochodzące do paru kilometrów długości, szerokie na 100-300 m. Krawędzie ich są niższe, a nachylenia stoków mniejsze /18-32°/.

Profil poprzeczny przypomina rozplaszczoną literę V lub U. Stożki napływowe u wylotu tych dolin zaznaczają się zazwyczaj bardzo niewyraźnie - wchodzą w skład deluwiiów stoku.

Obie wyżej opisane grupy świeżych rozcięć holocenijskich, zawdzięczają swe powstanie erozji wód okresowych - ulew i roztopów. Tylko niektóre z nich stale prowadzą wodę. Decydującą rolę w powstawaniu świeżych form erozyjnych mają: wielkość spadku, materiał budujący stok, pokrycie szatą roślinną - no i oczywiście ilość i nasilenie opadów.

Najbardziej typowym przykładem świeżej dolinki holocenijskiej jest dolina wycięta w północnych zboczach moreny czołowej, sterczącej na południe od jeziora Paklicko Wielkie. Nacina ona zbocza moreny, powierzchnię sandrową i kończy się ogromnym stożkiem napływowym, na poziomie sandru włożonego w rynnę jezior Niesłysz i Paklicko Wielkie, Stożek tej doliny łączy się ze stożkami przyległych mniejszych dolinek, Dziś jest on przecięty, a wody okresowe uchodzą obecnie do jeziora Paklicko Wielkie - którego lustro wody leży na wysokości 65 m n.p.m. Omawiana dolina posiada ponad 2,5 km długości i 50-250 m szerokości. Profil poprzeczny jest V kształtny, krawędzie sięgają ponad 10 m wysokości a stoki nachylone są pod kątem 12-40°. Spadek dna wynosi 40 m na 2,5 km, a biorąc pod uwagę najświeższe rozcięcie stożka - dochodzi nawet do 60 m /źródłowy odcinek doliny leży na wysokości 124 m n.p.m., a ujściowy na 65 m n.p.m.7.

## 10. Klif

Na opracowywanym arkuszu klif zaznacza się wyraźnie jedynie w południowo-zachodnim brze-

gu jeziora Paklicko Wielkie. Wysokość zbocza o charakterze klifowym wynosi tu około 5-8 m. Nachylenie ściany sięga 70°. Oddalenie klifu o około 50-80 m od granicy lustra wody, świadczy o tworzeniu się go w okresie, gdy poziom wód był wyższy. Dziś klif jest podmywany jedynie w niektórych odcinkach w czasie gwałtownych burz i silnych wiatrów.

#### IV. PRÓBA USTALENIA MORFOGENEZY

Dość szczegółowe badania geomorfologiczne przeprowadzone przez J. Procherę, W. Stankowskiego i autora niniejszych objaśnień oraz dorobek wcześniejszy badaczy niemieckich i polskich, pozwoliły zebrać pewną ilość obserwacji, które rzucają nieco światła na morfogenezę tego małego wycinka Wysoczyzny Lubuskiej. Wycinek ten szczegółowo skartowany, jest niestety zbyt mały i nie pozwala na wyciągnięcie bardziej szczegółowych wniosków dotyczących morfogenezy. Tym bardziej, że badania autorów wprowadziły duże zmiany w klasyfikacji form w porównaniu z mapami B. Dammer'a i B. Krygowskiego /5, 20/. Wyróżnione i zaznaczone na arkuszu Toporów skrawki różnych poziomów sandrowych, bez zbadania ich całych powierzchni, a szczególnie bez powiązania ich z morenami czołowymi, nie mogą być wydatowane. Trudności zwiększa fakt braku w dotychczasowych opracowaniach jakichkolwiek prób przedstawienie morfogenezy szerszego obszaru. Jedynie G. Schülz i F. Zeuner dają bardzo krótki opis historii rozwoju form powierzchniowych i klimatu /47/. Niestety omawiają oni jedynie najniższe poziomy sandrowe Wysoczyzny -- sandry:

Ilanki, Pliszki i Zgniłej Obry, natomiast nie mówią nic o poziomach wyższych, chociażby o tych, które zaznacza na swej mapie B. Dammer /5/. Twierdzą oni, że główne rysy rzeźby Wyso-czynny istniały już pod lądolodem Bałtyckim. Rzeźbę podlodowcową wiążą w dużej mierze z działalnością tektoniki właściwej z okresu plejstocenu i wcześniejszych. Ciągu moren Swiebodzińskich nie uważają za moreny, a za formy wypiętrzone tektonicznie i tylko częś-ciwio zaburzone glacitektonicznie. Twierdzą również /zdaniem autora skusznie/, że moreny czołowe na obszarze między Stadiałami Leszczyń-skim, a Poznańskim są bardzo rzadko spotykane. Przyjmują natomiast występowanie na tym tere-nie dużej ilości pokaźnych brył lodu martwego. Położenie linii moren czołowych Stadiału Po-znańskiego określają przy pomocy źródłowych odcinków dolin sandrowych. Twierdzą, że cofnię-cie się lądolodu na linię Stadiału Poznańskie-go nastąpiło bardzo szybko. Wycofanie się i rozpad na pola lodów martwych przyspieszyła ekspozycja południowa terenu.

Przystępując do próby przedstawienia mor-fogenezy opracowanego terenu pragnę zaznaczyć, że będzie ona oparta jedynie na przesłankach morfologicznych. Ten fakt jak i zastrzeżenia podane uprzednio, pozwalają jedynie na wysu-nięcie pewnych przypuszczeń i postawienie prob-lemów.

Wszelkie formy występujące na obszarze le-żącym między stadiałami Leszczyńskim a Poznań-skim, powstały dzięki akumulacji i erozji za-równo samego lądolodu Bałtyckiego jak i jego wód roztopowych. Powstawały one w okresach: po-stoju lądolodu na linii Stadiału Leszczyńskie-go, recesji na linię Stadiału Poznańskiego, częstych i silnych oscylacji w obszarze tak

zwanej moreny czołowej Łagowskiej oraz w czasie postoju na linii Stadiału Poznańskiego. Stadiał ten, jak się przyjmuje, biegnie na linii: Słubice - Sulęcín - Pniewy /10, 21, 43/.

Według B.Krygowskiego zasięg stadiału Leszczyńskiego ma silne powiązanie z ukształtowaniem powierzchni podplejstoczeńskiej /21/. Na mapach B.Krygowskiego /20/ i A.Kowalskiej /24/ w powierzchni tej widać wyraźnie szereg obniżeń i wyniesień, a między innymi obniżenie Obrzańskie i wyniosłość Lubuską. B.Krygowski stwierdza, że lądolód wchodząc w obniżenie Obrzańskie, miał większą masę i drogę bez przeszkód, dlatego też wsunął się swym lobem daleko na południe, aż po Wschowę. Natomiast na linii wyniosłości Lubuskiej musiał stracić dużo energii na jej pokonanie i dlatego sięgnął tylko po Zieloną Górę /21/. O istnieniu lobu Obry świadczą między innymi kierunki rynien /26/. Biegają one na tym terenie z północ- -wschodu na południo-zachód.

B.Krygowski /21/ zastanawia się również nad tym, czy lob Obry jest przetrwałym elementem lądolodu stadiału Leszczyńskiego, czy też lobem, który wsunął się w istniejące obniżenie Obrzańskie z linii czołowo-morenowej stadiału Poznańskiego? Lob ten byłby wtedy elementem lądolodu stadiału Poznańskiego, młodszym od niego. Ponieważ do tej chwili brak przekonujących dowodów na jedną lub drugą hipotezę, kwestia ta jest na razie otwartą.

Ciąg moren czołowych Świebodzińsko-Sulechowskich, jest moreną czołową spiętrzoną /5/. Uważa się, że powstał on dzięki działaniu zachodniego skrzydła lobu Obry. Wschodnie skrzydło tego lobu opierało się o krawędź staroplejstoczeńskiego ostańca Lwówecko-Rakoniewieckiego. Przyjmuje się, że główny nacisk lądolodu szedł

w kierunku południowo-zachodnim /21/. Wymieniony ciąg morenowy o przebiegu NW-SE łączy się w swym północno-zachodnim krańcu z moreną czołową Łagowską. W okolicy wsi Lubrza przerwany jest przez szeroką rynną biegnącą od wsi Staropole po jeziora Paklicko Wielkie i Niesłysz. W rynnach tej występuje poziom sandrowy łączący się dalej na wschód z sandrem Zgniłej Obry.

Omawiany arkusz Toporów, leży mniej więcej na kontakcie moren czołowych Łagowskich i Świebodzińsko-Sulechowskich z sandrami, ciągnącymi się na południe i południo-zachód od nich.

