

Do użytku służbowego Nr 99

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2

I OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ  
1:50 000

ARKUSZ N-34-85 D CHELMNO

Opracował E. DROZDOWSKI

II OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ  
1:50 000

ARKUSZ N-34-98 C TORUŃ

Opracowała A. TOMCZAK



---

Warszawa

1967

**WYKAZ ZESZYTÓW**  
**PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ**

za ostatnie lata

1963

- 1 **Teoria ośrodków centralnych**, art. 5, s. 180, zł 10,—
- 2 **Metody statystyczno-matematyczne w geografii ekonomicznej**, s. 139 + ryc. nlb., zł 10,—
- 3/4 **Wybrane zagadnienia z oceanografii fizycznej**, art. 2, s. 204, zł 10,—

1964

- 1 **Założenia teoretyczne geografii zaludnienia**, art. 15, s. 140, zł 21,—
- 2 **Zadania i metody współczesnej klimatologii**, art. 10, s. 196, zł 24,—
- 3 **Wybrane zagadnienia krasu**, s. 164 + ryc. nlb., zł 24,—
- 4 **Zagadnienia z problematyki limnologicznej**, s. 180, zł 21,—

1965

- 1 **Zagadnienia kartografii ogólnej**, s. 138 + ryc. nlb., zł 21,—
- 2 **Problemy krajów rozwijających się**, 160 + nlb., zł 24,—
- 3 **Tendencje integracyjne i dezintegracyjne w geografii XIX i XX wieku**,

1966

- 1 **Perspektywy rozwoju badań geograficznych**, s. 196, zł 27,—
- 2 **Ogólna teoria układów (w druku)**
- 3/4 **Geografia medyczna**, s. 199 + ryc. i tab. nlb., zł 24,—

1967

- 1 Praca zbiorowa — **Elementy nowszych koncepcji integracji nauk geograficznych (w druku)**
- 2 Praca zbiorowa — **Z metodyki badań osiedli o funkcjach centralnych (w druku)**

**WYDAWNICTWA BIBLIOGRAFICZNE IG PAN**

- S. LESZCZYCKI, B. WINID — **Bibliografia Geografii Polskiej 1945—1951**, 1956, s. 219, zł 29,—
- S. LESZCZYCKI, J. PIASECKA, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — **Bibliografia Geografii Polskiej 1952—1953, 1957**, s. 90, zł 24,—
- S. LESZCZYCKI, H. TUSZYŃSKA-REKAWKOWA, B. WINID — **Bibliografia Geografii Polskiej**, 1954, 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,—
- Red. S. LESZCZYCKI — **Bibliografia Geografii Polskiej — 1960**, s. 320, zł 7,— (3 zes. Dokumentacji Geograficznej).

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2

## I OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

ARKUSZ N-34-85 D CHELMNO

Opracował E. DROZDOWSKI  
pod redakcją J. SZUPRYCZYŃSKIEGO



---

Warszawa

1967

<http://rcin.org.pl>

## KOMITET REDAKCYJNY:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński  
Z-ca Red. Nacz.: D. Kosmowska-Suffczyńska  
Członkowie Redakcji: T. Lijewski, H. Szulc, J. Szupryczyński  
Sekretarza Redakcji: D. Kosmowska-Suffczyńska  
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński,  
J. Dylík, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kiełczewska-Zaleska,  
S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, A. Ziefhoffer

---

Redaktor techniczny: W. Spryszńska

Nakład 300 egz.

---

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa  
Krakowskie Przedmieście 30

---

Okladkę wydrukowano w Warszawskiej Druk. Naukowej

Zam. 393/67

<http://rcin.org.pl>

Eugeniusz DROZDOWSKI

OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ  
1:50 000  
ARKUSZ C H E Ł M N O

I W S T Ę P

Szczegółowa mapa geomorfologiczna arkusz Chełmno w podziałce 1:50 000 została wykonana na zlecenie Instytutu Geografii PAN w kolejnych sezonach letnich od roku 1961 do roku 1964.

Granice mapy określają następujące współrzędne geograficzne: od 53° 20' do 53° 30' szerokości geograficznej północnej i od 18° 15' do 18° 30' długości geograficznej wschodniej. Objęły one całkowicie obszar mapy topograficznej w skali 1:25 000, arkusz Świecie i części obszarów arkuszy sąsiednich: Chełmna na południu oraz Gruczna i Przysierska na wschodzie. Pod względem administracyjnym teren skartowany należy w większości do powiatu świeckiego, w mniejszej części do powiatu chełmińskiego. Granicę administracyjną powiatów stanowi Wisła.

Pracę wykonano w myśl ogólnej koncepcji szczegółowej mapy geomorfologicznej Polski /18, 19, 9/ oraz Instrukcji do szczegółowej mapy geomorfologicznej Polskiego Niżu, stosowanej przez Zakład Geomorfologii i Hydrografii Niżu JG PAN w Toruniu.

Podstawą wydzielenia i klasyfikacji form była analiza cech morfograficznych i morfometrycznych, poparta w większości obserwacjami ich budowy wewnątrz-

nej. Łączna ilość punktów obserwacyjnych wynosiła 217. Rezultaty badań terenowych każdego sezonu przedstawiano w postaci mapy wielobarwnej w podziale 1:25 000 wraz z dokumentacją i opisem objaśniającym. Po zakończeniu prac terenowych przystąpiono do redakcyjnego zestawienia arkusza i tekstu.

## II PRZEGLĄD LITERATURY

Zainteresowanie naukowe problematyką środowiska geograficznego skartowanego obszaru datuje się od drugiej połowy XIX w. Posiada ono swoje uzasadnienie zarówno w węzłowych zagadnieniach morfogenetycznych, które łączą się ściśle z morfogenezą obszarów rozleglejszych, jak i w praktycznym zapotrzebowaniu opracowań naukowych tego regionu. Spośród licznych dawniejszych publikacji starszych należy wymienić notatkę A. Jentzscha /15/ dotyczącą profilu plejstocenu i podłoża czwartorzędowego wzdłuż budowanej wówczas linii kolejowej Chojnice - Tuchola - Laskowice, oraz dwie jego prace o charakterze regionalnym: mapę geologiczną arkusza Świecie i tekst objaśniający /16, 17/. Mapa geologiczna Jentzscha obejmuje wschodni obszar skartowanego terenu i sięga od odcinka wylotowego doliny Wdy do Gródka i Przechowa. Do tych najstarszych prac należy się jednak odnieść z ostrożnością, zwłaszcza w zakresie interpretacji morfogenetycznych i związanych z tym kryteriów określania osadów. Wartość naukową, pomimo powyższych zastrzeżeń, mają przytoczone w tekście objaśniającym opracowania rejestrów wiertniczych z obszaru miasta Świecie i terenów sąsiednich /Terespol, Kozłowo, Bukowiec, Laskowice/, a także obserwacje wychodni trzeciorzędowych w dolinie Wdy /Czarnej Wody/. Jednak-

że wychodnie pliocenu, zaznaczone na mapce szkicowej /17/, nie znajdują potwierdzenia w rezultatach najnowszych badań /29/.

Jednym z najciekawszych elementów profilu plejstocenu na rozpatrywanym terenie są iły warwowe, występujące na różnych poziomach po obu stronach doliny Wisły oraz w dolinie Wdy. Utwory te budziły zainteresowanie badaczy, jako ważny wskaźnik stratygraficzny i chronologiczny. W Chełmnie występują one w dwóch poziomach: górnym 60 - 70 m n.p.m. i dolnym ca 40 m n.p.m. Opisali je M. Limanowski /30/, R. Galon /6/ i W. Niewiarowski /27/. W pracy M. Limanowskiego iły warwowe Chełmna stały się punktem wyjścia dla ogólnych, daleko idących rozważań nad charakterystyką interglacjału i zarazem stratygrafią poziomów przewodnich plejstocenu Dolnego Powiśla. Autor ten wydziela dla obszaru Pomorza tylko dwa zlodowacenia, a osady Morza Eemskiego umieszcza pod starszym zlodowaceniem jako utwory preglacjalne.

Na temat interglacjałów nad Wisłą i stratygrafii fauny eemskiej wypowiedział się R. Galon /6/ stwierdzając, iż iły chełmińskie i preglacjał eemski M. Limanowskiego należą do tego samego wielkiego interglacjału, stanowiącego poziom przewodni w budowie geologicznej Dolnego Powiśla. Praca R. Galona znacznie rozszerza zakres wiadomości o tych terenach, nie tylko w odniesieniu do rozwoju morfologicznego doliny Wisły, ale i morfogenezy obszarów przyległych. Znajdzie to wyraz w dalszych rozdziałach niniejszych objaśnień.

Z najnowszych pozycji literatury należy wymienić wspomnianą już publikację W. Niewiarowskiego /27/ o iłach warwowych Chełmna, w której autor podaje ogólny opis sytuacji stratygraficznej wyższego poziomu iłów warwowych, całkowicie obecnie odsłoniętych. Na tej podstawie sugeruje, iż poziom ten utworzył się w jakimś interstadiale ostatniego zlodowa-

cenia. Dolny pokład iłów warwowych byłby, według poglądów tego autora, starszy związany przypuszczalnie z transgresją ostatniego lądolodu.

W dolinie Wdy badania były kontynuowane po wojnie przez W. Okołowicza /31, 32/, M. Liberackiego i T. Murawskiego /29/. Okołowicz zajmował się przede wszystkim problemem rekonstrukcji klimatu na podstawie badań form dolinnych i ich powiązań z poziomami terasowymi.

Duże znaczenie dla badań czwartorzędu w rejonie dolnej Wdy posiada praca Liberackiego i Murawskiego. Autorzy w oparciu o materiały wiertnicze i spory materiał dokumentacyjny zebrany podczas przebudowy linii kolejowej pod Gródkiem, naświetlili szereg zagadnień dotyczących stosunku powierzchni podczwartorzędowej do powierzchni dzisiejszej, charakteru rzeźby powierzchni kopalnych i faz rozwojowych doliny Wdy w końcowym okresie jej ewolucji. Na uwagę zasługuje dokonana przez nich próba określenia przynależności wiekowej glin morenowych przy pomocy wskaźnika gładowego. Rezultaty tych badań skłaniają do zaliczenia istniejących tu 3 pokładów glin morenowych /dolnego, środkowego i górnego/ do 2 zlodowaceń: glina dolna i glina środkowa - starsze zlodowacenie, glina górna - młodsze. Kwestia ta wymaga jednak dalszych, szczególnie badań stratygraficznych na szerszym obszarze.

### III OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA STOSUNKÓW HIPSOMETRYCZNYCH

Arkusz- Chełmno obejmuje wycinek doliny Wisły od Gruczna do Morska na lewym brzegu i od Starogrodu do Klamer na brzegu prawym. Obszar ten zgodnie z podziałem dokonany przez R. Galona /6/ nale-



ży do południowej części doliny dolnej Wisły /od Fordonu do Basenu Grudziądzkiego/. Wyróżnia się on rozszerzeniami erozyjnymi, rozległymi stopniami dolinnymi oraz obszarami wydnowymi. Dolina Wisły wkra-  
cza tu w baseny: Świecki /Konopacki według A. Jentz-  
scha/ i Chełmiński. Basen Chełmiński ku północy  
przechodzi w Basen Grudziądzki. Po obu stronach do-  
liny Wisły, stanowiącej jednostkę graniczną w re-  
gionalizacji fizycznogeograficznej różnych rządów,  
omawiany arkusz obejmuje skrawek Wysoczyzny Cheł-  
mińskiej na południu, a na północy znaczną część wy-  
soczyzny morenowej Równiny Tucholskiej z odcinkiem  
wylotowym doliny Wdy /ryc.1/.

Stosunki hipsometryczne opracowanego skrawka  
Wysoczyzny Chełmińskiej, a w szczególności "półwys-  
pu chełmińskiego", na którym rozbudowało się miasto  
Chełmno, zależą w znacznym stopniu od zaawansowania  
procesów denudacyjnych. Inicjalna powierzchnia wy-  
soczyzny w strefie przykrawędziowej została obniżo-  
na o 15-20 m w stosunku do ogólnego poziomu wyso-  
czyzny na dalszym zapleczu /6/. Na skutek tego dzi-  
siejsza wysokość bezwzględna "półwyspu" wznosi się  
do 75 m, podczas gdy wysokości bezwzględne na ob-  
szarze wysoczyzny w okolicach Brzozowa i Kałdusa  
przekraczają 90 m. Powierzchnia wysoczyzny moreno-  
wej Równiny Tucholskiej nachyla się w granicach  
opracowania ku SE, od 105 m n.p.m. w okolicy Lubo-  
dzieży do około 92 m n.p.m. w pobliżu Gruczna, i od  
95 m n.p.m. na północ od Laskowic do 82 m n.p.m. w  
okolicach Świecia. Punkt kulminacyjny wysoczyzny le-  
wobrzeżnej, jak również całego obszaru arkusza sta-  
nowi **wierzchołek** wzgórza morenowego, na którym  
została zlokalizowana wieś Plewno - 118,8 m n.p.m.  
Najniżej zaś położone miejsca występują w obrębie  
rozległej terasy zalewowej, schodzącej w obszarach  
zatorfionych do 22,2 m n.p.m. /na SE od W. Konopatu/.  
Mniej więcej tyle wynosi, według danych PIHM, obli-  
czonych dla nowego mostu pod Chełmnom, średni stan

wody w Wiśle - 22,24 m n.p.m. Maksymalny stan wody obliczono tu na 28,74 m n.p.m., a wielką wodę żeglowną - 24,85 m n.p.m. Jak z tego wynika skrajna deniwelacja w obrębie arkusza dochodzi do 96,60 m. Na wartość tę w głównej mierze składają się deniwelacje wielkich form erozyjnych, zaakcentowane w wysokich krawędziach dolin Wisły i Wdy. Przeciętne wysokości zboczy doliny Wisły wynoszą od 50-50 m, maksymalne zaś dochodzą do 64 m pod Gruczmem i 58 m w podciętej erozyjnej krawędzi na wschód od Świecia /tzw. "Diabelce" w nazewnictwie miejscowym/. Wysokości krawędzi maleją tam, gdzie między wyso- czyzną a dna dolin wchodzą poziomy terasowe. Tera- sy stanowią istotny element różnicujący stosunki hipsometryczne omawianego obszaru. Najwyższe i naj- bardziej zwarte poziomy tworzą terasy sandru do- linnego Wdy, rozpościerające się na wysokości od 82-72 m n.p.m. Poniżej, oddzielony kilku lub kil- kunastometrowym załomem, układa się system teras rzecznych o różnym stopniu wykształcenia i zacho- wania. Spośród teras rzecznych Wisły wyróżnia się terasa o wysokości około 40 m n.p.m. /niższa tera- sa środkowa według nomenklatury R. Galona/. Zajmuje ona zwarte przestrzenie w Basenie Świeckim i na niej rozbudowało się w większej części miasto Świe- cie, a pod Przechowem zlokalizowano Kombinat Celu- lozowo-Papierniczy.

#### IV OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PODŁOŻA CZWARTORZĘDOWEGO

Znajomość budowy geologicznej podłoża czwarto- rzędego rozpatrywanego obszaru opiera się głów- nie o wyniki wierceń. Odsłaniające się bowiem wy- chodnie starszego podłoża informują jedynie o stro- powych partiach miocenu.

Znane dotychczas wiercenia z tego obszaru ukazują profile zakończone w trzeciorzędzie, poza jednym wyjątkiem - wierceniem, wykonanym w latach 1894/95 na terenie Szpitala Psychiatrycznego w Świeciu /17/, które osiągnęło na głębokości 125 m, to jest 85 m poniżej poziomu morza, strop górnej kredy /ryc.2/. Według opisu A.Jentzscha /17/ są to senońskie osady morskie, wykształcone w postaci twardego, mułkowatego marglu, w którym prócz węgla wapnia i ziarenek kwarcu występują drobne frakcje glaukonitu.

Zgodnie ze stanem dotychczasowych badań, osady górnej kredy, zaliczane na obszarze doliny dolnej Wisły do najniższej części profilu podczwartorzędowego /13/, formują rozległą depresję peribałtycką. W obrębie tej depresji rozwinęła się w osadach trzeciorzędowych dolina erozyjna Wisły.

Profil trzeciorzędu na rozpatrywanym terenie jest niepełny. Najniższe warstwy trzeciorzędu tworzą osady ciemnobrunatnych iłów, tak zwane iły toruńskie. Na nich leży miocen, stanowiący tu bezpośrednio podłoże czwartorzędu. Pod względem litologicznym serie miocenu reprezentują beżwapienne piaski kwarcowe drobno i średnioziarniste, przewarstwione ławicami węgla brunatnego o nieznacznej na ogół miąższości /ryc.3/ oraz brunatne mułki i piaszczyste iły. Piaski miocenne są przeważnie przemieszane z pyłem węglowym i przybierają barwę szarą w różnych odcieniach.