Przystępując do przedstawienia chronologii zjawisk występujących na badanym arkuszu, należy przyjąć, że lądolód Bałtycki w trakcie recesji ze stadiału Leszczyńskiego, wycofał się szybciej z obszarów leżących na południe od wyniosłości Lubuskiej, niż z obniżenia Obrzańskie-go /47, 21/.

Ekspozycja południowa wyniosłości Lubuskiej pokrytej utworami starszych zlodowaceń spowodowała szybki rozpad mas lodowych na szereg płatów i brył lodu martwego. Natomiast na obszarze obniżenia Obrzańskie-go lądolód cofał się powoli i nie pozostawił po sobie dużej ilości lodów martwych /21/.

Według badań autora na terenie między Stadiąłem Leszczyńskim, a morenami Łagowską i Świebodzińsko-Sulechowską, brak jest tu jakichkolwiek moren recesyjnych. Wszelkie formy występujące na tym obszarze zawdzięczają zasadniczo swe powstanie akumulacyjnej i erozyjnej działalności wód lodowcowych. Wielką rolę w kształtowaniu dzisiejszej rzeźby, odegrały też olbrzymie masy martwego lodu zagrzebane całkowicie, lub częściowo w materiałach fluwioglacjalnych. Pewną

rolę odegrały też formy powstałe w czasie wcześniejszych zlodowaceń oraz rzeźba podplejstoczeńska.

Na omawianym arkuszu formami o założeniu najstarszym są rynny, w przewodzie subglacjalne /42, 44, 25/. Powstały one prawdopodobnie w okresie postępu lądolodu na linii stadiału Leszczyńskiego i w czasie recesji na linię moren Łagowskiej i Świebodzińsko-Sulechowskiej. Wycięte zostały w powierzchni denno-morenowej, zalegającej na badanym arkuszu na wysokości 80-90-98 m n.p.m. Morena denna zbudowana z gliny żwawej o miąższości nie przekraczającej 3-5 m, zalega na niezaburzonych piaskach dolnych. Jest ~~całkowicie~~ prawie na całej powierzchni przykryta materiałami fluwioglacjalnymi o różnej miąższości. Jedynie w południowo-wschodnim krańcu arkusza wychodzi miejscami na powierzchnię. W północnej części arkusza, szczególnie w okolicy rynny Łagowskiej, glina zalega wyżej i wykazuje wyraźne cechy zaburzeń glacitektonicznych. Niestety, nie wiadomo, czy jest to glina bałtycka czy też starsza.

W czasie powstawania rynien prawdopodobnie powstał też oz gryżyński. Po powstaniu rynien i formy ozowej lądolód wycofał się na linię moren ozołowych Łagowskich, pozostawiając po sobie masy martwego lodu. W czasie oscylacji spowodowanych zmianami klimatycznymi powstać musiała najpierw morena Pożrzadko, a następnie reszta moreny Łagowskiej. W tym czasie powstały też rynny jeziora Łagowskiego, Ciecz, Czarnej Wody i północny odcinek rynny jeziora Nieszysz. Z moreną Łagowską łączy się najwyższy poziom sandrowy, występujący na arkuszu Toporów w postaci mniejszych i większych wzgórz i "płaskowyży", których wysokości bezwzględne opadają zasadni-

czo w kierunku południowym i południowo-wschodnim. Wyjątek stanowi tu wzgórze Węgrzyńca, sięgające wysokością poziomu moreny czołowej. Geneza tego wzgórza, zaliczonego na podstawie powierzchniowych badań geologicznych i strukturalnych do najwyższego poziomu sandrowego, jest zasadniczo kwestią otwartą. Przyjmując opisane formy za resztki najwyższego poziomu sandrowego, musimy przyjąć, że cały obszar leżący na południe od moren Łagowskich zasłany moreną denną, pocięty przez rynny i usiany masami martwego lodu, został zasypany całkowicie przez materiały fluwioglacjalne. Powstał w ten sposób olbrzymi stożek sandrowy dość stromo opadający w kierunku SW, S i SE.

Młodszą powierzchnią wyciętą w powierzchni sandru starszego, jest powierzchnia sandru Toporowskiego. Powstała ona dzięki wodom roztopowym lądolodu, który przesunął się nieco bardziej na północ i zatrzymał się prawdopodobnie w miejscu najwyższych obecnie wyniesień moren Łagowskich. Wody wypływały z obniżenia w krawędzi rynny jeziora Czarnej Wody oraz z moren czołowych okolic Sieniawy i nie zniszczyły całkowicie poziomu najwyższego. Dzisiejsza powierzchnia sandru Toporowskiego, stanowi jedynie jego formę ostańcową. Powierzchnia ta rozprzestrzeniła się niegdyś o wiele dalej na południe, południowy-wschód i południowy-zachód.

Następny etap rozwoju rzeźby omawianego obszaru, to prawdopodobnie powstanie poziomu sandru Ołoboku. Sandr ten odgraniczony jest od sandrów najwyższego i Toporowskiego wyraźnymi erozyjnymi krawędziami, a więc jest od nich młodszy. Sandr ten prawdopodobnie związany jest genetycznie z moreną czołową Świebodzińską-Sulechowską. W związku z tym morena ta



jest młodszą od moreny Łagowskiej, z którą związane są poziomy sandrów najwyższego i Toporowskiego. Jeżeli moreny Łagowskie zaliczymy do stadiału Poznańskiego, to moreny Świebodzińsko-Sulechowskie należałyby do lobu, który wkroczył ponownie w obniżenie Obrzańskie z linii stadiału Poznańskiego, a nie należałyby do przetrwałego elementu lądolodu Leszczyńskiego /21/.

W zachodniej części arkusza występuje wyraźna erozyjna krawędź oddzielająca poziom sandru Ołoboku od wyższych poziomów sandrowych. Biegnie ona z północno-zachodu na południo-wschód. Musiała być wycięta przez wody płynące z tego samego kierunku, a więc przez wody nie należące do topniejącego lobu Obry, z którym związane są moreny Świebodzińsko-Sulechowskie. Z tego wynika, że poziom sandru Ołoboku zawdzięcza swe powstanie działalności erozyjno-akumulacyjnej wód płynących z kierunku północno-wschodniego, a więc z linii moren czołowych Świebodzińsko-Sulechowskich i północno-zachodniego, czyli gdzieś z obszaru tak zwanej Wysoczyzny Torzymskiej /47/. Wody z obu kierunków musiały działać jednocześnie, bowiem powierzchnia sandrowa na całej przestrzeni jest prawie zupełnie równa. Wody glacialne wykonały tu olbrzymią pracę, bowiem wyerodowały materiał sandrowy prawie całkowicie, sięgając miejscami do poziomu moreny dennej. Bryły martwego lodu leżące na powierzchni moreny dennej zostały w tym czasie prawie zupełnie odpreparowane i częściowo stopione. W tym też czasie odpreparowany został prawdopodobnie Oz Gryżyński.

Następny poziom sandrowy, młodszy od poziomu sandru Ołoboku to tak zwany sandr Pliszki. Jest to olbrzymi sandr doliny /47/, którego skrawek leży w północno-zachodniej części oma-

wianego arkusza. Bierze on swój początek w środkowej części ciągu moren czołowych Stadiału Poznańskiego. Rozpoczyna się wrotami sandrowymi u wylotu rynny jeziora Lubniewskiego i ciągnie się na południe, po Pradolinę Warszawsko-Berlińską i przełomowy odcinek rzeki Odry, silnie wcięta i wąską doliną. Rozcina morenę czołową, a następnie przecina wszystkie wyżej opisane poziomy sandrowe. Na opisywanym arkuszu widzimy jego wyraźną krawędź erozyjną, ciągnącą się z północy na południe. Wcięty jest w powierzchnię najwyższego poziomu sandrowego, sandru Toporowskiego, a na przyległym arkuszu Torzym w powierzchnię sandru Ołoboku. Z tego wynika, że powierzchnia sandru Pliszki jest młodsza od wszystkich wyżej opisanych poziomów.

Jedną z młodszych powierzchni sandrowych jest powierzchnia sandrowa włożona w rynnę Starepole - jezioro Paklicko - jezioro Niesłysz. Prawdopodobnie jest on równowieczny z poziomem sandru Pliszki, ponieważ wiąże się z sandrem Zgniłej Obry, który tak jak i sandr Pliszki bierze swój początek w środku strefy czołowo-morenowej Stadiału Poznańskiego.

Następny etap rozwoju rzeźby to powolne wytapianie się lodów martwych, powstawanie dolin wód roztopowych, odpreparowywanie rynien, powstawanie zagłębień wytopiskowych i wydm.

Końcowy etap to zmiany morfologii den rynien wykorzystywanych przez cieki, narastanie równin torfowych, rozcinanie krawędzi i zboczy przez sieć świeżych wcięć erozyjnych. Procesy te są najmłodsze i trwają do dziś.

Jeśli chodzi o klimat peryglacjalny to w zasadzie nie wprowadził on żadnych zmian w morfologii terenu.

Ze struktur peryglacjalnych spotykane jedynie kliny mrozowe i to w materiałach budujących zarówno najwyższe jak i najniższe poziomy sandrowe /ryc.12/.

-----

## L I T E R A T U R A

- /1/ A d a m c z e w s k a H., Z fizjografii krainy zielonogórskiej. Przegląd Zachodni, Nr 1/2, 1954
- /2/ B a r t k o w s k i T., Z zagadnień geomorfologicznych okolic Międzyrzecza. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. Tom III, PTPN, Poznań 1956.
- /3/ B a r t k o w s k i T., The role of buried, "Dead" ice in the formation of the postglacial landscape of Great - Poland. Bulletin de la Societe des Amis Sciennces et des Lettres de Poznań. Serie B. Livr XII. Poznań 1953.
- /4/ C i u k E., O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocœnskich i trzeciorzędowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Z badań czwartorzędu, t.VI, Warszawa 1955.
- /5/ D a m m e r B., Geologische - morphologische Übersichtskarte der Südlichen Neumark und angrenzender Gebiete. 1:100 000, Berlin 1931, Preuss. Geol. Landesamt.
- /6/ D a m m e r B., Das Subglacial und Toteisgebiet der Gegend von Griesel in der südlichen Neumark - Jahrbuch d. Preussischen Geologischen Landesamt zu Berlin 1937, t.58.
- /7/ D a m m e r B., B e s c h o r e n B., Blatt Schwiebus - Gradeabteilung 47. Nr 44. Berlin 1932. Preuss. Geol. Landesamt ss 67 Geol. Karte von Preussen, Lfg. 327.

- /8/ G a d o m s k a - C z e k a l s k a A.,  
K r y g o w s k i B., Z a j c h o w -  
s k a S., Przewodnik wycieczek Zjazdu PTG  
w Poznaniu i Zielonej Górze. 16-19.V.1948  
PTG - Oddział Poznań 1948.
- /9/ G a ł e c k a E., Morfologia obszaru arku-  
sza Toporów 1:25 000 - maszynopis Poznań  
1954.
- /10/ G a l o n R., Zagadnienie ostatniego zło-  
dowacenia w Polsce - Kosmos - Seria B. Rok  
III z.3. Warszawa 1957.
- /11/ H e s e m a n n J., Zur Geschibeführung  
und Geologie des Odergletschers. II. Der  
Züllichaur Bogen. Jahrbuch d. Preussischer  
Geologischen Landesanst. B.58, Berlin 1937.
- /12/ J e r m a c z e k B., Hydrografia Wysoczyz-  
ny Lubuskiej - maszynopis, Poznań 1960.
- /13/ K r y g o w s k i B., Ziemia Lubuska, czy-  
li Wielkopolska Zachodnia. Czasopismo Geo-  
graficzne, T.XVII, 1939/46, z.3-4 - Wrocław.
- /14/ K r y g o w s k i B., Z a j c h o w s k a  
S., Ziemia Lubuska, Instytut Zachodni. Poz-  
nań 1946.
- /15/ K r y g o w s k i B., Krajobraz Wielko-  
polski, PTPN, Poznań 1958.
- /16/ K r y g o w s k i B., O dwóch nowych po-  
działach na regiony geograficzne Niziny  
Wielkopolsko-Kujawskiej. Bad.Fizjograficz-  
ne nad Polską Zachodnią. T.III, Poznań 1956,  
PTPN.
- /17/ K r y g o w s k i B., Kilka spostrzeżeń  
nad warstwowaniem i spękaniami glin moreno-  
wych na Ziemiach Zachodnich. Bad.Fizj. nad  
Polską Zachodnią, T.II, z.1. PTPN, Poznań  
1960.

- /18/ K r y g o w s k i B., Z badań nad narzutniakami Ziemi Zachodnich. Bad. Fizj. nad Polską Zachodnią. T.I, Poznań 1948 FTPN.
- /19/ K r y g o w s k i B., Z zagadnień dyluwialnych na Ziemiach Zachodnich. Przegląd Geograficzny. T.XXII. Warszawa 1950.
- /20/ K r y g o w s k i B., Mapa geomorfologiczna Niziny Wielkopolsko-Kujawskiej. 1:100 000, rękopis. Poznań 1955.
- /21/ K r y g o w s k i B., Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Część I, Geomorfologia PTPN, Poznań 1961.
- /22/ K r o t k i e w i e s Z., Morfologia obszaru arkusza Łagów. 1:25 000 - maszynopis, Poznań 1959.
- /23/ K e i l h a c k K., Die Stillstandslagen des letzten Inlandeises und die hydrographische Entwicklung des pommerischen Küstengebiets. Jb.d.Pr.Geol.Landesamts., 1898.
- /24/ K o w a l s k a A., Paleomorfologia powierzchni podplejstoczeńskiej niżowej części dorzecza Odry. Prace Geograficzne IGPAN, nr 21, Warszawa 1960.
- /25/ M a j d a n o w s k i S., Katalog jezior Polskich - część 9. Jeziora poznańsko-lubuskie. Biuletyn Geograficzny PTG nr 9/19. Warszawa 1953.
- /26/ M a j d a n o w s k i S., Jeziora Polski. Przegląd Geograficzny t.XXVI. z.2. Warszawa 1954.
- /27/ Monografia Odry - Studium Zbiorowe. Instytut Zachodni. Poznań 1948.

- /28/ Prochera J., Monografia obszaru arkusza Ołobok. 1:25 000, maszynopis, Poznań 1954.
- /29/ Pietkiewicz S., Podział morfologiczny Polski Północnej i Środkowej. Czasopismo Geograficzne T.XVIII, 1947, wyd. 1948.
- /30/ Rühl E., Przeglądowa mapa geologiczna Polski 1:300 000. Arkusz Zbąszyń C 1. P.I.G. Warszawa 1948.
- /31/ Semrau I., Morfologia obszaru arkusza Lubrza. 1:25 000, maszynopis. Poznań 1954.
- /32/ Solger F., Die Entstehung des brandenburgischen Odertales. Zs.d.Deutsch. Geol.Ges. 1907 MB 10/11.
- /33/ Schütze H., Die 4 schönsten Seen im Lande Sternberg. Petermann's Geograph.Mitt. 1908 B.54.
- /34/ Samter M., Vier märkische Seen. Jahrb. f.Gewässerk. Norddeutshl.Bes.Mitt.II, Berlin 1912, Nr 5.
- /35/ Stankowski W., Żynda S., Problematyka geomorfologiczna terenu w okolicy Łagowa Lubuskiego. Dokumentacja Geograficzna, z.6, 1958. Warszawa IG PAN,
- /36/ Stankowski W., Mapa geomorfologiczna i jej opis. Ark.Toporów 1:25 000 - maszynopis, Poznań 1957.
- /37/ Stankowski W., Mapy geomorfologiczne i ich opis, arkusze Dąbrznica i Drzewce 1:25 000, Poznań 1958/59 - maszynopis.

- /38/ S t i l l e H., Injektivfaltung und damit zusammenhängende Erscheinungen, Geol. Rundsch. 1917.
- /39/ T o m a s z e w s k i E., Batymetria jezior Łagowskich, maszynopis, Poznań 1950.
- /40/ U s s i n g N., Om Iyllands Hedesletter og Teorierne om deres Dammelse. Oversigt K. danske Vidensk.Selsk.Forhandl. 1903.
- /41/ W a h n s c h a f f e F., Über das Quartär und Tertiär bei Furstenwalde an der Spree. Jb.d.Pr.Geol.Landesamts.für 1915 2 Teil.
- /42/ W e r t h E., Eine Brumlinlandschaft u. Rinnenseen südöstlich von Posen. Ztschr. d.d.Geol.Ges.B.61, Berlin, 1909.
- /43/ W o l d s t e d t P., Geologisch-morphologische Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000, Berlin 1935.
- /44/ W o l d s t e d t P., Studien an Rinnen und Sanderflächen in Norddeutschland. Jb. d.Pr.Geol.Landesamts für 1921.
- /45/ W o l d s t e d t P., Erläuterungen zur Geologisch-morphologischen Übersichtskarte des Norddeutschen Vereisungsgebietes im Masstab 1:500 000, Berlin 1935.
- /46/ Województwo Zielonogórskie - Monografia geograficzno-gospodarcza. Praca Zbiorowa, Instytut Zachodni, Poznań 1961,
- /47/ Z e u n e r F., S c h ä l z G., Die Entwicklung des Entwässerungssystems des Landrückens zwischen Warthe und Oder seit der letzten Eiszeit, Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie u.Palaontologie, Beilage, Bd.65, Abtlg B., Stuttgart, 1931.