Jednym z zasadniczych problemów tego obszaru jest kwestia stosunku podłoża czwartorzędowego do powierzchni współczesnej. Zajmowali się nią A.Jentzsch /15, 17/ i R.Galon /6, 13/, a ostatnio M.Liberacki i T.Murawski /29/, którzy dochodzą do wniosku, że miocenna powierzchnia podczwartorzędowa, pochylona jest w kierunku pd-wschodnim.

Przyjmując że miocen leży in situ, mamy tu następujące wysokości jego stropu: w Drzycimiu /poza północną krawędzią mapy/ 65 m n.p.m., w Biechówku 63 m n.p.m., w dolinie Wdy pod Gródkiem od 45-42 m n.p.m., w Kozłowie około 22 m n.p.m., w Świeciu 1 m n.p.m. Jednakże w Grucznie, w zboczu doliny Wisły na SW od Świecia, odsłaniają się utwory miocenijskie na wysokości ca 42 m n.p.m. Zatem wartość deniwelacji powierzchni podczwartorzędowej na obszarze doliny Wdy wynosi 40-45 m, natomiast pod przylegającą od zachodu wysoczyzną - około 20 m.

Zróżnicowane wysokości stropu miocenu stwierdzono wzdłuż doliny Wisły od Gruczna do Świecia: w Grucznie 42 m n.p.m., w Przechowie według najnowszych rejestrów wiertniczych z obszaru budowy Kombinatu Celulozowo-Papierniczego 12 m i w Świeciu 1 m n.p.m. W przekroju równoległym do osi doliny Wisły ta wartość 41-metrowej deniwelacji rozkłada się na odcinku niemal dwukrotnie większym niż na odcinku południkowym od Gródka do Świecia. Niepewne jest jednak położenie stropu miocenu in situ w Grucznie. W każdym razie, gdyby nawet obniżyć strop miocenu w Grucznie o pewną wartość, mamy tu niewątpliwie do czynienia z zagłębieniem powierzchni podczwartorzędowej, prostopadłym do ogólnego przebiegu izarytm depresji doliny Wisły. Ustalenie jej rozmiarów i charakteru wymaga jeszcze dalszych wierceń i badań.

Przy charakterystyce powierzchni podczwartorzędowej należy uwzględnić zaburzenia glacitektoniczne. Świadczą o tym odkrywki miocenu w dolinach Wisły i Wdy, jak również profile geologiczne ze Świecia i Laskowic.

Odkrywka usytuowana u wylotu parowu na SW od Gruczna /ryc.4/ ukazuje pod serią piasków fluwio-glacialnych na wysokości około 42 m n.p.m. strop

formacji burowęglowej, wykształcony w postaci piasków kwarcowych zanieczyszczonych burowęgłem i warstw burowęgla z wytrąceniami wapiennymi. Całość utworów miocenijskich jest ścięta równą, erozyjną powierzchnią, podkreślona warstwą zorsztynizowanych piasków gruboziarnistych i żwirów. Pierwotne ułożenie warstw miocenijskich uległo silnym zaburzeniom glacytektonicznym, zarówno ciągłym, jak i uskokowym. Strukturalnie można tu wyróżnić dwa pokłady: dolny, ukazujący fragment fałdu węgla brunatnego i piasków kwarcowych przemieszanych z żółtymi piaskami plejstocenijskimi oraz górny pokład, który zbudowany jest z piasków miocenijskich i ścina antyklinalną część fałdu.

Opierając się na wynikach badań B.Krygowskiego /23/ nad typami zaburzeń glacytektonicznych, można zaliczyć opisane zaburzenia do struktur fałdowych i łuskowych. Struktura fałdowa dolnego pokładu, przemieszanego z piaskiem plejstocenijskim, pozwala wnioskować, że warstwy burowęgla zostały tu sfałdowane w stanie niezamarzniętym pod stropową warstwą zmarzlinową, która uległa złuskowaniu podczas nasunięcia lądolodu.

Struktury glacytektoniczne w utworach miocenijskich obserwowano także w innych miejscach na SW od Gruczna oraz w dolinie Wdy, pomiędzy Dulskiem a Gródkiem /ryc.5/.

## V STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU

Osady plejstocenu stanowią na rozpatrywanym obszarze główną formację przykrywającą starsze utwory. Wyjątek w tym względzie stanowią dna dolin Wisły i Wdy, gdzie wprost na osadach miocenijskich spoczywają holocenijskie aluwia. Ogólna miąższość osadów plejsto-

ceńskich jest zmienna, zależna od konfiguracji podłoża i współczesnych form powierzchni. Znałe dotąd wiercenia notują największe miąższości na obszarze Wysoczyzny Świeckiej /pomiędzy dolinami Wdy i Mątawy/, i tak: w Laskowicach 72 m, a w Wiągu /nie daleko krawędzi wschodniej mapy/ ponad 81 m /wiercenie nie przebiło osadów czwartorzędowych/. Mniejsze wartości podają profile geologiczne z wysoczyzny, położonej na zachód od doliny Wdy.

Stratygraficzne rozpozniomowanie plejstocenu po lewej stronie Wisły, mające znaczenie zasadnicze dla wyjaśnienia paleomorfologii, napotyka na duże trudności z powodu zmiennej miąższości utworów plejstocieńskich i różnego rozprzestrzenienia poszczególnych pokładów morenowych i międzymorenowych. Istniejące w rejonie dolnej Wdy trzy pokłady glin morenowych należą według wyników badań M. Liberackiego i T. Murawskiego /29/ do 2 zlodowaceń. Ten podział jest zgodny ze schematem stratygraficznym plejstocenu, ustalonym dla tego obszaru przez R. Galona /6, 13/ przyjmującym istnienie wyraźnych dowodów dwóch zlodowaceń. Sytuacja jest o tyle skomplikowana, że nie ma tu wyraźnego poziomu interglacjalnego, który by paralelizował z interglacjalem chełmińskim. Profil plejstocenu wysoczyzny lewobrzeżnej nie wszędzie jest jednakowo wykształcony, inaczej przedstawia się on na obszarze Wysoczyzny Świeckiej. Dzięki podcięciu erozyjnemu zbocza, odsłania się tu od górnego załomu zbocza do poziomu Wisły /ca 21 m n.p.m./ następujący układ warstw:

1. glina zwałowa brązowa
2. glina zwałowa szara
3. piaski drobno i średnioziarniste niezaburzone
4. iły warwowe zaburzone glacitektonicznie z mikrodyktajami
5. glina zwałowa szarowiśniowa

W przedstawionym profilu brak utworów międzymorenowych, rozdzielających dwa górne pokłady glin zwałowych i ewentualnie gliny zwałowej nasunięcia lodowcowego, którego rezultatem były zaburzenia fałdowe i mikrodygitalacje iłów warwowych. Dla uzupełnienia powyższego profilu, który przedstawia jedynie odkrytą część plejstocenu, należy uwzględnić materiały wiertnicze z obszaru miasta Świecia. Przytaczane już głębokie wiercenie z terasy 40-metrowej w Świeciu /ryc.2/ ukazuje na głębokości 24 m warstwę gliny zwałowej o miąższości 5 m i ponadto u samego spągu plejstocenu drugą warstwę o grubości 1m, spoczywającą bezpośrednio na trzeciorzędzie /1 m n.p.m./. Jednakże wartość stratygraficzna tych pokładów jest wątpliwa, ponieważ wchodzą tu w grę struktury glacitektoniczne - porwaki trzeciorzędowe. Niemniej jednak, opierając się na wynikach innych wierceń z tego obszaru, które z reguły dokumentują występowanie glin morenowych poniżej 20 m n.p.m., można przyjąć dla przykrawędziowej strefy Wysoczyzny Świeckiej pełniejszy profil plejstocenu, składający się z 4 pokładów glin morenowych. Należy dodać, że brak górnego poziomu międzymorenowego w odsłonięciu nie potwierdza wiercenie z Wiąga, które pomiędzy górną a dolną /szarą w odsłonięciu/ gliną morenową rejestruje piaski i iły o łącznej miąższości 8,6 m.

Duże znaczenie dla stratygrafii plejstocenu może mieć stanowisko kopalnych struktur peryglacjalnych - klinów lodowych, położone u południowo-wschodniego zamknięcia rynny jeziora Poledno. Strop odkrywki znajduje się na wysokości 82-83 m n.p.m. i 10 m ponad dnem doliny. Ogólnie biorąc, istnieją tu dwa pokłady glin morenowych, rozdzielone serią piaszczysto-mułkowych osadów wodnych /ryc.6/. Kliny lodowe rozwinęły się w dolnym poziomie gliny morenowej poniżej serii mułkowo-piaszczystej. Fakty te dowodzą istnienia przerwy w akumulacji glacial-

nej, która musiała nastąpić przed osadzeniem serii mułkowo-piaszczystej. Dla wyciągnięcia wniosków co do charakteru tej przerwy oraz znaczenia stratygraficznego stanowiska potrzeba oddzielnych, analitycznych badań.

## VI OPIS FORM TERENU

W granicach obszaru skartowanego wyróżniono szereg form i zespołów form, reprezentujących różne kategorie wiekowo-genetyczne. Spośród form bezpośredniej akumulacji glacialnej wyróżniono wysoczyznę morenową płaską i falistą oraz pagórki i pojedyncze wzgórza morenowe

1 Wysoczyzna morenowa płaska występuje na skartowanym skrawku Wysoczyzny Chełmińskiej oraz po obu stronach doliny Wdy. Powierzchnia wysoczyzny znajduje się na różnych poziomach, od 89 do 92 m n.p.m. po obu stronach doliny Wdy. Przy powierzchni jest zbudowana z gliny zwałowej z głazami lub z piasków zwałowych.

Największe rozprzestrzenienie uzyskuje wysoczyzna morenowa płaska na wschód od doliny Wdy/89-91 m n.p.m./, co wiąże się z określonym typem deglacjacji tego terenu. Natomiast na zachód od doliny Wdy spotyka się płaską powierzchnię morenową jedynie w sąsiedztwie krawędzi dolinnych /89-92 m n.p.m./ w postaci szeregu oddzielnych płatów. Na uwagę zasługuje płytkie i szerokie obniżenie o charakterze równiny erozyjnej wód roztopowych, rozszerzające się lejkowato od Parlina w kierunku Basenu Świeckiego. W budowie geologicznej tego obniżenia /najniższe miejsca schodzą do 86 m n.p.m./ nie obserwuje się istotnych różnic w stosunku do powierzchni wysoczyznowej.



2 Wysoczyzna morenowa falista posiada dominujące rozprzestrzenienie na obszarze rozpatrywanym, szczególnie na zachód od doliny Wdy. Wykazuje ona wyraźny układ strefowy o kierunku SW - NE. Wyróżniono 3 strefy. Pierwsza, stosunkowo wąska, ciągnie się od Sulnówka do Piskarek w postaci położej wypukłości o wysokości względnej 2-3 m. Na podstawie jej usytuowania i wykształcenia można wnosić, że nie posiada ona cech ciągu marginalnego, ale wiąże się raczej z formami moren szczelinowych, utworzonych w lodzie martwym /20, 26/. Wysokość bezwzględna tej strefy wynosi od 88,0 do 92,5 m n.p.m., przeważające nachylenie stoków osiąga  $3^{\circ}$  -  $4^{\circ}$ .

Powierzchniową budowę geologiczną tej strefy ukazuje odkrywka zlokalizowana na zachód od wsi Dziuki. Pod piaskami zwałowymi o miąższości 1,5 m, miejscami przewianymi, znajduje się 20 cm warstwa piasków gliniastych, spoczywająca z kolei na warstwowanych piaskach fluwioglacjalnych z pojedynczymi żwirami i gładzikami. Utwory warstwowane są zazwyczaj przełamane soczewkami i warstwami gliny i piasków gliniastych. Całość nosi więc wyraźne piętno rytmu ablacyjnego /40/.

Druga strefa moreny falistej, bardziej zróżnicowana pod względem hipsometrycznym, występuje na przedpolu wyraźnej strefy czołowomorenowej w okolicach Plewna. Przebiega ona od Parlina na SW, przez Biechowo, Lubichowo, aż po okolice Gródka na NE. Dalszy ciąg tej strefy można upatrywać w wyniosłości na północ od Laskowic. Wysokość bezwzględna całego ciągu waha się w granicach od 90-101 m n.p.m. Lokalnie obserwuje się większe ożywienie rzeźby, wprowadzone przez formy wtórne, wytopiskowe. Powierzchniowa budowa geologiczna jest dość zróżnicowana. Zwykle na wyniosłościach spotyka się glinę zwałową z gładzikami i gładzami, w zakłęsłościach piaski zwałowe. W żwirowni pod Małociechowem odsłaniają się

pod przykryciem morenowym utwory fluwioglacjalne w postaci piasków drobnoziarnistych i średnioziarnistych z wkładkami żwirów. Stropowa partia tych piasków wykazuje zaburzenia gładitektoniczne. Upad warstw zamyka się w granicach  $18^{\circ}$  -  $38^{\circ}$  na N i NW. Gлина zwałowa osiąga tu nieznaczną miąższość; w innych miejscach, jak np. na południe od Poledna osiąga ona miąższość ponad 5 m i spoczywa bezpośrednio na glinie siwo-zielonej.

Trzeci obszar występowania wysoczyzny morenowej falistej znajduje się w północno-zachodniej części mapy. Jest to wycinek rozleglejszej strefy, położonej na zapleczu lokalnego Sandru Lubodzieńskiego /w okolicach wsi Lubodzieży/. Wysokość bezwzględna tego fragmentu moreny falistej wynosi około 105 m n.p.m. Wśród utworów powierzchniowych przeważają osady moreny ablacyjnej - piaski zwałowe i gliny piaszczyste z dużą ilością głązków i głązów.

Oprócz tych trzech obszarów o charakterze stref, wysoczyzna moreny falistej występuje w postaci małych fragmentów na Wysoczyźnie Chełmińskiej i na Wysoczyźnie Świeckiej, wiążąc się genetycznie z przebiegiem deglacjacji obszarów, położonych poza granicami arkusza.

3. Pagórki morenowe spotyka się w północno-zachodniej części omawianego obszaru, gdzie tworzą one wyraźną strefę marginalną, zaakcentowaną wyniosłym wzgórzem morenowym Plewna. Przy granicy zachodniej arkusza strefa pagórków morenowych przebiega równoleżnikowo, od wzgórza Plewna skręca ku NNE w kierunku Gródka. Taki przebieg strefy odzwierciedla zarys zasięgu transgredującego lobu lodowcowego, którego odcinek najbardziej dynamiczny znajdował się na zapleczu wzgórza morenowego Plewna.

Wysokości bezwzględne pagórków morenowych wynoszą od 103-108,8 m n.p.m., wysokości względne 6-9 m, przeważającą nachylenia stoków zawierają się w granicach od 4° - 26°. Wysokości względne, jak również nachylenia stoków częstokroć wzrastają na skutek istnienia w bezpośrednim sąsiedztwie zagłębień po martwym lodzie oraz połogich obniżen, znaczących dawny przepływ wód proglacjalnych.

W budowie geologicznej pagórków morenowych biorą udział gliny zwalowe, gdzieśgdzie utwory fluwioglacjalne. Żwirownia zlokalizowana na południowym stoku pagórka /w sąsiedztwie zabudowań PGR Jarzębieniec/ ukazuje zaburzone osady fluwioglacjalne z upadem warstw 18° - 62° na S /ryc.7/. Występujące w piaskach i żwirach struktury należą przypuszczalnie do glacitektonicznych struktur fałdowych, powstałych w rezultacie nacisku lodolodu od strony północno-zachodniej. Zaburzony fluwioglacjal przedstawia zatem dyktalne skrzydło glacitektonicznej struktury fałdowej. Obserwacje i wyniki uzyskane z badań innych pagórków, jak również analiza budowy wewnętrznej wzgórze morenowego, pozwalają wnioskować, że strefa pagórków morenowych w części północno-wschodniej wraz ze wzgórzem morenowym Plawna reprezentują formy marginalne o charakterze oscylacyjnym. Na mapie oznaczono je sygnaturą form spiętrzonych.

O ile jednak wyraźny jest charakter pagórków morenowych jako form marginalnych, powstałych w wyniku frontalnego działania lodolodu, niepewna wydaje się pozycja i charakter pagórków morenowych, położonych w odcinku równoleżnikowym, na SE od Bukowca. Wydłużone ich formy układają na ogół niezgodnie z kierunkiem przebiegu ciągu czołowomorenowego, toteż z pewnym prawdopodobieństwem mogą być zaliczone do form martwego lodu typu ablacyjnego /20,27/. Brak

niestety dostatecznie głębokich odsłoneń dla udokumentowania tej hipotezy.