- /48/ Ż y n d a S., Mapa geomorfologiczna w podziale 1:25 000, arkusz Torzym, maszynopis, 1958 - Poznań.
- /49/ Ż y n d a S., Mapa geomorfologiczna w podz.1:25 000, ark.Koryta, maszynopis, 1959 - Poznań.
- /50/ Ż y n d a S., Z badań nad zagłębieniami bezodpływowymi pochodzenia glacialnego. Ze-szyty Naukowe UAM, Geografia z.2, Poznań 1959.
- /51/ Ż y n d a S., Uwagi o morfologii i strukturze sandru Pliszki. Bad.Fizj. nad Polską Zachodnią. Tom VII. PTPN, Poznań 1961.
- /52/ Ż y n d a S., Morfologia południowo-zachodniej części Wysoczyzny Lubuskiej. Streszczenia referatów i Przewodnik Wycieczkowy Zjazdu Regionalnego, PTG Zielona Góra, 26-28. VI, 1961 PTG Poznań - 1961.
- /53/ Ż y n d a S., Mapa geomorfologiczna w podziale 1:25 000, wraz z opisem, ark.Łągów, maszynopis, Poznań 1957.
- /54/ Ż y n d a S., Mapa geomorfologiczna w podziale 1:25 000, wraz z opisem, ark.Gądków Wielki, maszynopis, Poznań 1960.
- /55/ M o s k a l M., Morfologia obszaru arku-sza Drzewce 1:25 000, maszynopis, Poznań 1954
- /56/ M u s i a ł B., Morfologia obszaru arku-sza Torzym 1:25 000, maszynopis, Poznań 1954.

## Spis rycin

1. Położenie arkusza Teperów na tle hydrografii Wysoczyzny Lubuskiej.
2. Mapka geologiczno-morfologiczna arkusza Teperów, według B.Dammera /5/.
3. Podział Wysoczyzny Lubuskiej na regiony geograficzne według B.Krygowskiego /16/.
4. Profile morfologiczno-geologiczne poprowadzone przez arkusz Teperów.
5. Profil morfologiczno-geologiczny poprowadzony przez arkusz Teperów.
6. Profil geologiczny z wału moreny spiętrzonej ekelicy Sieniawy Lubuskiej, według H. Grzybowskiej-Hac.
7. Wkop z moreny czołowej spiętrzonej na E od wsi Lubrza.
8. Plany batymetryczne jezior: Nieskysz, Wilkowskiego - według M.Samtera /34/ i Łagowskiego - według E.Tomaszewskiego /39/.
9. Mapka gleb arkusza Teperów - powiększony wycinek z Mapy Gleb Polski - 1:300 000 - opracowanie zbiorowe pod red. W.Muchy i innych.
10. Profil morfologiczno-geologiczny przez morenę czołową Poźrzadka.
11. Odkrywka-wkop ze wzgórza leżącego na NE od wsi Węgrzyniec.
12. Trzy wkopy z najwyższego poziomu sandrowego.

13. Diagramy kierunków i wartości upadów warstw dla poszczególnych poziomów sandrowych.
14. Odkrywka z krawędzi sandru Toporowskiego i wkop z jego powierzchni.
15. Fragment odkrywki z cegielni Gryżyna.
16. Trzy wkopy z poziomu sandru Ożoboku.
17. Profil morfologiczno-geologiczny poprowadzony przez Oz Gryżyński /podłużny/.
18. Profile morfologiczno-geologiczne poprowadzone przez Oz Gryżyński /poprzeczne/.
19. Mapka zagłębień wytopiskowych z okolicy Łagowa Lubuskiego według S.Żyndy /50/.
20. Szkic sytuacyjny odkrywek, wkopów i profili morfologiczno-geologicznych, których rysunki zamieszczono w niniejszych objaśnieniach.

-----

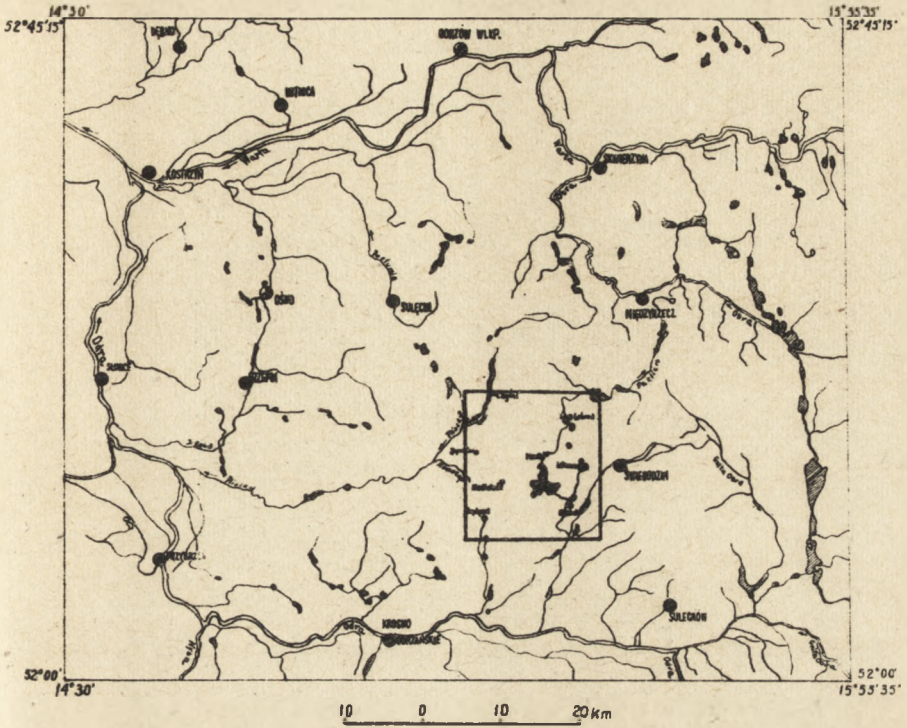
# Spis treści

|   | str. |
|---|------|
| I. WSTĘP  | 1    |
| 1. Przebieg kartowania                                      | 1    |
| 2. Dotychczasowe opracowanie terenu                         | 4    |
| II. OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU                           | 10   |
| 1. Hipsometria  | 10   |
| 2. Budowa geologiczna                                       | 13   |
| 3. Klimat   | 16   |
| 4. Hydrografia  | 18   |
| 5. Gleby  | 24   |
| III. OPIS FORM TERENU                                       | 25   |
| 1. Wzgórza i pagórki moreny czołowej                        | 25   |
| 2. Równiny sandrowe   | 27   |
| 3. Wały ozów  | 35   |
| 4. Rynny  | 37   |
| 5. Doliny wód roztopowych                                   | 45   |
| 6. Erozyjne równiny wód sandrowych                          | 48   |
| 7. Zagłębienia po martwym lodzie                            | 48   |
| 8. Wydmy o regularnych i nieregularnych kształtach          | 51   |
| 9. Dolinki i młode rozcięcia erozyjne oraz stożki napływowe | 52   |
| 10. Klif  | 53   |
| IV. PRÓBA USTALENIA MORFOGENEZY                             | 54   |
| V. LITERATURA   | 63   |
| VI. RYCINY  |      |



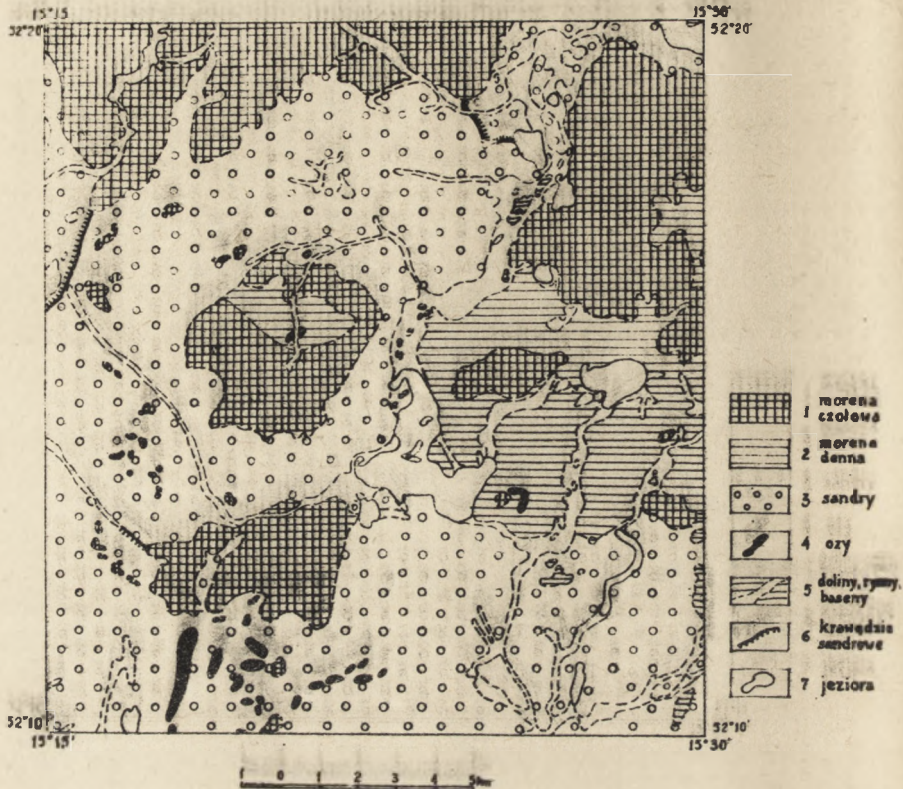
Ryc. 1

Położenie arkusza Toporów na tle hydrografii Wysoczyzny Lubuskiej



rys. 2

Mapka geologiczno-morfologiczna arkusza Toporów, wg B. Dammera [5]