4 Wzgórze morenowe Plewna. Do największych form marginalnych kwalifikuje się tylko jedna odosobniona forma, ale wyraźnie widoczna w otaczającym krajobrazie dzięki swej wysokości i rozmiarom. Jest to równocześnie najwyższa kulminacja opracowanego terenu - 118,8 m n.p.m. Wysokość względna wzgórza od strony południowej wynosi 25-28 m, od strony północnej 12-23 m. W planie wzgórze to przybiera kształt owalny, zorientowany z SW na NE, jednakże linia grzbietowa przebiega niemal równoleżnikowo. Stoki wzgórza są asymetryczne; w kierunku południowym, dystalnym opadają łagodnie /8-12<sup>o</sup>/, natomiast w kierunku proksymalnym - stromo /20-28<sup>o</sup>/. Stok proksymalny jest rozczłonkowany licznymi drobnymi dolinkami, pochodzącymi zapewne z okresu późnego glacjału i postglacjału, kiedy wytapiały się zagrzebane bryły martwego lodu. Świadczą o tym nieckowate zamknięcia dolinek, przechodzące dalej w formy wciosowe /20/. Największe rozczłonkowanie obserwuje się na zapleczu drugiej kulminacji wzgórza - 117,9 m n.p.m.

Naturalnych odsłoneń na powierzchni wzgórza nie zaobserwowano; płytkie szurfy wykazały tylko glinę brązową z licznymi głazami. Głębszą budowę geologiczną wzgórza poznano w jego partii dolnej po stronie proksymalnej. Ze stratygrafii utworów odsłoniętych w żwirowni /ryc.8/ wynika, że nadkład żwirowo-piaszczysto-mułkowy został osadzony po usypaniu moreny; jest więc utworem wodno-lodowcowym topniejącego lodowca, tego samego, który usypał głazowisko. Nieopodal, w kierunku zachodnim, najmłodszą serię fluwioglacjalną przykrywa glina zwałowa. Warstwy fluwioglacjału spoczywają tutaj także na głazowisku. W stropie są ścięte gliną zwałową piaszczystą, koloru ciemno-żółtego z dużą ilością

cią głazików i głazów, reprezentuje ona zapewne morenę ablacyjną /39/.

Wzgórze morenowe sklasyfikowano podobnie jak sąsiednie pagórki morenowe jako formę spiętrzoną o charakterze oscylacyjnym, jakkolwiek asymetria stoków różni się od asymetrii typowych moren czołowych spiętrzonych, znanych ze Spitsbergemu /20/, które mają stoki proksymalne łagodne a dystalne strome. Odmienna sylwetka morfologiczna znajduje swoje uzasadnienie w większej skali i dynamice transgredującego lądolodu, zakończonej, jak można sądzić, szczególnie krótkim okresem postoju. W czasie tego postoju nastąpiła akumulacja przemytego materiału morenowego w postaci głazowisk na zapleczu spiętrzonego wzgórza. Później miała miejsce sedymentacja mułków, piasków i żwirów, związana z ostatnią fazą wytapiania się mas lodowych.

5 Sandry. Równiny sandrowe występują na rozpatrywanym terenie w dwóch obszarach: w dolinie Wdy, w kilku poziomach sandru dolinnego i w północno-zachodniej części terenu, gdzie usypany został lokalny Sandr Lubodzieński. Sandr Wdy został usypany przez wody roztopowe spływające w fazie postoju lądolodu na linii moren stadium pomorskiego. Sandr Lubodzieński jest chronologicznie starszy i utworzony został na przedpolu moren związanych z recesją lądolodu w fazie krajeńsko-wąbrzeskiej.

Sandr Lubodzieński rozprzestrzenia się od północnej krawędzi arkusza w kierunku południowym, otacza Jezioro Budińskie i Jezioro Lubodzieńskie, po czym przerywa strefę marginalną na zachód od wzgórza Plewna i dalej łączy się z niewielkim sandrem bocznym, wchodzącym na teren opracowany z zachodu. Dalej ku południowi ulega zwężeniu, przechodzi w równinę sandrową z niewielkimi powierzchniami ero-

zyjnymi i w końcu zanika w płytkim obniżeniu erozyjnym.

Powierzchnia sandru obniża się w kierunku południowym, od 102 m n.p.m. pod Lubociążą do około 92 m n.p.m. w okolicy Różanna. Granica morfologiczna sandru nie wszędzie jest jednakowo wyraźną; najwyraźniej zaznacza się w okolicach Różanna, gdzie wody sandrowe podcięły wysoczyznę morenową do głębokości ponad 5 m. Miąższość pokrywy sandrowej, która wynosi tu 60 do 120 cm /ryc.9/, wzrasta stopniowo ku północy osiągając największe wartości na zapleczu wzgórza Plewna /w odkrywce o głębokości 3 m spągu nie osiągnięto/. W budowie geologicznej biorą udział piaski i żwiry, przy powierzchni bezstrukturalne, niżej /2-3 m/ ze słabymi śladami uwarstwienia. Powierzchnię sandru urozmaicają gdzieś niedługo zagłębienia wytopiskowe.

6 Rynny. W rozdolinieniu powierzchni rozpatrywanej wysoczyzny morenowej zasadniczą rolę odgrywają rynny i doliny odpływowe wód roztopowych.

Spśród form, które do dziś dnia zachowały cechy rynien subglacjalnych należy wymienić: rynnę jeziora Poledna, rynnę Przysierską i rynnę Taszewską. Poza tym do tego typu dolin należy zaliczyć wąską i stosunkowo krótką dolinę na SW od Poledna.

Rynna jeziora Poledno i rynna Przysierska przebiegają obie z NW na SE, a więc zgodnie z ogólnym pochyleniem powierzchni morenowej i kierunkiem spływu wód roztopowych. W obecnym układzie sieci hydrograficznej rynny te wykorzystują wody strug i jezior, spływających w przeciwnych kierunkach: rynną jezioro Poledna płynie struga w kierunku południowo-wschodnim, rynną Przysierską w kierunku północnym.

Rynna jeziora Poledno rozpoczyna się młodym rozcięciem erozyjnym na południe od Dolnego Młyna.

Aż do jeziora Poledna zachowuje ona kształt typowej rynny nieznacznie przekształconej procesami denudacyjnymi. Szerokość dna wynosi od 60-120 m, nachylenie stoków w górnym odcinku  $18^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ , w pobliżu jeziora  $18^{\circ}$  -  $34^{\circ}$ . Miejscami na zboczach zaznaczają się wąskie spłaszczenia wnoszące się do wysokości 4-5 m ponad dno doliny. Niski strumień, który do jeziora płynie w poziomie osadów biogenicznych, już od miejsca wypływu z jeziora zwiększa spadek i wykonuje energiczną pracę erozyjną w osadach plejstoceniowych. W rezultacie począwszy od linii kolejowej Laskowice - Bydgoszcz, dolina wykazuje cechy formy typowo erozyjnej.

Rynna Przysierska ma mniejsze rozmiary podłużne, lecz bardziej zróżnicowany profil poprzeczny. W południowej części kończy się nieregularnie zarysowanym obniżeniem wytopiskowym, którego szerokość dochodzi do 230 m. W części środkowej znajduje się przegłębienie zajęte przez jezioro Przysierskie. Nachylenie zboczy waha się w granicach  $12^{\circ}$  -  $22^{\circ}$  w odcinku północnym i  $8^{\circ}$  -  $14^{\circ}$  w odcinku południowym.

Rynna Taszewska znajduje się we wschodniej części arkusza. W granicach opracowania znalazła się jedynie część zachodnia rynny o długości 1 km. Jej kierunek jest odmienny - z WNW na ESE. Jest to forma niezwykle wyrazista o ostro zarysowanych zboczach i płaskim, zatorfionym dnie. Jej głębokość w stosunku do otaczającej wysoczyzny morenowej wynosi na ogół około 20 m, w jednym przypadku 25 m, przy czym zbocze południowe jest strome -  $45^{\circ}$  -  $62^{\circ}$ , natomiast zbocze północne ma profil łagodniejszy o nachyleniu  $22^{\circ}$  -  $35^{\circ}$ . Rynnę Taszewską odwadnia strumień uchodzący do Jeziora Bielskiego.

Do form rynnowych zaliczono także wąską i krętą dolinę na SW od Poledna. Należy przyjąć, iż forma ta stanowi efekt morfotwórczej działalności wód podlodowcowych w końcowej fazie deglacjacji, zwią-

zanej już z lodem martwym. Podobnie jak formy duże, dolina ta posiada profil podłużny niewyrównany, z progami i przegłębieniami. Długość doliny dochodzi do 2 km, nachylenia zboczy zamykają się w granicach  $8^{\circ}$  -  $28^{\circ}$ . W północnej części dolina rynnowa przechodzi w zagłębienie wytopiskowe, do którego spływa wąski strumień odwadniający środkową część doliny.

Na Wysoczyźnie Chełmińskiej doliną rynnową jest fragment południkowy doliny Browiny, której odcinek ujściowy uległ przeobrażeniom postglacjalnym, fluwialno-erozyjnym. Przedłużenie właściwej doliny rynnowej Browiny stanowi obniżenie jeziora Grubno, oddzielone od doliny Browiny wyniosłym progiem.

7 Doliny wód roztopowych. Formy wklęsłe tego typu są bardzo rozpowszechnionym elementem morfologicznym na rozpatrywanym obszarze. Genetycznie są one związane z topnieniem aktywnej masy lądolodu, jak i brył martwego lodu. Często doliny wód roztopowych przebiegają przez zagłębienia wytopiskowe zaznaczając się zwiększeniem szerokości formy i zatorfieniem dna, bądź też występowaniem jezior.

Najlepiej rozwinięte doliny wód roztopowych spotyka się na Wysoczyźnie Świeckiej, na wschód od doliny Wdy. W obrębie arkusza rozpoczynają się one w obniżeniu jezior Laskowickiego i Lipińskiego. Prawe ramię podąża w kierunku doliny Wdy, lewe zaś przybiera kierunek południowo-wschodni i łącząc szereg wytopisk, przechodzi dość wyraźną granicą morfologiczną w dolinę holoceniską, rozwiniętą zapewne na szlaku dawnego odpływu wód roztopowych. Dno obniżenia w pobliżu Jez. Laskowickiego /lustro wody znajduje się w poziomie 76,6 m n.p.m./ leży na wysokości 78-80 m n.p.m. Od tego poziomu, dno lewego ramienia, pokonując niewysokie progi /2-4 m/, schodzi do poziomu około 70 m n.p.m. /lustro wody



Jez. Wielkiego w Czaplach - 69 m n.p.m./, przy czym szerokość doliny waha się w granicach 230-1000 m, wysokość krawędzi dochodzi do 13 m, a przeważające nachylenia wynoszą  $6^{\circ}$  -  $22^{\circ}$ . Prawe ramię, towarzysząc krawędzi wysoczyzny morenowej od Belna do Sulnówka, rozcina powierzchnie poziomów sandrowych Wdy i w południowej części jeziora Deczna ponownie się rozdziela; jedno ramię kończy się pod Kozłowem załosem erozyjnym, drugie, o kierunku południkowym, uchodzi do obniżenia na zapleczu miasta Świecia. Formy dolinne od Laskowic do Kozłowa i Świecia cechuje zmienna szerokość i łagodniejsze nachylenie zboczy. Obok partii wąskich, kilkudziesięciometrowych występują tu szerokie, kilkusetmetrowe zrównania erozyjne, zwykle zatorfione, nacinające poziomy sandrowe do głębokości 6 m. Nachylenie zboczy od  $6^{\circ}$  -  $16^{\circ}$ ; wyjątek stanowi południkowy odcinek od jeziora Deczna do Świecia, który został pogłębiony późniejszą erozją holocenską.

W rezultacie etapowego odpływu wód roztopowych można w obrębie opisanych dolin wyróżnić dwa zasadnicze poziomy: pierwszy, nacinający wysoczyznę do głębokości 4 - 6 m /w okolicach Jez. Laskowickiego 87-86 m n.p.m./, związany z okresem, kiedy w wielu miejscach leżały bryły martwego lodu, i drugi, obniżony w stosunku do wysoczyzny o 8-9 m, lokalnie 13 m, związany z okresem wytapiania się brył martwego lodu, najczęściej zatorfiony lub zajęty przez jeziora.

Doliny wód roztopowych występowały prawdopodobnie także na przedpolu strefy marginalnej po prawej stronie Wdy. Zostały one przemodelowane późniejszymi procesami i stanowią obecnie górne odcinki młodych dolin erozyjnych, rozcinających wysoczyznę zgodnie z ogólnym nachyleniem jej powierzchni.

8 Zagłębienia po martwym lodzie. Zasadniczo występują one na obszarze całego arkusza, zarówno na

powierzchniach wysoczyzn morenowych, jak i w niższych poziomach dolinnych, sandrowych i rzecznych. Są to formy rozmaitego kształtu i rozmiaru, niekiedy wypełnione wodą, częściej jednak, czy to w rezultacie drenażu naturalnego, czy sztucznego - podmokłe lub zatorfione. Ilość zagłębień wzrasta ku północy, w miarę zbliżania się do strefy moren czołowych. Po prawej stronie Wdy istnieją obszary o wyjątkowo gęstym rozmieszczeniu wytopisk, np. obszar pomiędzy rynną jeziora Poledne a doliną Wyrwy. Rzeźba terenu jest tu niezwykle urozmaicona; deniwelacje sięgają do 12 m, a nachylenia stoków oscylują w granicach od 4° do 16°. Materiałem budującym ten obszar wytopiskowy są gliny, żwiry i piaski zwałowe, gdzieniegdzie w dnach obniżen mułki i osady biogeniczne.

Ogólnie biorąc, osady zwałowe zalegają z pewną regularnością; odkrywki zlokalizowane w górnych partiach zboczy wykazują albo glinę brązową, albo piaski i żwiry bezstrukturalne. Tam, gdzie na wyniosłościach występuje glina zwałowa, schodzi ona zwykle w kierunku obniżen pod żwiry i piaski, przyjmując przy tym kolor zielonkawy lub szary, na skutek działających tu procesów redukcyjnych. W zagłębieniach bezodpływowych, w których nie przeprowadzono prac melioracyjnych /np. na SW od Poledna/ proces redukcyjny trwa nadal, wywołując skutki niepożądane z punktu widzenia gospodarczego - a mianowicie zakwaszenia łąk i pól uprawnych.

Na podstawie dokonanych obserwacji terenowych należy wnioskować, że wytapianie się niektórych martwych lodów zachodziło w klimacie cieplejszym, umożliwiającym rozwój roślinności. Świadczą o tym szczątki organiczne, znajdowane wśród piasków zwałowych /np. na północ od Parlina, na zachód od Gawron/.

9 Dolina Wisły ciągnie się w południowej części arkusza z SW na NE. Szerokość doliny jest zmienna: pod Gruczmem wynosi 4 km, następnie rozszerza się przechodząc w Basen Świecki, o szerokości 7 km /ryc.3/. Z Basenu Świeckiego dolina Wisły przechodzi stopniowo w Basen Chełmiński. Zbocza doliny Wisły wykazują duże zróżnicowanie kątów nachyleń, co wynika z wieku zbocza i rozmaitego stopnia zaawansowania procesów denudacyjnych. Największe wartości nachyleń wykazują zbocza podcięte najmłodszą erozją Wisły, na W od Chełmna -  $45^{\circ}$  do  $55^{\circ}$ , oraz przy ujściu Wdy -  $55^{\circ}$  do  $62^{\circ}$ . W pobliżu Chełmna kąty spadku są mniejsze -  $12^{\circ}$  -  $45^{\circ}$ , sporadycznie ponad  $50^{\circ}$ ; podobne wartości wykazały pomiary zbocza w pobliżu Gruczna. Najmniejsze nachylenia mają zbocza Basenu Świeckiego od Dworzysk do Terespoli -  $12^{\circ}$  -  $35^{\circ}$ , co uwarunkowane jest dochodzącymi tu poziomami sandrowymi Wdy oraz wysokimi terasami Wisły.

W wyniku szczegółowych obserwacji przeprowadzonych w dolinie Wisły stwierdzono 8 poziomów terasowych. Według nomenklatury zastosowanej przez R. Galona /6/ są to:

1. Poziom zalewowy - 24-22 m n.p.m.
2. Terasa nadzalewowa Ia - 3 m wys. wzgl., 27 m n.p.m.
3. Terasa nadzalewowa Ib - 5-6 m wys. wzgl., 29-30 m n.p.m.
4. Terasa dolna II - 10-12 m wys. wzgl., 34-36 m n.p.m.
5. Terasa środkowa niższa III - 16-17 m wys.wzgl., 40-41 m n.p.m.
6. Terasa środkowa wyższa IV - 25 m wys. wzgl., 49 m n.p.m.