Ryc. 3

Podział Wysoczyzny Lubuskiej na regiony geograficzne  
wg B. Krygowskiego [16]

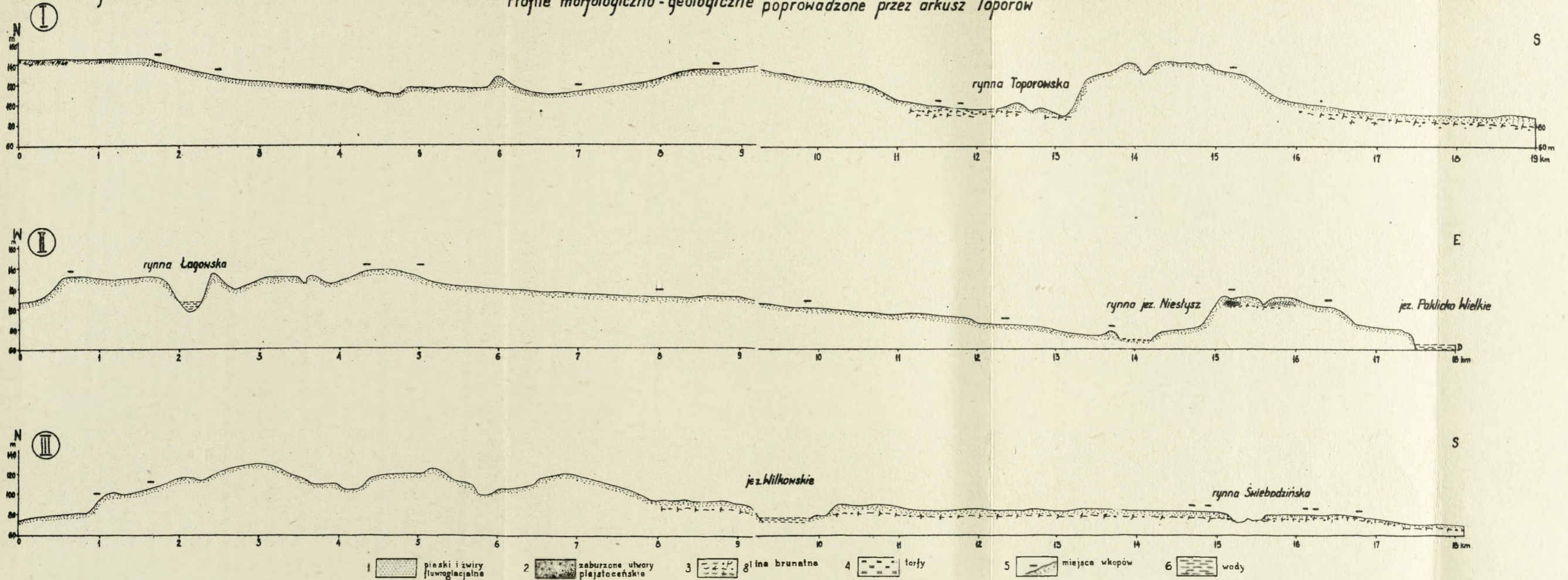






Ryc. 4

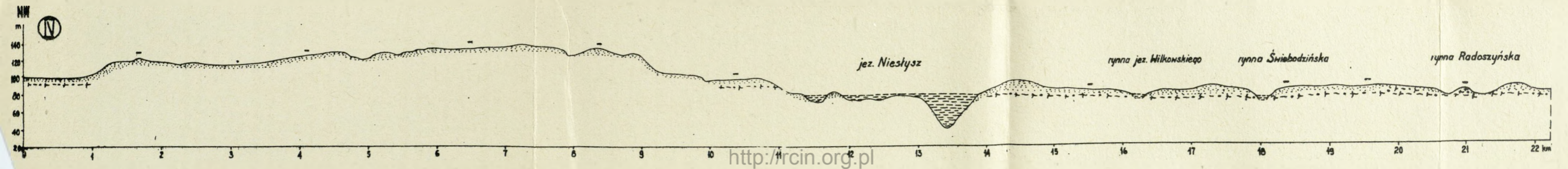
Profile morfologiczno-geologiczne poprowadzone przez arkusz Toporów



U

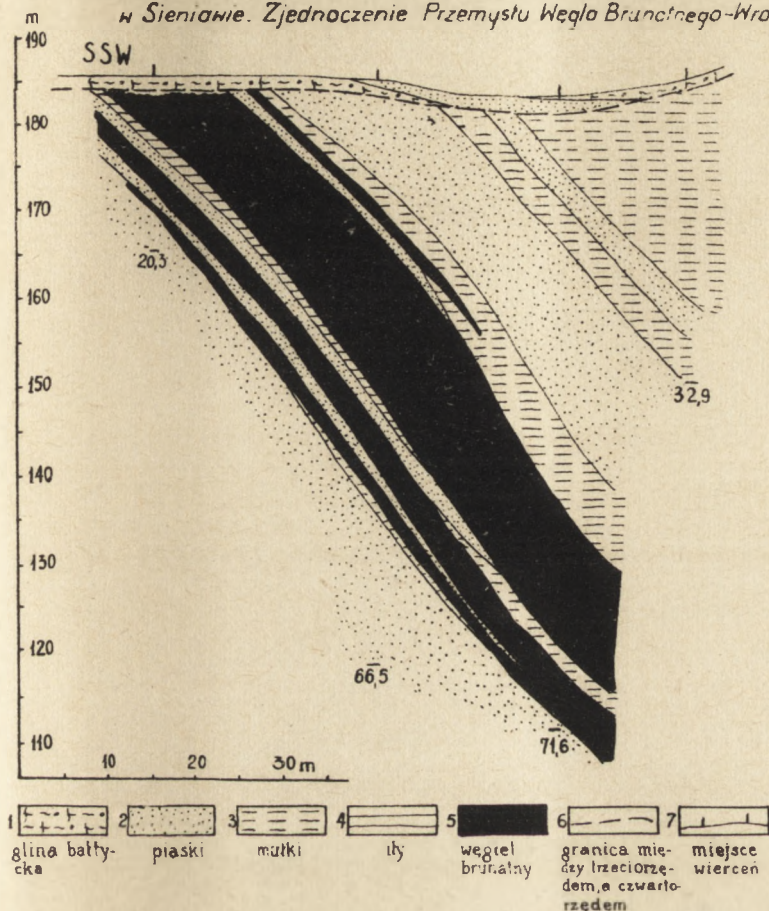
Ryc. 5

Profil morfologiczno-geologiczny poprowadzony przez arkusz Toporów - oznaczenia jak na rycinie 4



Ус. 6

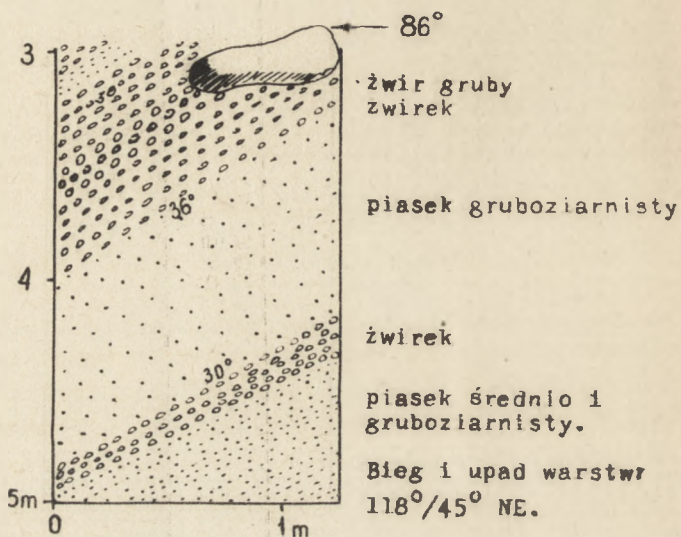
profil geologiczny z wału moreny spiętrzonej okolicy Sienawy Lubuskiej,  
 wg H. Grzybowskiiej-Hac, Dokumentacja geologiczna złoża węgla brunatnego  
 w Sienawie. Zjednoczenie Przemysłu Węgla Brunatnego-Wrocław



Ryc. 7

Wkop z moreny czotowej spiętrzzonej na E od wsi Lubrza

Wkop nr 5.



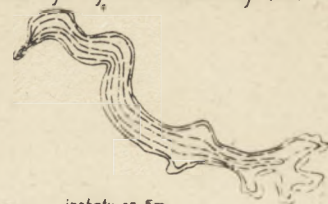
Ryc. 8

Plany batymetryczne jezior: Niestysz, Wilkowskiego - wg M. Sambara 134 i Łagowskiego - wg E. Tomaszewskiego 139



jezioro Wilkowskie

1: 25 000



----- izobaty co 5m  
- - - - - linia profilu

jezioro Łagowskie

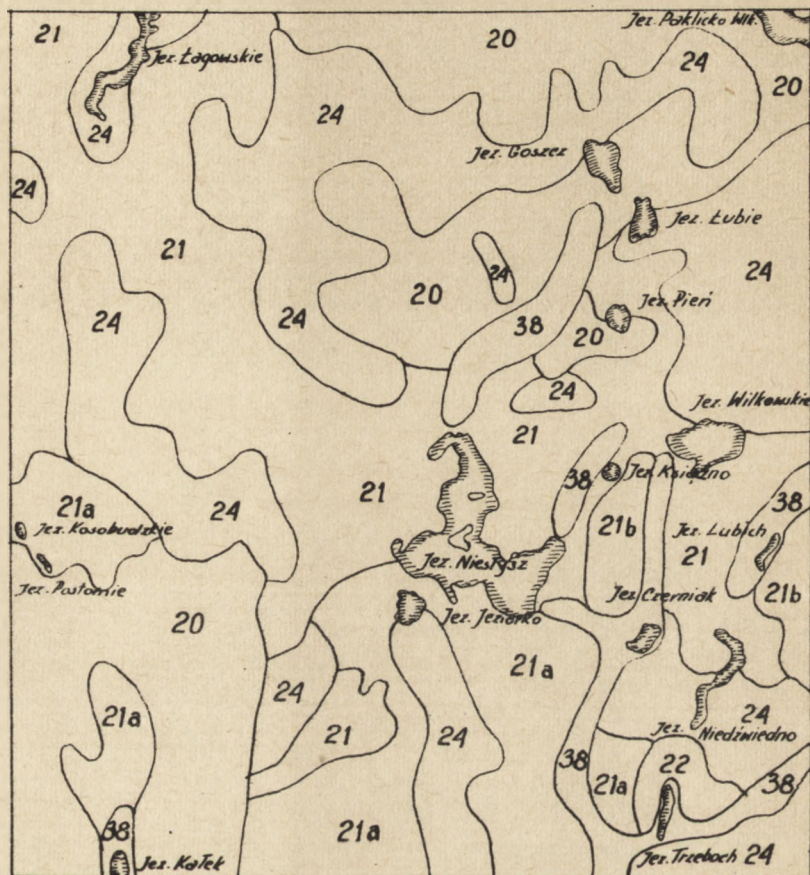


1: 25 000

Profil podłużny przez jezioro Łagowskie

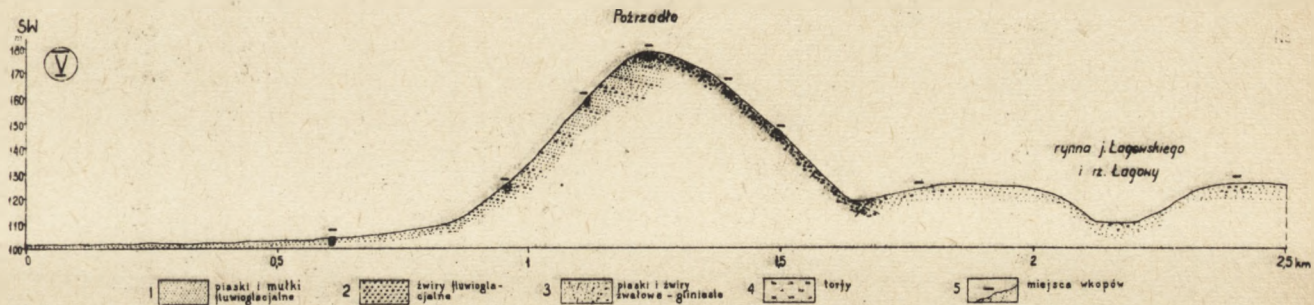
Ryc. 9

Mapka gleb arkusza Toporów - powiększony wycinek z Mapy Gleb Polski -  
1:300 000 - opracowanie zbiorowe pod red. W. Muchy i innych



Ryc. 10

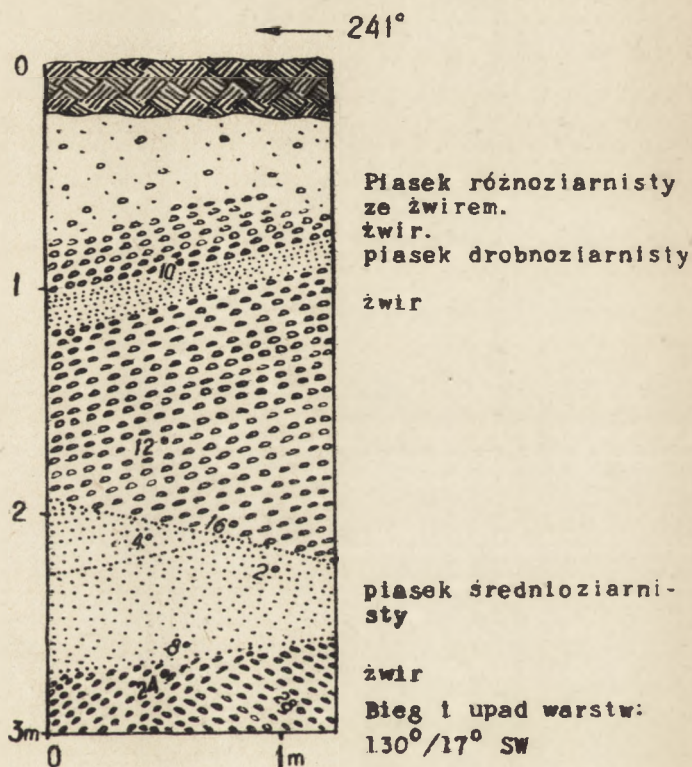
Profil morfologiczno-geologiczny przez morenę czołową Potrzadła