7. Terasa górna niższa Va - 32 m wys. wzgl., 56 m n.p.m.
8. Terasa górna środkowa Vb - 37 m wys. wzgl., 61 m n.p.m.

Największe rozprzestrzenienie w dolinie Wisły posiada poziom zalewowy, znajdujący się na wysokości 24-22 m n.p.m., a więc około 1,75 m ponad średni poziom wody w rzece. Poziom zalewowy nie tworzy zupełnie płaskiej powierzchni, lecz w zależności od zróżnicowanych przestrzennie i czasowo warunków sedymentacji i erozji rzeki wykazuje drobne deniwelacje, wahające się w granicach 2 m. Najniżej położone miejsca znajdują się na dnie starorzeczy suchych lub świeżych /poziom Jeziora Starogrodzkiego 22,3 m n.p.m./ oraz w obszarach zatorfionych - 22,2 m n.p.m. na NE od Wielkiego Konopatu. Starorzecza, znaczące przebieg nurtu niedawnej Wisły układają się na obszarze rozpatrywanym w dwa wyraźne ciągi. Pierwszy, lepiej zachowany, bierze początek w Jeziorze Satrogrodzkim, w okolicach Chełmna skręca ku NE, przekracza koryto Wisły koło dawnego, drewnianego mostu i ciągnąc się dalej równolegle do dzisiejszego koryta kończy się w Swieciu, na wschód od ruin zamku krzyżackiego. Drugi ciąg, zaczynający się pod Chełmnem przekracza Wisłę w okolicy Wilczej Kępy i przebiega podłużnymi zagłębieniami, częściowo wypełnionymi wodą, do ujścia Wisły.

Ogólna miąższość aluwii w łożysku doliny Wisły jest zmienna. Według dokumentacji wierceń C.U.G. /wiercenia przeprowadzono w 1960 roku dla projektu stopnia wodnego pod Chełmnem/, sprawdzonych przez J. Bażyńskiego, wynosi ona 7,30 m i 8,30 m po lewej stronie dzisiejszego koryta rzeki, natomiast pod korytem i po jego prawej stronie - dochodzi do 30,30 m /ryc.3/.

Charakter litologiczny aluwioów poziomu zalewego prześlędzono w Gogówa Królewskim podczas wykonywania prac ziemnych związanych z budową nowego mostu. Jak wynika z załączonej odkrywki /ryc.10/ materiał aluwialny reprezentują tu osady różnej frakcji, od piasków średnioziarnistych do ilów, przy czym na ogół zauważa się drobnienie frakcji od góry ku dołowi. Lecz ten porządek w pionowym układzie frakcji nie stanowi jakiejś ogólnej prawidłowości, zależy on od zmiennych warunków akumulacji, od zmiany masy wód, zmieniającego się przebiegu nurtu i jego szybkości. W bezpośrednim sąsiedztwie terasy środkowej niższej /III/ pod Wielkim Konopatem, a po prawej stronie Wisły w trójkącie Nowe Dobra - Klamry - Dołki zalegają na powierzchni poziomu zalewego torfy, których miąższość /według danych dokumentacji geologicznej pod budowę kolektora Kombina-tu Cel-Pap/ dochodzi do 4 m. Znaczą one dawne, opuszczone szlaki przepływu Wisły, które przed melioracją doliny /obwałowaniem koryta i odwodnieniem torfów/ zbierały nadmiar wód, pełniąc w pierwszym rzędzie rolę obszarów retencyjnych doliny.

Terasa nadzalewowa Ia występuje w Basenie Chełmińskim w postaci fragmentu wydłużonej wyspy, wyróżniającej się z otoczenia poziomu zalewego dzięki morfologicznym efektom procesów eolicznych. W dolnej partii jest zbudowana z piasków rzecznych, w górnej z piasków wydmowych. Na powierzchni terasy spotyka się liczne formy deflacyjne i wydmore, w większości umocnione i zagospodarowane. Maksymalna kulminacja wydm /w granicach arkusza/ wynosi 37 m.n.p.m., czyli 14 m w stosunku do poziomu zalewego.

Do terasy nadzalewowej Ia należy także najniższy stopień rozległego systemu teras w Basenie Świeckim. Budują go piaski rzeczne średnioziarniste z nikłymi śladami uwarstwienia.

Terasa nadzalewowa Ib występuje jedynie w zachodniej części Basenu Świeckiego w Przechowie oraz w postaci wąskiej listwy u stóp terasy środkowej niższej, od Przechowa do Świecia. Posiada charakter erozyjno-akumulacyjny; zbudowana jest od dołu z utworów fluwioglacjalnych, przy powierzchni z osadów rzecznych.

Terasa dolna II zachowała się także w Basenie Świeckim oraz fragmentarycznie w obszarze miasta Świecia. Zbudowana jest, podobnie jak niższa od niej terasa, z piasków i żwirów fluwioglacjalnych /upad ku S i SE/, ściętych erozyjnie w stropie. W Basenie Świeckim piaski rzeczne zostały przewiane, przy czym głębokość przewiania waha się od ponad 1 m do kilkunastu lub kilkadziesiątu centymetrowej pokrywy w pobliżu krawędzi zewnętrznej terasy.

Terasa środkowa niższa III w granicach opracowania stanowi najbardziej rozwinięty, najrozleglejszy poziom nadzalewowy doliny Wisły. Szczególnie zwarte i duże przestrzenie zajmuje ona w Basenie Świeckim, od Dworzysk do Przechowa. Jej wysokość względna wynosi tu 17-19 m, wysokość bezwzględna od 39,5 - 42 m n.p.m. W okolicach Wielkiego Kono-patu w poziomie terasy zaznacza się lejkowate obniżenie, związane genetycznie z dawnym odpływem wód wysoczyznowych. Wyraziście zarysowuje się krawędź zachodnia obniżenia o wysokości 3-5 m. Obniżenie uległo ponownemu rozcięciu erozyjnemu w czasach najmłodszych.

Jak wynika z przeprowadzonych badań, terasa III zbudowana jest /ryc.11/ z piasków i żwirów fluwioglacjalnych, zapadających ku S i SE, przykrytych warstwą piasków aluwialnych. Pokrywa aluwialna uległa niemal na całej terasie przewianiu. Kontakt piasków rzecznych i osadów fluwioglacjalnych uwiadcza się wyraziście dzięki nagromadzeniu żwirów,

głazików i większych nieraz głazów /spotykano głazy o średnicy do 40 cm/. Terasa III ponadto ciągnie się nieprzerwanie od Przechowa /po lewej stronie Wdy/ do Świecia. Wznosi się stromym załomem /do 10 m wysokości względnej/ nad wąską listwą terasy Ib. Miąższość piasków rzecznych jest tu znacznie większa, dochodzi do 6 m. W okolicach Świecia w poziomie erozyjnym tej terasy pojawiają się łyk warwowe i glina zwałowa.

Terasa środkowa wyższa IV występuje fragmentarycznie na wschód od Terespola jako podstawa półwyspowego wzniesienia pomiędzy Basenem Świeckim a doliną Wdy oraz w zachodniej części Basenu Świeckiego na północo-zachód od Dworzysk. Poziom ten można także prześledzić w obszarze zabudowy miasta Świecia. Budowa wewnętrzna terasy kwalifikuje ją do terasy erozyjnej; główny bowiem zrąb terasy tworzą osady fluwioglacjalne i gliny zwałowe, które przykrywa gdzieniegdzie cienka warstewka utworów rzecznych.

W tych samych obszarach, w których występuje terasa IV, napotyka się pozostałe wyróżnione poziomy terasowe. Wszystkie one mają charakter erozyjny.

10 Dolina Wdy /Czarnej Wody/. Dolny, ujściowy bieg rzeki Wdy na obszarze skartowanym można podzielić na dwa odcinki: odcinek o ogólnym kierunku południkowym od Gródka do Przechowa i odcinek mniej więcej równoleżnikowy od Przechowa do ujścia pod Świeciem. Pierwszy odcinek jest związany z doliną Wdy na szlaku odpływu sandrowego, drugi zaś wkracza w poziom zalewowy doliny Wisły.

Na przestrzeni od Gródka do ujścia Wda tworzy liczne meandry. Różnią się one w obu odcinkach rozmiarami, wiekiem i genezą. Wielkie zakola w dolinie Wdy mają charakter meandrów wciętych, przetrwałych

z okresu przejścia odpływu sandrowego w najmłodsze odwodnienie fluwialne, i jako takie rejestrują całe systemy teras od poziomów sandrowych po najmłodsze terasy aluwialne, zwłaszcza po stronie wypukłej zakoli. Natomiast w ujściowym odcinku obserwuje się drobne meandry błędne, rozwinięte w najmłodszym poziomie aluwialnym doliny Wisły.

Znaczny spadek i kręty bieg rzeki stwarzają korzystne warunki dla rozwoju tzw. małej energetyki. W obrębie opracowanego odcinka doliny Wdy istnieją dwie kaskady: pierwsza przy młynie wodnym w Przechowie i druga, regulująca przepływ, w Kozłowie. Już poza obrębem mapy znajduje się kaskada przy elektrowni wodnej w Gródku. Powstająca w związku ze skaskadowaniem rzeki "fala cofkowa" zniekształca naturalny obraz niskich poziomów terasowych, dlatego też przy wydzieleniu tych poziomów wątpliwe kryterium wysokości względnej potraktowano jako kryterium pomocnicze, kładąc większy nacisk na budowę geologiczną i wysokość bezwzględną.

Szerokość doliny wraz z poziomami sandrowymi waha się w granicach od 2,5 - 5 km. Na północy w okolicach Leosi wynosi 5 km, przy wylocie do doliny Wisły - 4 km. Szerokość doliny jest zależna od stopnia zmeandrowania rzeki i rozległości wysokich poziomów sandrowych. Poziomy sandrowe zachowały się na ogół lepiej po wschodniej stronie, np. pod Leosią i w okolicach jez. Deczna.

Spośród licznych współczesnych dopływów Wdy na uwagę zasługuje prawoboczny dopływ Wyrwa, inne drobniejsze dopływy zaznaczyły się w przeszłości znacznie większą erozją, uwidoczną dziś w okazałych formach dolinnych, zawieszonych - martwych, bądź też zawieszonych i ponownie rozciętych. Dolinki boczne wykazują różny stopień zaawansowania rozwoju i nawiązują do różnych poziomów terasowych.



Począwszy od Gródka do wylotu doliny Wdy pod Przechowem wyróżniono 3 poziomy sandru dolinnego i 8 poziomów teras rzecznych. Poziomy sandrowe układają się w następujących wysokościach:

Poziom XI - 85-82 m n.p.m., lokalnie w granicach 52-60 m w.w.

Poziom X - 80-78 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 48-55 m w.w.

Poziom IX - 76-72 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 44-51 m w.w.

Powierzchnie sandrowe odcinają się od wysoczyzny morenowej nie tylko pod względem morfologicznym, ale także krajobrazowo - w większej części zajmują je lasy sosnowe. Na ich ostateczne wykształcenie wpływały również procesy wytopiskowe i eoliczne, stąd też częste drobne deniwelacje rzędu 2 - 5 m. Elementem morfologicznym, który wprowadza dodatkowe zróżnicowanie rzeźby i jednocześnie narusza istniejący układ teras są doliny wód roztopowych i młode doliny holocenske.

Poziom XI występuje w postaci rozległej i zwartej powierzchni pomiędzy Nowymi Kromprewicami i Osłowem, ponadto wzdłuż wschodniej krawędzi od Belna do Sulnowa oraz fragmentarycznie pod Gródkiem, gdzie tworzy główną część pseudomeandrowego wzgórz o wysokości 82 m n.p.m. Jak wykazały badania po lewej stronie Wdy, na powierzchni występują piaski różnoziarniste i żwiry z otoczkami, natomiast po prawej stronie, we wzgórzu pseudomeandrowym poziom ten przybiera charakter powierzchni erozyjnej - budują ją piaski i gliny zwałowe.

Poziom X występuje w okolicach Nowych Kromprewic, fragmentarycznie wzdłuż krawędzi wschodniej doliny i gdzieś tam w formie wyspowych ostańców na poziomie niższym. Budową geologiczną nie różni

się od poziomu wyższego: na powierzchni ziemi leżą piaski różnoziarniste i żwiry niewarstwowane, które na głębokości 1 - 1,5 m są uwarstwione i zapadają generalnie ku południowi.

Najniższy teras IX zajmuje najrozleglejsze przestrzenie w środkowej części opracowanej doliny, poza tym spotyka się go sporadycznie w postaci niewielkich płąków. W tym poziomie zostało wyizolowane obecne wzgórze pseudomeandrowe pod Gródkiem. Płaskie obniżenie pomiędzy owym wzgórzem a wysoczyzną, o wysokości około 75 m n.p.m. jest zawieszona w stosunku do obecnego dna doliny Wdy. Fragment poziomu IX tworzy także kulminację wyniosłości pod Terespolem. Budowa geologiczna poziomu IX w zasadzie nie odbiega od poprzednio opisanych wyższych poziomów.

Poniżej poziomów sandrowych zachowały się wyraźne systemy teras rzecznych /ryc.12/. Wydzielono następujące terasy:

- Terasa VIII - 67-65 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 33-41 m w.w.
- Terasa VII - 62-56 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 28-32 m w.w.
- Terasa VI - 57-50 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 21-25 m w.w.
- Terasa V - 52-45 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 16-21 m w.w.
- Terasa IV - 47-41 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 13-17 m w.w.
- Terasa III - 40-32 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 6-8 m w.w.
- Terasa II - 36-28 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 4-6 m w.w.

Terasa I - 34-27 m n.p.m., lokalnie w granicach arkusza 2-3 m w.w.

Terasa VIII, mająca charakter przejściowy, występuje po obu stronach Wdy w zakolu pod Leosią i w zakolu pod Dulskiem, ponadto wąską listwą towarzyszy krawędzi sandrowej od Bedlenek do Kozłowa. W poziomie tej terasy zakończyło się formowanie półwyspowego ostańca pomiędzy Basenem Świeckim a doliną Wdy. W powierzchniowej budowie geologicznej biorą udział piaski i żwiry, najczęściej przewiane. Przez analogię z budową geologiczną niższych poziomów /ryc.13/ przypuszczać należy, że na większych głębokościach występują utwory glacialne i fluwioglacialne, spoczywające bezpośrednio na formacji miocenińskiej.

Terasa VII wiąże się z drugim stopniem terasy wysokiej Wisły /Vb/, zachowanym szczątkowo w Świeciu i Mariankach. Zajmuje zwarte przestrzenie w zakolu pod Leosią, poza tym spotyka się ją u wylotu dolinek bocznych Wdy. Terasa VII posiada również charakter erozyjny, o czym świadczy leżący na jej powierzchni koło Leosi olbrzymi głaz narzutowy tzw. "Diabełski Kamień" /ryc.12/.

Terasa VI nawiązuje do najniższego stopnia terasy wysokiej w dolinie Wisły /Va/. Zachowała się po obu stronach Wdy w różnym wykształceniu przestrzennym. Budowę geologiczną tej terasy odsłania podcięcie erozyjne rzeki w zakolu pod Leosią, w którym stwierdza się od góry ku dołowi: piaski rzeczne, utwory glacialne i fluwioglacialne, miocenijskie piaski przemieszane z pyłem burowęglowym.

Terasa V dochodzi do doliny Wisły w poziomie około 45 m n.p.m., nawiązując do wyższej terasy środkowej /IV/. Występuje dość zwarta przestrzeń w zakolu pod Leosią, w pobliżu Bedlenek i na SE od Kozłowa. Podobnie jak poprzednie terasy, ma ona

charakter erozyjny, z tą różnicą w budowie geologicznej, że w odcinku wylotowym doliny, od Wyrwy do Przechowa, pod osady rzeczne i prawdopodobnie fluwioglacjalne wchodzi ły warwowe.

Terasa IV koresponduje z rozległym poziomem terasy środkowej niższej /III/. Ciągnie się z przerwami wzdłuż całego odcinka opracowanego doliny Wdy, zajmując największy obszar pod Kozłowem i Przechowem. W głębszych partiach, jak wykazuje to szereg odsłoneń od Gródka do Dulaska /ryc.5/, rozcina ona piaski miocenne, natomiast przy wylocie doliny Wdy, od Wyrwy do Przechowa - ły warwowe /ryc.14/. Wiercenie wykonane na terasie III w dolinie Wisły /dla budowy Kombinatu Cel-Pap/ rejestruje miocen na głębokości 12 m n.p.m.

Terasa III, odpowiadająca terasie dolnej /II/ w dolinie Wisły, występuje sporadycznie, zwykle po wypukłej stronie zakoli. Jej wysokość względna wzrasta z biegiem Wdy od 6-8 m. Zbudowana jest z piasków i żwirów różnych frakcji. Wszystkie dotychczas opisane terasy rzeczne Wdy mają charakter erozyjny z nieznaczną pokrywą akumulacyjną na powierzchni. Terasy niższe II i I są terasami akumulacyjnymi, zbudowanymi z osadów aluwialnych /ryc.13/. Terasa I, a lokalnie terasa II /poniżej kaskad/ stanowią obecnie poziom zalewowy, to też w dużej części zajęte są przez łąki.