Ryc. 11

Odkrywka-wkop ze wzgórza leżącego na NE od wsi Węgrzyniec

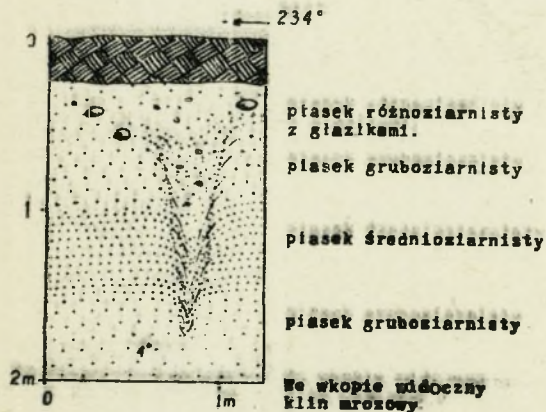
Wkop nr 10



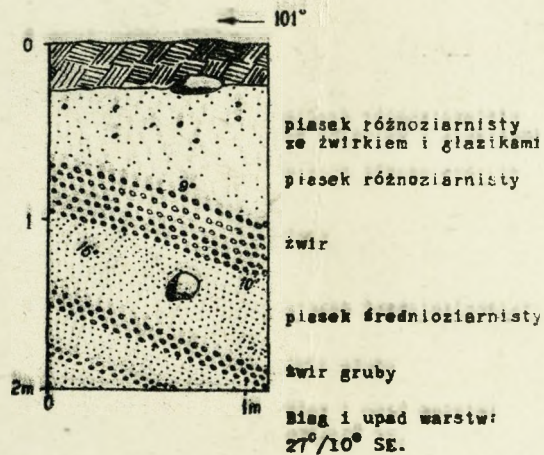


Trzy wkopny z najwyższego poziomu sandrowego

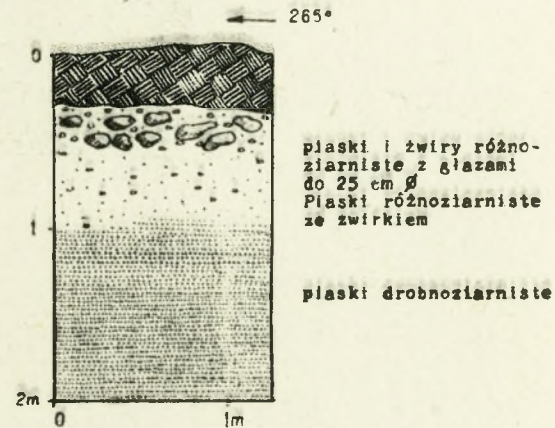
Wkop nr. 7



Wkop nr. 1



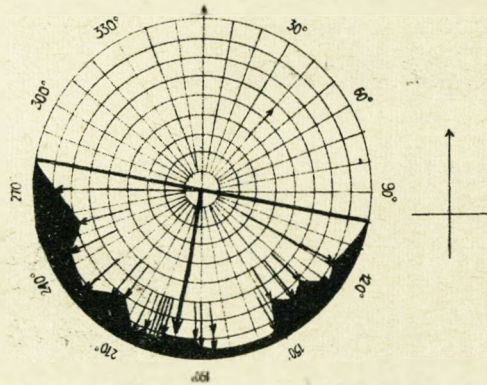
Wkop nr. 2



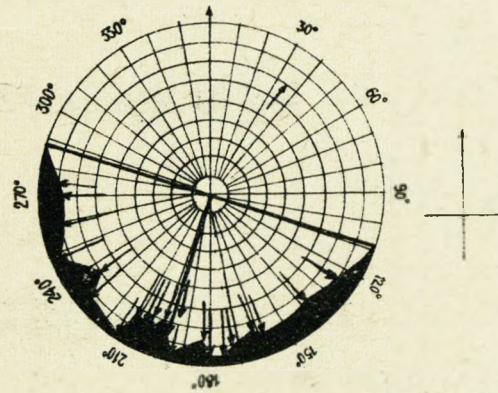
Ryc. 13

Diagramy kierunków i wartości upadów warstw dla poszczególnych poziomów sandrowych

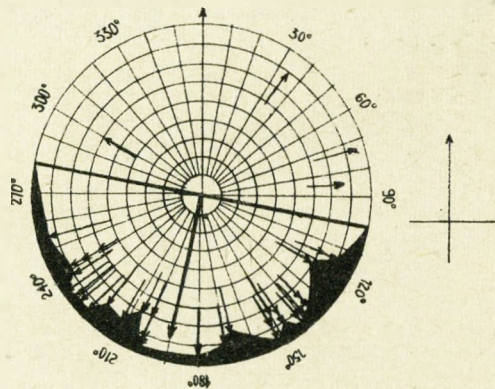
I najwyższy poziom sandrowy



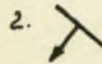
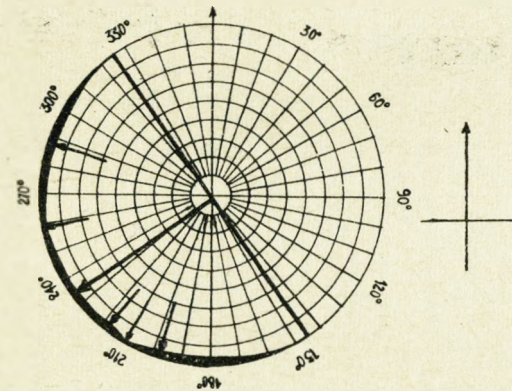
II sandr Toporowski



III sandr Ołoboku



IV sandr Pliszki

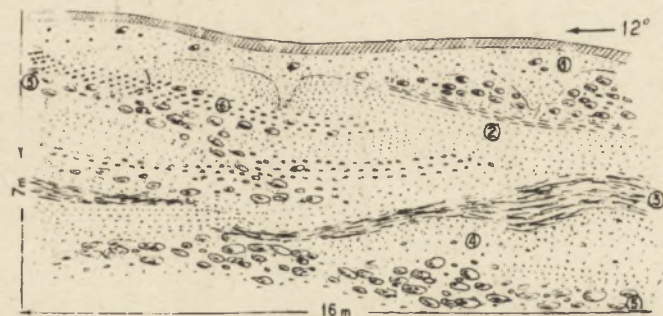


Kierunek i wartość upadu warstw Oś strukturalna, średnia wartość i kierunek upadu warstw

Ryc. 14

Odkrywka z krawędzi sandru Toporawskiego i wkop z jego powierzchni

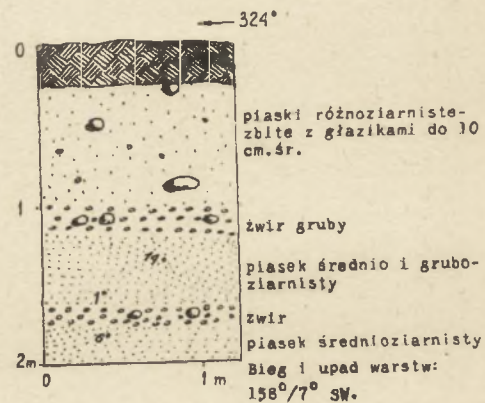
Odkrywka nr 6



1. piaski i żwiry różnoziarniste
2. piaski średnio i gruboziarniste
3. mułki
4. piaski gruboziarniste i żwirki

5. warstwa glazow z piaskami i żwirami
6. żwiry.

Wkop nr 3

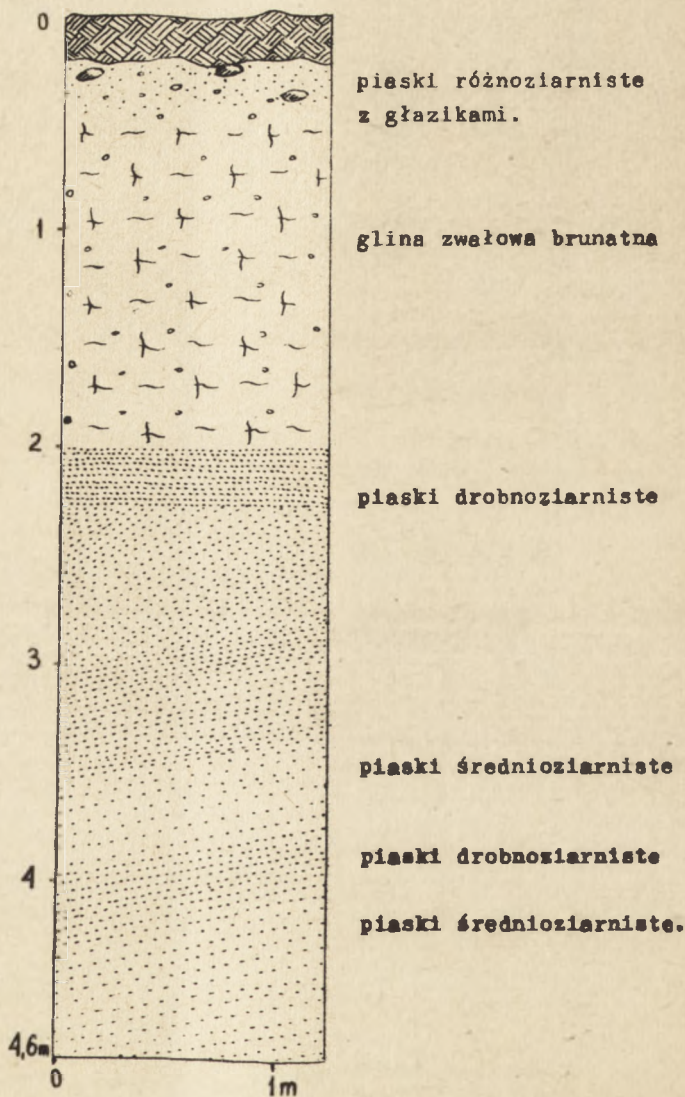


Ryc. 15

Fragment odkrywki z cegielni Gryżyna

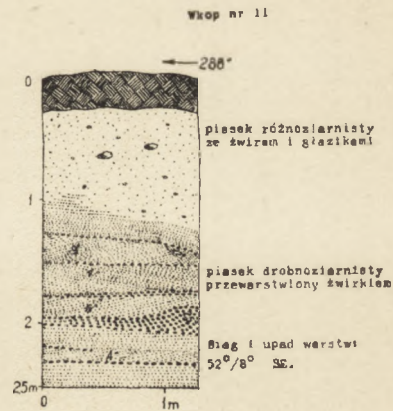
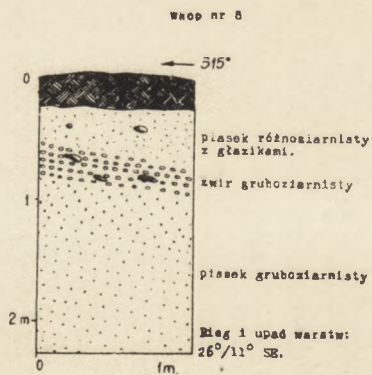
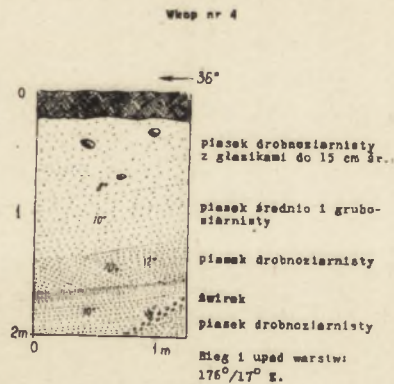
Wkop nr 9

← 117°



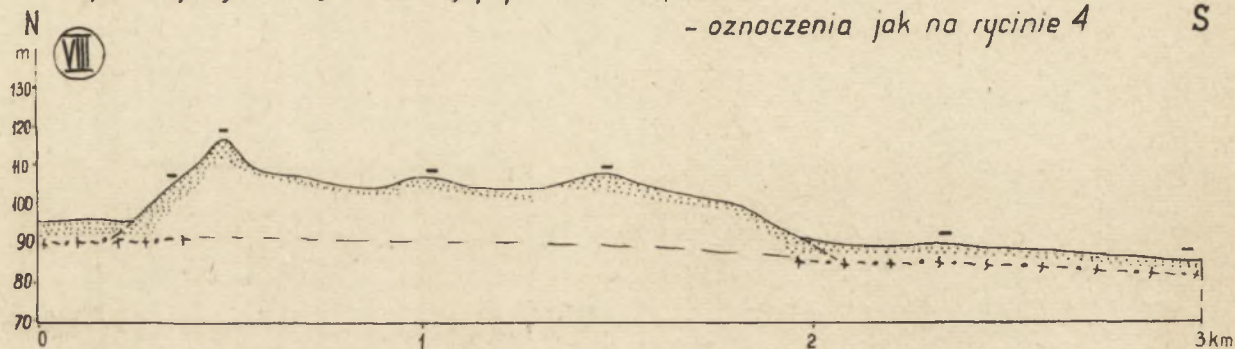
Ryc. 16

Trzy wkopy z poziomu sandru Ołoboku



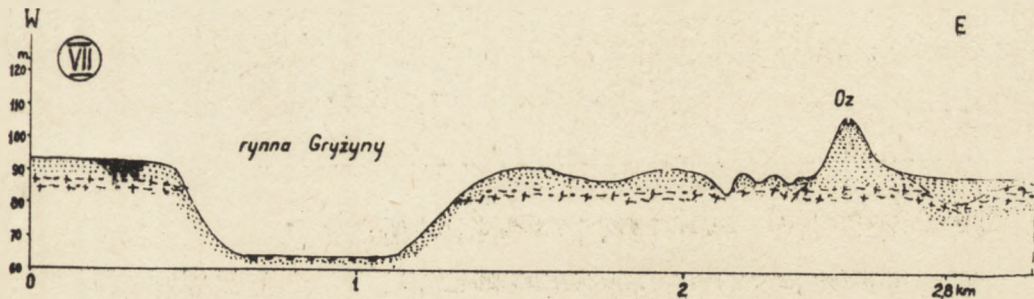
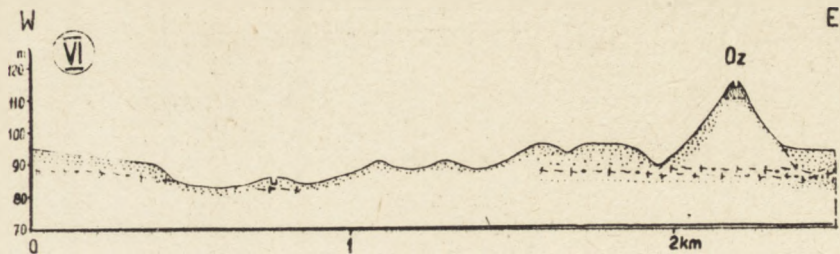
Ryc. 17

Profil morfologiczno-geologiczny poprowadzony przez Oz Gryżyński [podłużny]  
- oznaczenia jak na rycinie 4



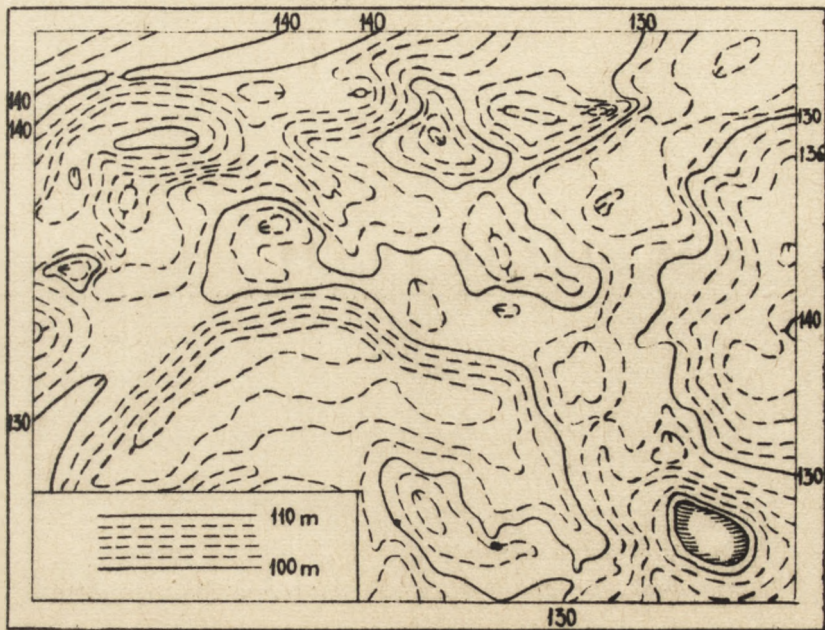
rys. 10

Profil morfologiczno - geologiczny poprowadzone przez Oz Gryżyński /poprzeczne/  
- oznaczenia jak na rycinie 4



*Fig. 19*

*Mapka zagłębień wytopiskowych  
z okolicy Łagowa Lubuskiego wg S. Żyndy 1950*



<http://rcin.org.pl>

30 0 60 120m







**WYKAZ ZESZYTÓW  
DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1961

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Klimat Hall Gąsienicowej**, tekst 20, 29 tabel, 44 ryc., zł 7.—
- 2 PRACA ZBIOROWA — **Z badań Stacji Naukowej IG PAN nad Jeziorem Mikołajskim**, s. 135 + nlb. 28 ryc. + mapa + 2 tab., zł 7.—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do geografii przemysłu Polski**, s. 245, zł 7.—
- 4 M. BOGACKI — **Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000** Arkusz N 34-93 Kolno, s. 50, zł 7.—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do geografii zaludnienia Polski i Czechosłowacji**
- 6 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1 : 50 000** Arkusz N 33-143 — **A KÓRNIK** s. 50 + 1 tab. nlb., zł 7.— (poz. 2, 4, 5, 6 do użytku służbowego)

1962

- 1 PRACA ZBIOROWA — **Economic Regionalization. Materials of the First General Meeting of the Commission held in Utrecht, the Netherlands, from 8 till 9 Sept. 1961**, s. 120, zł 7.—
- 2 T. Lijewski — **Geografia komunikacji woj. białostockiego**, s. 206 + mapy, zł 7.— (do użytku służbowego)
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Instrukcja szczegółowego zdjęcia użytkowania ziemi**. Wydanie III poprawione i uzupełnione s. 130, zł 7.—
- 4 E. Górecka — **Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym**. s. 171+36 nk.? (ryc. i fot.), zł 7.—
- 5 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**. Arkusz N 33-131-C **KOSTRZYŃ** s. 63 + ryc. nlb., zł 7.— (do użytku służbowego).
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi — IV**. Sprawozdania z prac w powiatach: koszalińskim, suwalskim i olsztyńskim, str. 120 + ryc. nlb. zł 7.—

1963

- 1 S. ŻYNDA — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50000**. Arkusz N-33-139-B. **TOPORÓW** s. 70 + nlb. ryc., zł 7.— (do użytku służb.)

Cena zł 7.-