11 Dolina Browiny. Spośród licznych dolin bocznych, rozcinających wysoczyznę morenową i uchodzących do dolin Wisły czy Wdy, na wyróżnienie zasługuje odcinek wylotowy doliny Browiny na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Głębokość wcięcia doliny w stosunku do zdenudowanej powierzchni "półwyspu chełmińskiego" wynosi około 40 do 45 m, a w stosunku do wysoczyzny na zapleczu około 55-60 m. Ponieważ skartowany odcinek doliny jest stosunkowo

krótki, poprzestano jedynie na wyróżnieniu dwóch wyraźnych poziomów, których wysokości określano zazwyczaj przy pomocy klizimetru. Są to:

- terasa o wysokości względnej 2-3 m,
- terasa o wysokości względnej 8-15 m.

Terasa 2-3 metrowa przebiega na poziomie od 45 m n.p.m. w okolicach mostu kolejowego linii Chełmno-Uniśław do około 33 m n.p.m. przy wylocie doliny. Hipsometrycznie odpowiada ona terasie dolnej w dolinie Wisły. Przeważnie budują ją różnoziarniste piaski fluwioglacjalne o upadzie niezgodnym z kierunkiem biegu Browiny.

Terasa 8-15 metrowa zachowała się we fragmentach zakolowych po obu stronach Browiny. U wylotu doliny znajduje się na wysokości ca 45 m n.p.m., co odpowiada wysokości terasy środkowej wyższej /IV/ w dolinie Wisły. Najokazalsze fragmenty tego poziomu występują w bezpośrednim sąsiedztwie Chełmna, na południe od starej części miasta. W budowie geologicznej biorą udział gliny zwałowe, iły warwowe i piaski fluwioglacjalne. Obie terasy są zatem terasami erozyjnymi.

Geneza skartowanego odcinka wylotowego doliny Browiny jest problematyczna. W każdym razie posiada ona dzisiaj cechy doliny fluwialnej, w której powstaniu największą rolę odegrały wody postglacjalne.

12 Doliny holocénskie i stożki napływowe. Holocénська działalność rzeźbotwórcza przejawia się na skartowanym terenie głównie w rozwoju dolin. W zależności od zaawansowania rozwoju mają one rozmaity kształt i rozmaite rozmiary, od najmłodszych rozcięć typu wciosowego, na ogół krótkich i wąskich, do form dużych, płaskodennych, rozwiniętych na przestrzeni paru kilometrów, mających zapewne założenie późnoglacjalne. Mniejsze formy są w wąsk-

szości suche, odwadniane okresowo, tylko niektóre z nich stale prowadzą wodę. Większe formy to doliny rzeczne, częstokroć z dnem podmokłym. Zbocza ich są nachylone pod różnym kątem, zależnym od pracy erozyjnej rzeki i układu procesów denudacyjnych na zboczach. Kąty nachylenia zboczy przekraczają nieraz 60° - np. w dolinie Wyrwy i w dolinie potoku, odwadniającego jez. Poledno.

Typowym przykładem dużej formy jest dolina potoku, uchodzącego do doliny Wisły pod Gruczmem. Powstała ona z połączenia kilku rozgałęziających się dolin, których odcinki początkowe przybierają kształt wciosu lub parowu. Z biegiem tych dolin zbocza rozwierają się, oddalają od dna, wreszcie dwie duże doliny łączą się w jedną płaskodenną dolinę z formą ostańcową u wylotu.

W odcinku wylotowym sąsiedniej doliny, odwadniającej jez. Poledno, zaznaczają się spłaszczenia terasowe o względnej wysokości 3-4 m. Przy ujściu znajdują one swój odpowiednik w terenie II.

Z reguły u wylotów dolin holocenijskich układają się wachlarzowato stożki napływowe. Stosunkowo najlepiej zaznaczają się one w dolinie Wisły, na poziomie zalewowym. Jednakże ich wielkość nie zawsze jest proporcjonalna do wielkości agradowanej doliny. Odpowiednie proporcje morfologiczne występują jedynie u wylotów dolin, przy których nie obserwuje się śladów niedawnej działalności erozyjnej Wisły, a więc w okolicach Gruczna oraz częściowo na wschód od Chełmna. Są to przeważnie formy płaskie, których nachylenie nie przekracza 3°. Zbudowane są z materiałów piaszczysto-żwirowych.

Akumulacja dużych stożków napływowych w dolinie Wisły przebiegała równocześnie z procesem zasypywania doliny, dlatego też nie ograniczają się one tylko do wyraźnych nabrzmiń, nałożonych na po-

ziom zalewowy, ale zazębiając się z aluwiami Wisły sięgają zapewne do większych głębokości.

13 Utwory i formy eoliczne oraz aktualne procesy denudacyjne na stokach. Niektóre obszary piaszczyste podlegały u schyłku glacjału i w holocenie procesom eolicznym. Piaski wydmowe i drobne formy eoliczne można znaleźć w zasadzie na wszystkich poziomach rzecznych /z wyjątkiem poziomu zalewowego/ i sandrowych. Piaski przewiane występują na terasie środkowej niższej /III/ w Basenie Świeckim, pokrywając ją niemal całkowicie warstwą od kilkudziesięciu centymetrów do 1,5 m. Głębokość przewiania wzrasta na ogół w kierunku zboczy doliny; w bezpośrednim sąsiedztwie zboczy pojawiają się już miejscami drobne formy wydmowe o kształtach nieregularnych. Drugi znaczniejszy obszar wydmowy występuje po prawej stronie Wisły, na nadzalewowej terasie akumulacyjnej od Nowych Dóbr do granicy wschodniej arkusza /Górnych Wymiarów/. Ponadto stosunkowo duże obszary piasków zwymionych rozprzestrzeniają się w strefie przykrawędziowej doliny Wisły, na wschód od Chełmna. Procesy eoliczne pod Górnymi Wymiarami osiągały - w skali arkusza - największy stopień rozwoju. Spotykamy tu sporą ilość form wydmowych nieregularnych, wśród których występują pojedyncze formy wałowe czy też segmenty form parabolicznych, przekraczające niejednokrotnie 10 m wysokości. Są one zbudowane z piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych. Pośrodku pola wydmowego zaznaczają się wydłużone w kierunku równoleżnikowym niecki deflacyjne.

Ze względu na stosunek form eolicznych do wieku ich podłoża można tu wyróżnić 2 okresy wydmotwórcze: pierwszy - późnoglacialny, byłby to okres klimatyczny preborealny i borealny według podziału R.Galona /13/, odnoszący się do wydm uformowanych na powierzchniach plejstocenijskich, i drugi - subborealny,

związany z obszarami niskich teras akumulacyjnych nadzalewowych.

Istniejące obecnie formy wydmowe należą w większości do form martwych, unieruchomionych dzięki rozwojowi roślinności.

Wreszcie wspomnieć należy o współczesnych procesach geomorfologicznych, przejawiających się najdobitniej w procesach denudacyjnych na stokach.

Obserwacje tego rodzaju procesów przeprowadzono przede wszystkim w dolinie Wisły. Najogólniej rzecz biorąc, w dolinie Wisły można wyróżnić stoki znajdujące się aktualnie w stadium młodości i w stadium dojrzałości. Pierwsze stadium cechuje stromy i niewyrównany profil o dużym kącie nachylenia  $45^{\circ}$  -  $60^{\circ}$ , nawet powyżej  $60^{\circ}$ , zmodyfikowany na skutek różnej odporności materiałów budujących stok: glin morenowych i osadów międzymorenowych. Poziome morenowe tworzą zazwyczaj lokalne bazy denudacyjne. Stoki w młodym stadium rozwoju to zbocza lewostronne doliny Wisły na wschód od Świecia oraz prawostronne w okolicach Chełmna, zwłaszcza w odcinku sąsiadującym ze starorzeczem Jez. Starogrodzkiego. Stoki w stadium młodocianym, z uwagi na zachodzące tu intensywne procesy obnażania - spłukiwania i ruchy masowe, powinny być umacniane roślinnością krzewiastą i drzewiastą.

Drugi typ stoku, w stadium dojrzałym, obserwuje się po lewej stronie Wisły w okolicach Gruczna, po prawej zaś na wschód od Chełmna, w okolicach Dołków i Klamer. Posiada on profil złagodzony materiałem usypiskowym /w górnych partiach  $19^{\circ}$  -  $45^{\circ}$ , w dolnych z reguły poniżej  $19^{\circ}$ /. W swych dolnych partiach mogą być wykorzystane, z pewnymi ograniczeniami, dla celów hodowlanych i rolniczych.



## VII PRÓBA USTALENIA MORFOGENEZY

W powstawaniu i rozwoju zasadniczych elementów rzeźby skartowanego obszaru decydującą rolę odegrały czynniki i procesy morfogenetyczne, których działanie należy rozpatrywać w skali znacznie wykraczającej poza granice arkusza. Jeżeli ograniczyć się tylko do okresu ostatniego zlodowacenia i okresu postglacjalnego, dotyczy to takich zagadnień, jak: przestrzenne rozmieszczenie stref marginalnych, określenie faz odpływu sandrowego stadiału pomorskiego, późnoplejstoceński i holoceniński rozwój dolin Wisły i Wdy. Literatura z tego zakresu jest wciąż jeszcze niewystarczająca. Jediną pracą tego rodzaju stanowi publikacja R. Galona /6/. Na niej oparto interpretację morfogenetyczną skartowanego wycinka doliny Wisły, i w nawiązaniu do niego - odcinka wylotowego doliny Wdy.

Punktem wyjścia regionalnych syntez morfogenetycznych obszarów zlodowaconych są strefy marginalne. Na rozpatrywanym terenie występuje wyraźnie jedna strefa marginalna, zaakcentowana wzniesieniem Plewna. Druga, zaznaczona na mapie fragmentem moreny falistej, przebiega prawdopodobnie na zapleczu sandru Lubodzieńskiego. Z linią postoju lodowca uwydatnioną w okolicach Plewna po prawej stronie Wdy i obszarami wysoczyzny morenowej falistej na północ od Laskowic po lewej, należy wiązać mniej więcej prostopadły do niej kierunek rynien i dolin wód roztopowych. Wyjątek stanowią doliny wód roztopowych, odchodzące od Jez. Laskowickiego do Sulnówka i do Czapli, których kierunki zostały wymuszone przez stagnujący na powierzchni Wysoczyzny Świeckiej lód. Dominującym więc kierunkiem ruchu lądolodu na rozpatrywanym terenie był kierunek NW - SE. Odnosi się to zarówno do trans-

gresji lądolodu, jak i, z pewnymi odchyleniami, kierunku postępującej deglacjacji.

Po oddzieleniu się drobnych i większych partii lodu od aktywnej krawędzi lądolodu, czyli po stosunkowo długo trwającym okresie deglacjacji powierzchniowej /20, 39/, nastąpiło ponowne oscylacyjne nasunięcie lądolodu, które pozostawiło swój ślad w łuku form marginalnych, ciągnącym się od Bukowca do obszarów na północ od Laskowic, a w szczególności w wyraźnej formie czołowomorenowej wzgórza Plewna.

Stosunki hydrograficzne, jakie się ukształtowały w nowej sytuacji topniejącego czoła lodowcowego, odpowiadały w głównych zarysach istniejącej dzisiaj konfiguracji terenu. Odpływ wód lodowcowych, nawiązując do obniżenia typu depresji końcowej, występującego na zapleczu wzgórza Plewna, przerywał ciąg marginalny, przede wszystkim po bokach wzgórza Plewna i uchodził na przedpole, dając początek licznym tu dzisiaj formom erozyjnym. Ponieważ do usypania sandru wówczas nie doszło, należy wnioskować, że odpływ ten był szybki i odbywał się w kierunku istniejących już wtedy obniżzeń Wisły i Wdy. W pierwszej fazie mógł to być odpływ swobodny, później w miarę topnienia brył lodu martwego i stagnującego, zalegających jeszcze na przedpolu, utworzyły się formy dolinne, odprowadzające wody w sposób zorganizowany.

Kolejny postój zaznaczył się usypaniem sandru Lubodzieńskiego. Począwszy od wzgórza Plewna wody tego sandru ulegały rozdwójnieniu i pozostawiły odmiennie ślady: w kierunku południowo-zachodnim - zachodziła akumulacja sandrowa, stopniowo malejąca i wyklinowująca się w miarę zwiększania się stopnia nachylenia terenu. W kierunku południowo-wschodnim - miało miejsce pogłębienie erozyjne poprzednio utworzonych obniżen wód proglacjalnych.

Po wycofaniu się lądolodu na linię strefy marginalnej stadiału pomorskiego następuje okres tworzenia się sandru Wdy, który swymi trzema poziomami wskazuje trzy główne fazy zmian klimatycznych. Równocześnie z akumulacją sandru dolinnego Wdy zachodziły na tym terenie intensywne procesy wytopiania się brył martwego lodu i formowania współczesnych zagłębień, czy to pochodzenia subglacjalnego, czy wytopiskowego. Z tym okresem należy wiązać główną fazę rozwoju dolin wód roztopowych na Wysoczyźnie Świeckiej, bifurkujących w okolicach Laskowic. Początkowo wody roztopowe spływały tu w poziomie 76-78 m n.p.m., wzdłuż peryferii rozległej partii lodu stagnującego /obszar dzisiejszej powierzchni wysoczyzny morenowej płaskiej ze strefą moreny falistej pochodzenia szczelinowego/, później, po usypaniu poziomów sandrowych, wody roztopowe prawego ramienia wcięły się w powierzchnię sandrową do około 70-68 m n.p.m., natomiast w lewym ramieniu, na skutek wytopienia się zagrzebanych tu brył martwego lodu powstały zagłębienia, które rozerwały jednolity początkowo przepływ.

Dalszy rozwój głównych form omawianego obszaru pozostaje w ścisłym związku z ogólnymi zmianami sieci rzecznej na przedpolu strefy moren czołowych stadium pomorskiego oraz z etapami polodowcowej historii Bałtyku.

Dolina Wisły spełniała w pierwszym etapie deglacjacji prawdopodobnie rolę doliny marginalnej, odprowadzającej wody lodowcowe ku południowi do pradoliny Noteci. Ten najwyższy odpływ wód lodowcowych nie jest jednak udokumentowany w dolinie Wisły. Reprezentują go terasy sandrowe i niektóre dna dolin wód roztopowych. Terasy wysokie Wisły, wykazujące spadek ku północy, łączą się już z bifurkacją pod Fordonem, gdy wody odpływały zarazem ku zachodowi i północy. Z kolei powierzchnie teras

niższych, począwszy od terasy środkowej wyższej /IV/, odpowiadają określonym etapom rozwoju polodowcowego Bałtyku. Do stadium Morza Litorynowego Wisła wykonywała przede wszystkim pracę erozyjną, dostawiając się wciąż do obniżającej się bazy erozyjnej. Obok intensywnej erozji wgłębnej, która sięgnęła w okolicach Chełmna do 30 m /wiercenie CUG do projektu stopnia wodnego pod Chełmnem /ryc.3/, poniżej poziomu dzisiejszego dna zalewowego, zachodziła wówczas na różnych poziomach erozja boczna, niszcząca wyższe poziomy terasowe, co w efekcie doprowadziło do powstania licznych i charakterystycznych dla południowego odcinka doliny dolnej Wisły rozszerzeń basenowych.

Pozytywny ruch eustatyczny Morza Litorynowego zaznaczył się zasypaniem aluwialnym doliny do poziomu terasy nadzalewowej Ia /lokalnie 27-28 m n.p.m./. Ponowne, tym razem nieznaczne obniżenie bazy erozyjnej spowodowało wynurzenie się terasy akumulacyjnej i poddanie jej procesom eolicznym /od okresu klimatycznego subborealnego do czasów współczesnych/.

Każdorazowe obniżenie bądź podwyższenie wód w dolinie Wisły odbijało się w rozwoju doliny Wdy. Opierając się na dotychczasowych badaniach, obejmujących jedynie wylotowy odcinek doliny Wdy, nie sposób oczywiście podjąć próby szczegółowego zrekonstruowania morfogenezy. Z tych względów ograniczono się do szkicowego nakreślenia niektórych etapów rozwoju doliny.

Po ustąpieniu lądolodu ze strefy marginalnej stadium pomorskiego rozwinął się na szlaku sandrowym odpływ rzeczny, którego poziom najwyższy reprezentuje terasa VIII, oddzielona od poziomów sandrowych wyraźnym wysokim załomem i teoretycznie odpowiadająca najwyższej terasie wysokiej w dolinie Wisły /gdyż terasa ta nie zachowała się

w odcinku skartowanym doliny Wisły/. Dalsze terasy tworzyły się w następstwie zmian poziomu Wisły, przy czym każda faza erozji kończyła się zasadniczo niewielką fazą akumulacji, pozostawiającą na powierzchni erozyjnej nieznaczną pokrywę piasków rzecznych. Z analizy hipsometrycznej teras wynika, iż największe wysokości istnieją pomiędzy sandrem a poziomem VIII, pomiędzy terasami VII i VI oraz IV i III, co świadczy o dłuższej trwającej lub intensywniejszej erozji, rozdzielającej powyższe poziomy. Terasy II i I są terasami akumulacyjnymi wciętymi.

## LITERATURA

1. A d a m i e c D., Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Arkusz B<sub>2</sub>, "Bydgoszcz" 1:300 000, Wydanie B, Bez utworów czwartorzędowych, Instytut Geologiczny, Warszawa 1954.
2. B a ż y ń s k i J., Das Quartär und sein Untergrund als Bauproblem im Tale der unteren Weichsel. Report of the Vith International Congress on Quaternary, Łódź 1953.
3. B a r t k o w s k i T., Z zagadnień geomorfologicznych okolic Międzyrzecza. Bad. Fizj. nad Polską Zach., t.III, PTPN, Poznań 1956.
4. D y l i k J., Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w Polsce. Biul. PIG, nr 68, Z badań czwartorzędu w Polsce, t.4, Warszawa 1952.
5. D y l i k J., O peryglacjalnym charakterze środkowej Polski. ŁTN, Łódź 1953.
6. G a l o n R., Dolina dolnej Wisły, jej rozwój i kształt na tle budowy Dolnego Powiśla. Bad. Geogr. nad Polską Pn-zach., z.12-13, Poznań 1934.
7. G a l o n R., Podział Polski północnej na krainy naturalne. Czasop. Geogr., t.XVIII, z. 1-4, Warszawa-Wrocław 1947.
8. G a l o n R., Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Arkusz B, "Toruń" 1:300 000, Wydanie A, Instytut Geologiczny, Warszawa 1948.

9. G a l o n R., Zdjęcie geomorfologiczne prowadzone przez Zakład Geografii Fizycznej UMK w Toruniu. Przegl. Geogr., t.XXV, z.3, Warszawa 1953.
10. G a l o n R., Z zagadnień geomorfologii czwartorzędu Niżu Polskiego. Przegl. Geogr., t.XXV, z.3, Warszawa 1953.
11. G a l o n R., Przeglądowa mapa geomorfologiczna woj. bydgoskiego. Przegl. Geogr., t.XXV, z.3, Warszawa 1953.
12. G a l o n R., Geomorfologia ogólna. Część I, Toruń 1958.
13. G a l o n R., General quaternary problems of North Poland. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part I: North Poland, Vith INQUA Congress, Poland 1961.
14. J a h n A., Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej. Acta Geologica Polonica, vol.II, Warszawa 1951.
15. J e n t z s c h A., Das Profil der Eisenbahn Konitz - Tuchel - Laskowitz. Jahrb. der Preuss. Geol. Landesanst. Berlin 1883.
16. J e n t z s c h A., Geologische Karte von Preussen. Blatt Schwetz 1:25 000, Berlin 1909.
17. J e n t z s c h A., Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Blatt Schwetz, Berlin 1911.
18. K l i m a s z e w s k i M., Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski. Przegl. Geogr., t.XXV, Warszawa 1953.
19. K l i m a s z e w s k i M., Problematyka szczegółowej mapy geomorfologicznej oraz jej

znaczenie naukowe i praktyczne. Przegl. Geogr., t. XXXII, z. 4, Warszawa 1960.

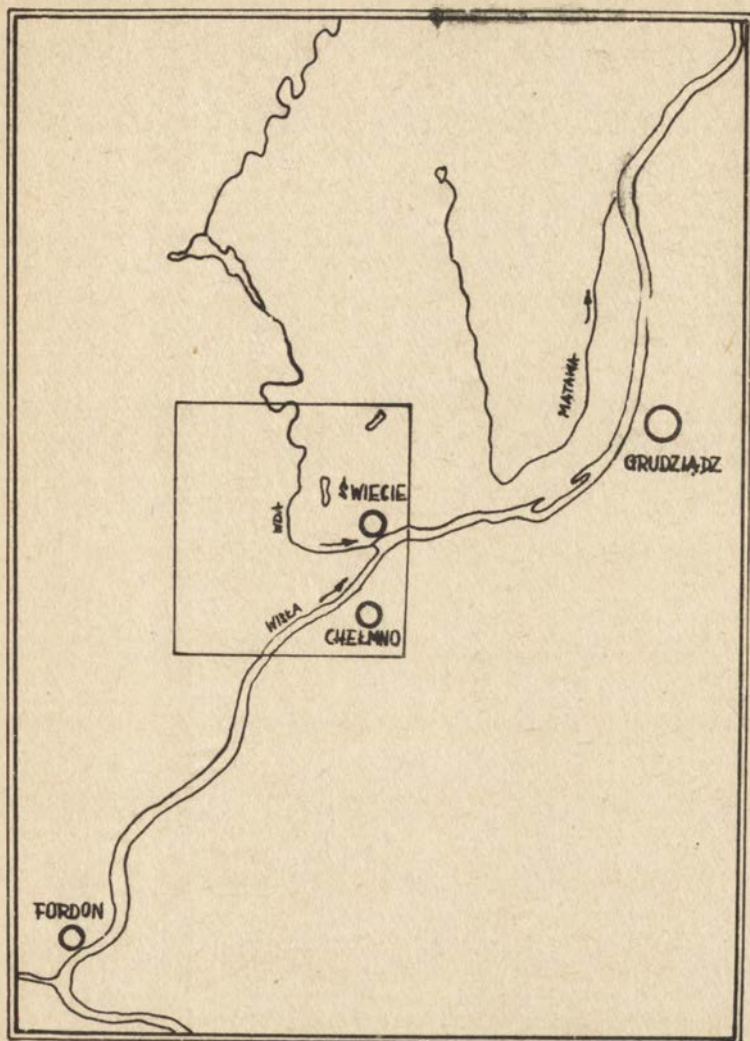
20. K l i m a s z e w s k i M., Studia geomorfologiczne na zachodniej części Spitsbergenu między Kongs-Fiordem a Eiden-Bukta. Prace IGUJ, Kraków 1960.
21. K l i m a s z e w s k i M., Geomorfologia ogólna, Warszawa 1961.
22. K r y g o w s k i B., Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Część I, Geomorfologia, PTPN, Poznań 1961.
23. K r y g o w s k i B., Uwagi o niektórych typach zaburzeń glacitektonicznych niżowej części Polski zachodniej. Bad. Fizj. nad Polską Zach., t. IX, Poznań 1962.
24. K o n d r a c k i J., L a n c e w i e z S., Geografia fizyczna Polski, Warszawa 1959.
25. M a a s G., Über Endmoränen in Westpreussen und anliegenden Gebieten. Jahrb. Preuss. Geolog. Landesanst. Bd. 21, Berlin 1900.
26. N i e w i a r o w s k i W., Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej. Studia Societ. Scien. Torun. Sec. C, vol. 4, Toruń 1959.
27. N i e w i a r o w s k i W., Late Pleistocene in the neighbourhood of Chełmno; varved clays at Chełmno. Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part I, North Poland, With INQUA Congress, Poland 1961.
28. L i b e r a c k i M., Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy. Zeszyty Naukowe UMK, Geografia nr 1, Toruń 1958.



29. **L i b e r a c k i M., M u r a w s k i T.,** Niektóre problemy czwartorzędu w dolinie Wdy poniżej Gródka. Zesz.Nauk.UKM, Geografia/III/, z.10, Toruń 1964.
30. **L i m a n o w s k i M.,** O znaczeniu iłów wstęgowych /warwowych/ Chełmna dla stratygrafii dyluwium Pomorza. Spraw. Pol. Inst. Geol., t.I, z.4-6, 1922.
31. **O k o ł o w i c z W.,** Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza. Czasop. Geogr., t.XIX, z. 1-4, Wrocław 1948.
32. **O k o ł o w i c z W.,** Uwagi o morfologii doliny Wdy. Spraw. PTPN za rok 1949, Poznań 1949.
33. **O k o ł p w i c z W.,** Morfogeneza wscnodniej części Pojezierza Pomorskiego. Biul. Inst. Geol., 100, Warszawa 1956.
34. **P i e t k i e w i c z S.,** Podział morfologiczny Polski pn. i środkowej. Czasop. Geogr., t.XVIII, z.1-4, Wrocław 1947.
35. **P i e t k i e w i c z S.,** Zagadnienie podkładu topograficznego do szczegółowych badań terenowych. Przegl. Geogr., t.XXXVI, z.1, Warszawa 1964.
36. **R u h l e E.,** Stratygrafia czwartorzędu Polski w świetle publikacji w latach 1945-1953. Biul. Inst. Geol., t.70, vol.6, Warszawa 1955.
37. **R u h l e E.,** Przegląd wiadomości o podłożu czwartorzędu NE części Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol., nr 70, vol.6, Warszawa 1955.
38. **S o n n t a g P.,** Geologie von Westpreussen, Berlin 1919.

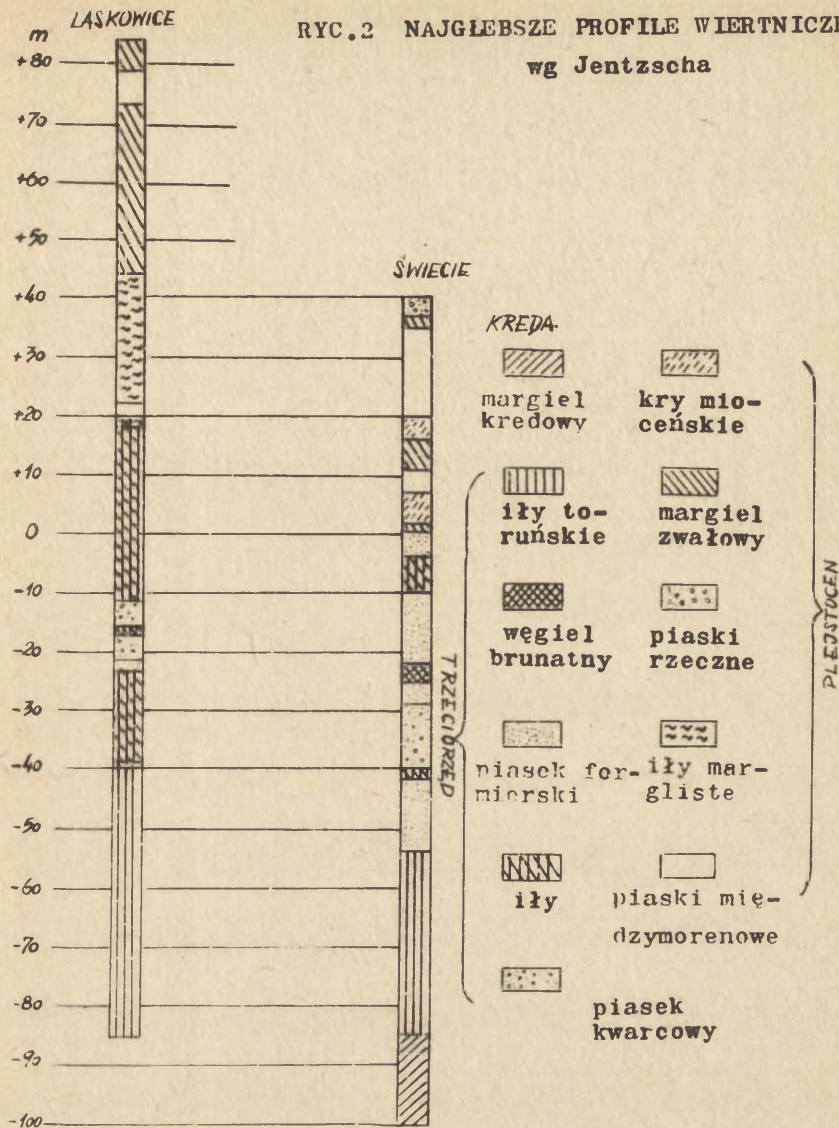
39. Szupryczyński J., Rzeźba strefy marginalnej i typy deglacjacji lodowców południowego Spitsbergenu. Prace Geogr. IG PAN, nr 39, Warszawa 1963.
40. Szupryczyński J., Zagadnienie genezy krajobrazów wysoczyzny morenowej płaskiej i falistej. Przegl. Geogr., t. XXXVII, z.1, Warszawa 1965.

RYC. I POŁOŻENIE ARKUSZA CHELMNO

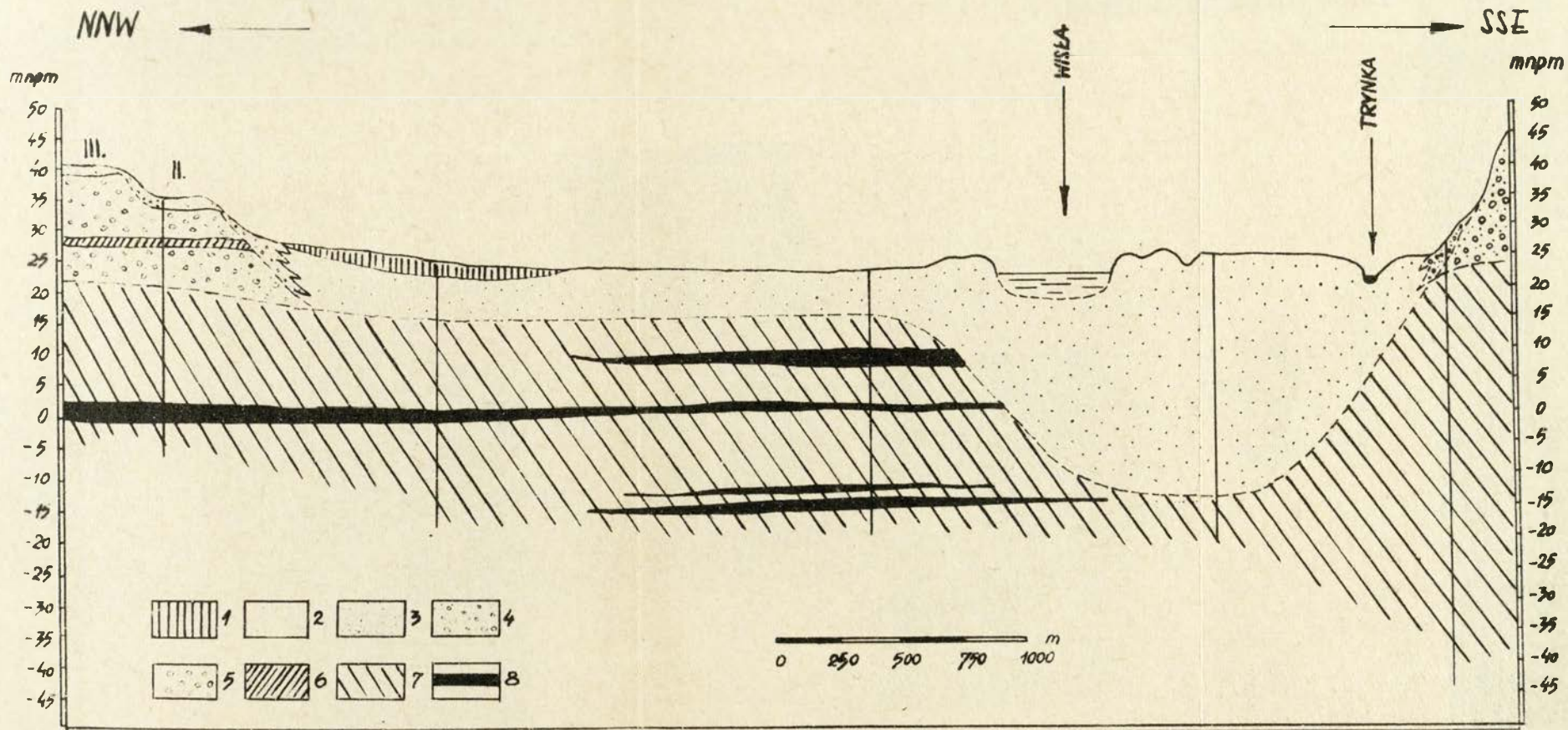


0 5 10 15 20 25 30 km

RYC.2 NAJGŁĘBSZE PROFILE WIERTNICZE  
wg Jentzscha

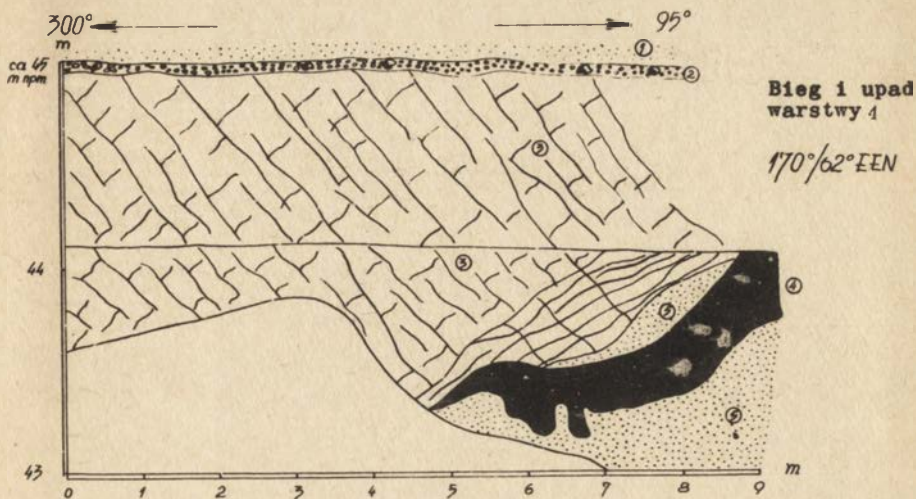


RYC.3 PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY ŁOŻYSKA WISŁY POMIĘDZY UJŚCIEM DOLINY BROWINY I DWORZYSKIEM /VII/



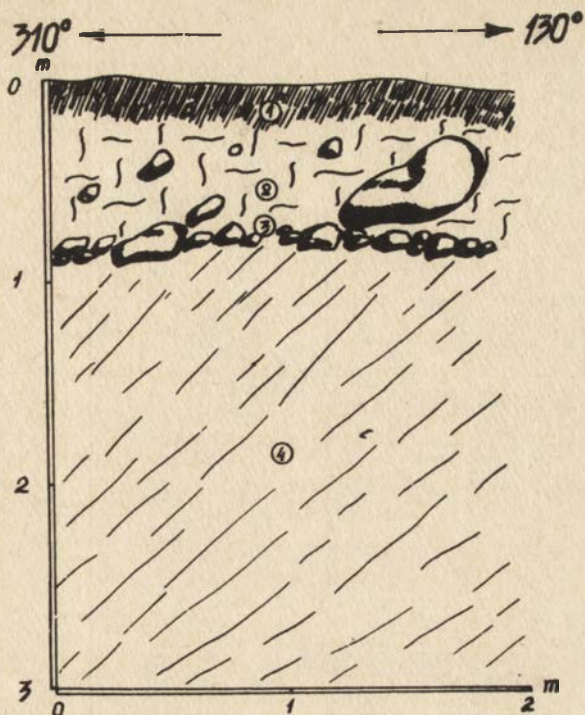
1 - torfy; 2 - aluwia równiny zalewowej; 3 - aluwia wyższych poziomów terasowych, w stropie  
zwyrodnione; 4 - utwory zboczowe; 5 - piaski i żwiry międzymorenowe; 6 - glina morenowa; 7 - osa-  
dy mioceńskie; 8 - mioceński węgiel brunatny.

RYC.4 WYCHODNIE MIOCENU W ZBOCZU DOLINY WISŁY k.GRUCZNA



1 - piaski fluwiolacjalne drobnoziarniste; 2 - żwiry z otoczkami; 3 - piaski mioceńskie przemieszane z pyłem burowęglowym; 4 - węgiel brunatny z wytrąceniami wapna; 5 - piaski mioceńskie przemieszane z piaskiem plejstoceńskim.

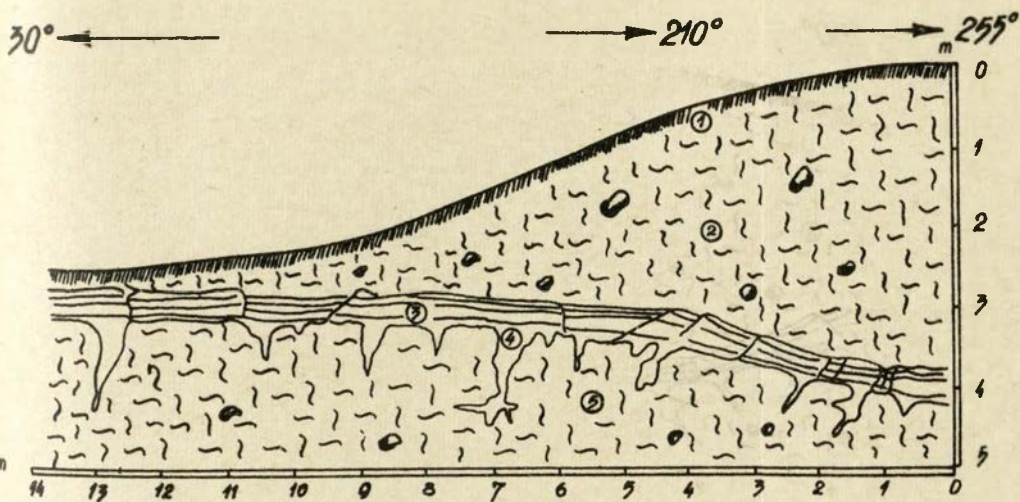
RYC.5 ODKRYWKA W TERASIE IV WDY POD KALISKAMI



1 - gleba; 2 - spiaszczona glina zwałowa z gładzami /niektóre okazy przekraczają średnice 1 m/; 3 - warstwa bruku pomorenowego; 4 - piaski mioceńskie przemieszane z pyłem burowęglowym.

Bieg i upad warstw mioceńskich:  $45^{\circ}/40^{\circ}$  NW

**RYŚ.6 KOPALNE STRUKTURY PERYGLACJALNE**



1 - gleba; 2 - glina zwałowa brązowa z głazami; 3 - seria osadów wodnych; piasków i mułków; 4 - kopalne kliny lodowe; 5 - glina zwałowa brązowa o większej zawartości części ilastych



RYC.7 ODKRYWKA W PAGÓRKU MORENOWYM W JARZĘBIENCU

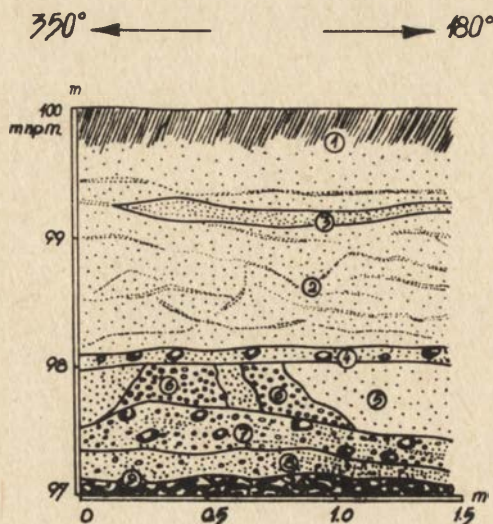


Bieg i upad:

$\chi_1$  /warstwa 5/:  $260^\circ/54^\circ S$   
 $\chi_2$  /warstwa 8/:  $270^\circ/48^\circ S$

1 - gleba; 2 - żwiry różnoziarniste w stropie przemieszane z gliną morenową; 3 - żwiry gruboziarniste z gładziami; 4 - glina piaszczysta ze żwirem; 5 - piaski średnioziarniste z piaskami mułkowatymi i wytrąceniami  $CaCO_3$ ; 6 - żwiry średnioziarniste z gładziami; 7 - warstwa żwirów średnioziarnistych; 8 - żwiry średnie i grube przeławione warstwą piasków średnich; 9 - przeziennie ułożone piaski i mułki piaszczyste; 10 - żwiry z gładziami.

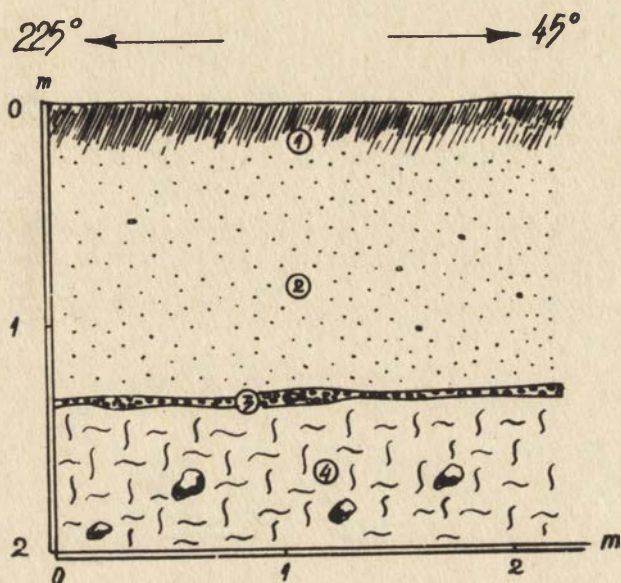
RYC.8 ODKRYWKA NA ZAPLECZU WZGÓRZA  
MORENOWEGO PLEWNA



1 - gleba; 2 - piasek średnioziarnisty ze wstęgami rdzawego orsztynu; 3 - soczewka piasków mułkowych; 4 - piaski zglinione z gładzikami; 5 - piaski średnioziarniste; 6 - żwir średnioziarnisty; 7 - żwir i otoczaki z soczewkami piasków średnioziarnistych i piasków mułkowych; 8 - mułki piaszczyste z pojedynczymi żwirami; 9 - gładowisko.

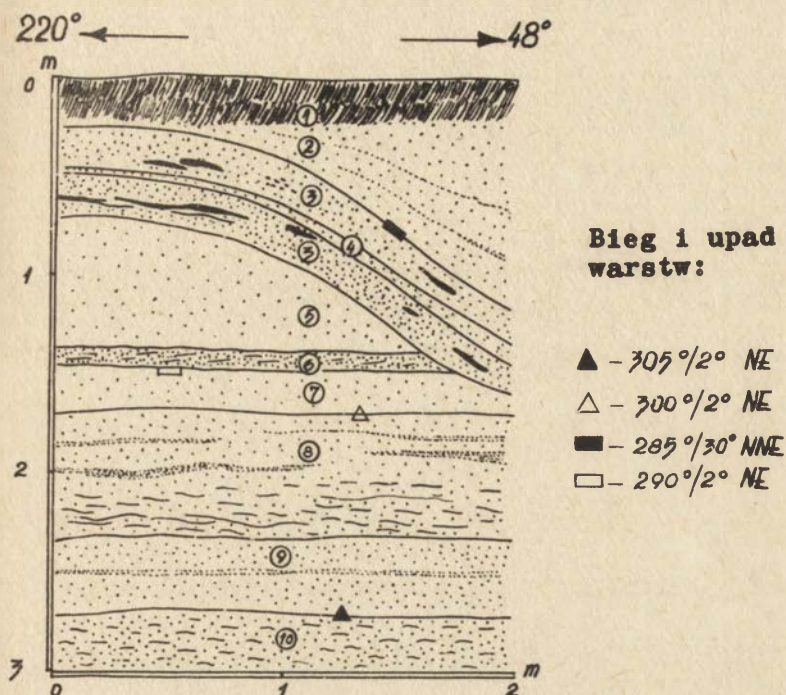
Bieg i upad warstwy 7 -  $42^{\circ}/38^{\circ}$  SE

RYC.9 ODKRYWKA W SANDRZE NA NE OD RÓŻANNA



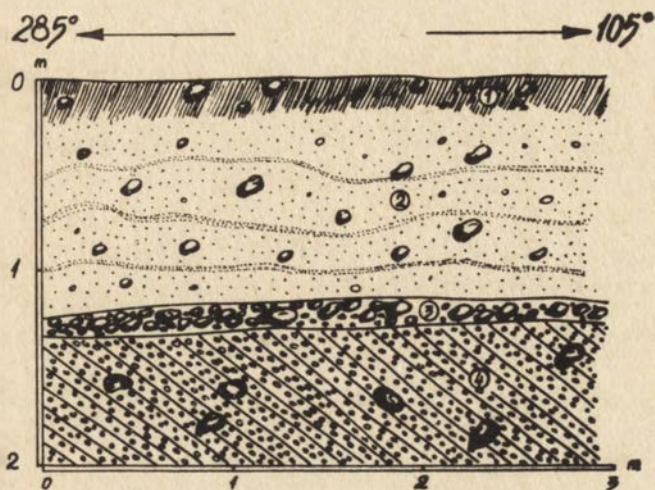
1 - gleba; 2 - piaski bezstrukturalne przeważnie średnioziarniste; 3 - zorsztynizowana grupa żwirów i głazików; 4 - glina zwałowa z głazikami.

RYC.10 FRAGMENT BUDOWY WEWNĘTRZNEJ POZIOMU  
ZALEWOWEGO W GŁOGÓWKU KRÓLEWSKIM



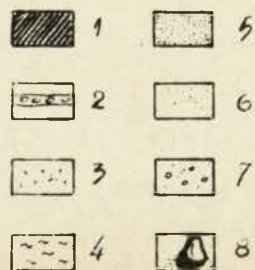
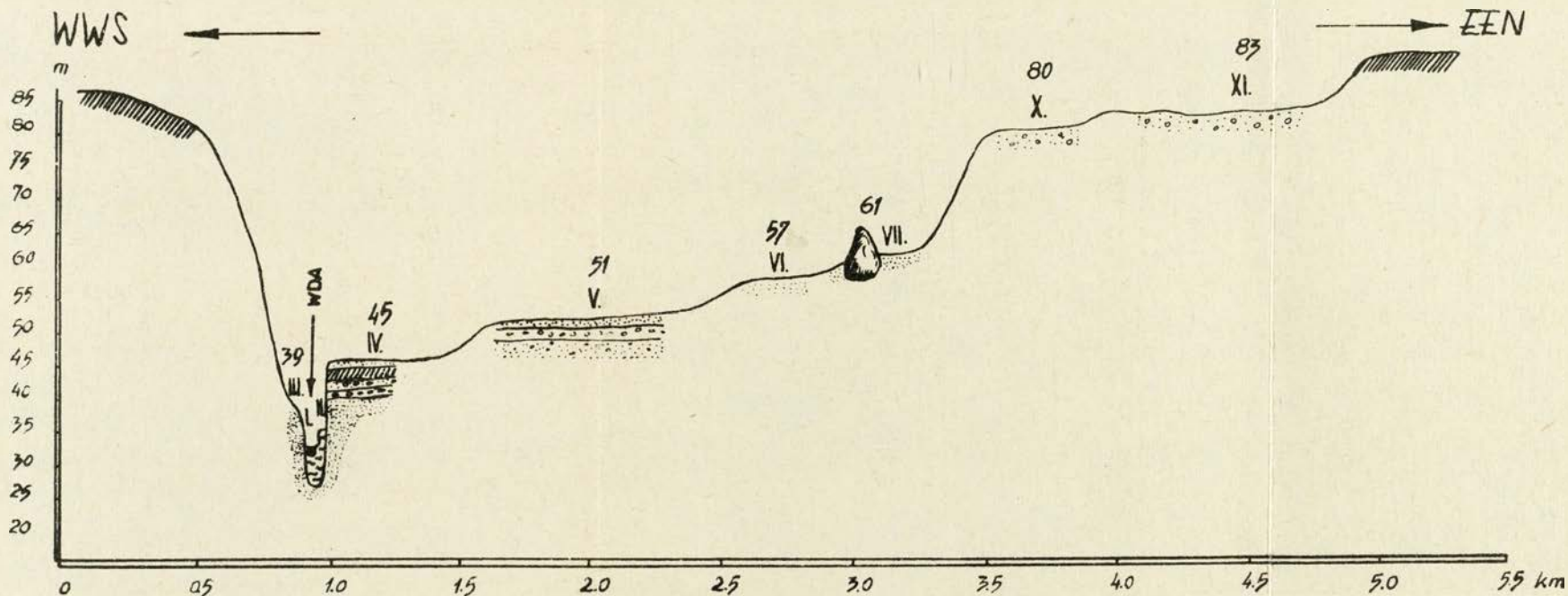
1 - gleba; 2 - ciemnożółty piasek średnioziarnisty z wkładkami mułków piaszczystych; 3 - ciemnobrunatny mułek piaszczysty ze szczątkami organicznymi; 4 - piasek średnioziarnisty ze szczątkami torfu i fauny płytkowodnej /muszelkami/; 5 - piasek jasnoszary średnioziarnisty z wkładkami mułków piaszczystych; 6 - mułek ilasty; 7 - piasek średnioziarnisty z domieszką piasku gruboziarnistego; 8 - piasek jasnoszary średnioziarnisty z wkładkami mułków przechodzący w mułek ilasty z nieregularnymi wstęgami czystego iłu; 9 - piasek średnioziarnisty, jasnożółty przedzielony wstęgą mułków; 10 - mułek piaszczysty z domieszką iłu.

RYC.11 ODKRYWKA W TERASIE ŚRODKOWEJ NIŻSZEJ III  
/Wielki Konopat/



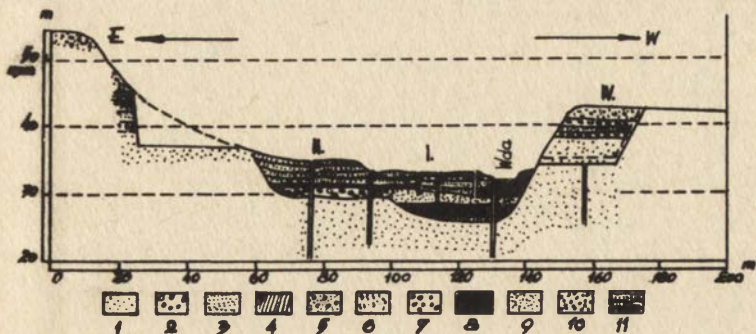
1 - gleba płaszczysta z gładziami otoczonymi eolicznie; 2 - piasek średnioziarnisty żółty ze świrami oraz smugami orsztylizacji; 3 - skorupa żwirowo-gładzowa; 4 - żwiry grube z gładziami.

RYC.12 PRZEKRÓJ PRZEZ DOLINĘ WDY NA POŁUDNIU OD LEOSI /V/



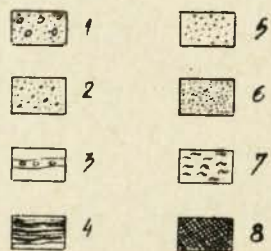
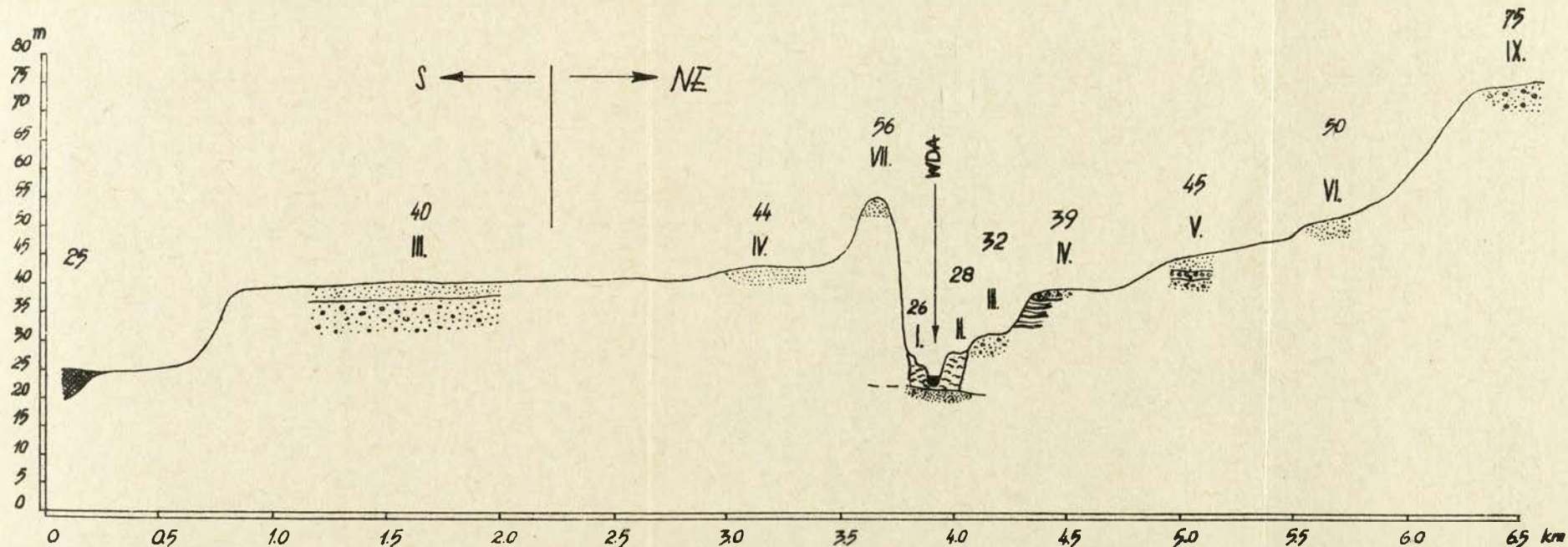
1 - glina zwałowa; 2 - bruk morenowy; 3 - piaski i żwiry międzymorenowe; 4 - osady aluwialne; 5 - piaski miocénskie przemieszane z burowęgłem; 6 - piaski rzeczne; 7 - piaski i żwiry sandrowe; 8 - głaz narzutowy "Diabelski Kamień".

RYC.13 PRZEKRÓJ GEOLOGICZNY PRZEZ NIŻSZE  
POZIOMY WDY W OKOLICY LEOSI  
wg Liberackiego i Murawskiego /III/



1 - piaski miocenijskie; 2 - bruk morenowy; 3 - na-  
przemianległe warstwy żwirów; piasków i mułków;  
4 - szarozielona glina morenowa; 5 - piaski flu-  
wioglacjalne; 6 - mułki z domieszką szczątków  
organicznych; 7 - grube żwiry; 8 - piaski drob-  
noziarniste ze szczątkami roślinnymi; 9 - piaski  
średnioziarniste; 10 - żwiry; 11 - piaski drob-  
noziarniste z przeławiczeniami mułków i dużą  
ilością szczątków organicznych.

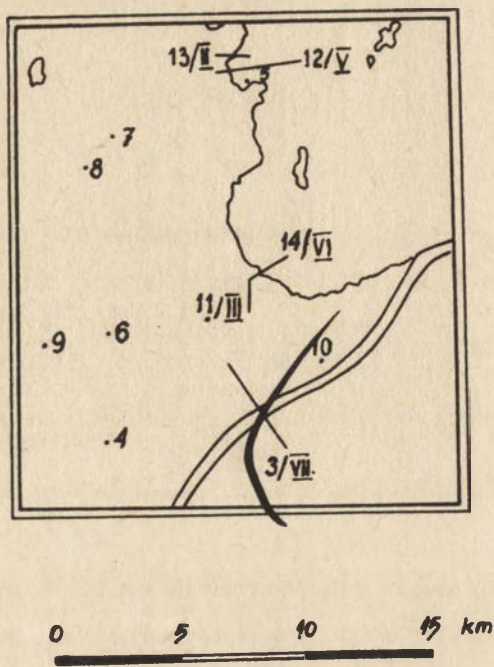
RYC.14 PRZEKRÓJ PRZEZ DOLINĘ WDY I PN.-ZACH. CZĘŚĆ BASENU ŚWIECKIEGO /VI/



1 - piaski sandrowe; 2 - piaski i żwiry fluwioglacjalne;  
 3 - bruk morenowy; 4 - iły warwowe; 5 - piaski rzeczne;  
 6 - piaski miocenijskie; 7 - osady aluwialne; 8 - torf.



SZKIC SYTUACYJNY ODLEGŁEJ I PRZEMROJOW



RYC. 15

## SPIS RYCIN

1. Położenie arkusza Chełmno
2. Najgłębsze profile wiertnicze wg A.Jentzscha
3. Przekrój łożyska Wisły pomiędzy ujściem doliny Browiny i Dworzyckiem /VII/
4. Wychodnie miocenu w zboczu doliny Wisły z k. Gruczna
5. Odkrywka w terasie IV Wdy pod Kaliskami
6. Kopalne struktury peryglacjalne
7. Odkrywka w pagórku morenowym w Jarzębieńcu
8. Odkrywka na zapleczu wzgórza morenowego Plewna
9. Odkrywka w sandrze na NE od Rózanna
10. Fragment budowy wewnętrznej poziomu zalewowego w Głogówku Królewskim
11. Odkrywka w terasie środkowej niższej III /Wielki Konopat/
12. Przekrój przez dolinę Wdy na południe od Leosi /V/
13. Przekrój geologiczny przez niższe poziomy Wdy w okolicy Leosi wg Liberackiego i Murawskiego /II/
14. Przekrój przez dolinę Wdy i pn.-zach. części Basenu Świeckiego /VI/
15. Szkice sytuacyjne odkrywek i przekrojów.

## SPIS TREŚCI

	Str.
I WSTĘP .....	1
II PRZEGLĄD LITERATURY .....	2
III OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA STOSUNKÓW HIPSO- METRYCZNYCH .....	4
IV OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA PODŁOŻA CZWARTO- RZĘDOWEGO .....	6
V STRATYGRAFIA PLEJSTOCENU .....	9
VI OPIS FORM TERENU .....	
1 Wysoczyzna morenowa płaska .....	12
2 Wysoczyzna morenowa falista .....	13
3 Pagórki morenowe .....	14
4 Wzgórze morenowe Plewna .....	16
5 Sandry .....	17
6 Rynny .....	18
7 Doliny wód roztopowych .....	20
8 Zagłębienie po martwym lodzie .....	21
9 Dolina Wisły .....	23
10 Dolina Wdy /Czarnej Wody/ .....	27
11 Dolina Browiny .....	32
12 Doliny holoceni i stożki napływo- we .....	33
13 Utwory i formy eoliczne oraz aktual- ne procesy denudacyjne na stokach...	35
VII PRÓBA USTALENIA MORFOGENEZY .....	37
LITERATURA .....	42
SPIS RYCIN .....	47

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT 2

## II OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ 1:50 000

ARKUSZ N-34-98 C TORUŃ

Opracowała A. TOMCZAK

pod redakcją J. SZUPRYCZYŃSKIEGO



## KOMITET REDAKCYJNY:

Redaktor Naczelny: K. Dziewoński  
Z-ca Red. Nacz.: D. Kosmowska-Suffczyńska  
Członkowie Redakcji: T. Lijewski, H. Szulc, J. Szupryczyński  
Sekretarza Redakcji: D. Kosmowska-Suffczyńska  
Rada Redakcyjna: J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński,  
J. Dylik, R. Galon, M. Klimaszewski, M. Kielczewska-Zaleska,  
S. Leszczycki, A. Malicki, B. Olszewicz, A. Ziefhoffer

---

Redaktor techniczny: W. Spryszyńska

Nakład 300 egz.

---

Adres Redakcji: Instytut Geografii PAN, Warszawa  
Krakowskie Przedmieście 30

---

Okładkę wydrukowano w Warszawskiej Druk. Naukowej

## E r r a t a

Str.	Wzrost	Jest	Powinno być
53	25 od góry	17	7
54	18 od góry	Passoudorger	Passenderfer
54	13 od dołu	19	9
55	23 od góry	Poziom ten łączy się wiekowo	Poziom ten łączy się wiekowo
60	10 od góry	antropogene- tyczne	antropoge- niczne
67	12 od dołu	/lądolodu/	lądolodu
99	13 od dołu	opisane przez Z.Churską.	opisane przez Z.Churska /1/.
101	4 od dołu	Pruscy	Prusacy
Ryc.7	3 od góry	południowej	północnej
Ryc.9	Fragment terasy po lewej stronie Wisły /w środkowej dolnej części ryciny/ oznaczony III, powinien być oznaczony IV		

Dokumentacja Geograficzna 2/67 - arkusz "Toruń"



**Anna TOMCZAK**

**OBJAŚNIENIA DO MAPY GEOMORFOLOGICZNEJ  
1:50 000  
ARKUSZ TORUŃ**

**I WSTĘP**

**1 Przebieg kartowania**

Mapa geomorfologiczna 1:50 000 arkusz Toruń /N-34-98 C/ wykonana została w latach 1959-1964 w ramach umowy z Instytutem Geografii Polskiej Akademii Nauk. Opracowany teren obejmuje 309,41 km<sup>2</sup> i wyznaczony jest przez następujące współrzędne geograficzne: N 53° 00' - 53° 10', E 18° 30' - 18° 45'. Zarówno kartograficzne prace terenowe jak i kameralne, wykonane zostały na podkładzie w skali 1:25 000 z cięciem poziomowym co 1,25 m /arkusze mapy topograficznej: Toruń /2977/, Grębocin /2978/ i Kiełbasin /2878/ oraz arkusz Chełmża /2877/.

Wydzielenia form morfologicznych dokonano w oparciu o "Instrukcję do Szczegółowej Mapy Geomorfologicznej Polskiego Niziu" /13/.

Do opracowania budowy geologicznej posłużyły przede wszystkim "Materiały Archiwum Wierceń" /30/, jak również opisy wierceń wykonanych w ostatnich latach przez następujące przedsiębiorstwa: 1/ Przedsiębiorstwo Eobót i Gospodarki Kopalnej w Warszawie; 2/ "Geoprojekt" - Gdańsk; 3/ Gdańskie Przed-



siębiorstwo Geologiczno-Inżynierskiego Budownictwa w Gdyni; 4/ Wojewódzkie Biuro Projektów Budownictwa Wiejskiego w Toruniu; 5/ Inwalidzka - Spółdzielnia Pracy "Odrodzenie" w Toruniu - Dział Usług Geologicznych; 6/ Dyrekcja Budowy Osiedli Robotniczych w Bydgoszczy.

2 Dotychczasowy stan badań - przegląd opracowań /opisowych, problemowych i kartograficznych/ w ujęciu chronologicznym

Południowa granica mapy geomorfologicznej arkusza Toruń w skali 1:50 000 przecina równoleżnikowo miasto Toruń, które od roku 1937 wraz z lewo-brzeżnym Podgórzem stanowi jednolity pod względem administracyjnym zespół miejski. Toruń założony został w roku 1233 i od początku swego istnienia był dużym ośrodkiem miejskim. Położony na prawym brzegu Wisły przez długi czas pełnił rolę twierdzy, a zawsze wzbudzał zainteresowanie jako jedno z ważniejszych miast w Polsce. Nic więc dziwnego, że istnieje wiele prac poświęconych Toruniowi i jego okolicom, również z zakresu geologii i geomorfologii.

Pierwsze opracowania Torunia były wykonane raczej dla celów wojskowych. Wśród map i szkiców jakie znajdują się w Archiwum Państwowym w Toruniu, wydaje się najbardziej godnym uwagi "Plan oblężenia twierdzy Toruń" w roku 1813<sup>1</sup>. Mapa ta, na której szrafura została zastosowana dla przedstawienia hipsometrii, bardziej przypomina mapę morfologiczną, niż hipsometryczną. Widać na niej bardzo

---

<sup>1</sup> Archiwum w Toruniu, T.471 Inw. 293.

wyraźnie północną krawędź wysoczyzny, krawędź górnej terasy, biegnącą od Olka do Torunia, jak również niektóre krawędzie teras w dolinie Drwęcy. Wyodróżniono też fragment górnej terasy na Jakubskim Przedmieściu i w okolicach Kaszczorka, oraz formę marginalną w okolicy dzisiejszej stacji kolejowej Papowo Toruńskie. Na mapie można dopatrzeć się z grubsza zarysowanych terenów piaszczystych. Oznaczone są też lasy, które podobnie jak i dziś, szczególnie w okolicach Przysieka i na północny-zachód od niego, pokrywają obszary wydm.

Inne plany pokazują jak wielkie zmiany wywołane zostały ingerencją człowieka w obrębie samego koryta Wisły i terasy zalewowej na skutek regulacji rzeki w latach 1828-1876. Poza wyżej wspomnianymi planami, Archiwum posiada w swoich zbiorach wiele innych starych map Torunia, jednak w niewielkim stopniu informują one o rzeźbie terenu, gdyż wykonywane były przeważnie dla celów gospodarczo-administracyjnych /34/.

W końcu XIX w., i również w latach późniejszych, na obszarze omawianego arkusza mapy 1:50 000 wykonano szereg otworów wiertniczych, często do głębokości kilkudziesięciu, a nawet stu kilkudziesięciu metrów, które zostały zebrane i opublikowane w roku 1953, przez J.Pacowską, jako "Materiały Archiwum Wierceń" /30/. Przeważającą większość opisów tych wierceń, podana została według rejestrów wiertniczych. W wielu przypadkach jednak znani są autorzy opracowań poszczególnych profilów geologicznych. Są to przede wszystkim: A.Jentzsch, który ponadto jest autorem przewodnika geologicznego po okolicach Torunia /15/, H.v.Wichdorff i K.Kailhack oraz F.Schucht, G.Maas, O.Schneider, J.Behr, a z Polaków A.Makowski.

Z lat 1920-tych pochodzą prace J.Lewińskiego i S.Lencewicza. J.Lewiński /23/ porusza zagadnienie

stratygrafii i tektoniki środkowego Powiśla oraz przyjmuje za Sonntagiem transgresję w dolinę Wisły łąsora ledowcowego od jakiegoś stadium postojowego w obrębie pasa morany Bałtyckiej. Ten pogląd o dolinnym zlodowaceniu podzielał również S. Lencewicz i rozwijał go w swoich pracach "O tak zwanym zastoiaku toruńskim" /21/ oraz "Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla" /22/. W tej ostatniej podaje między innymi szczegółową morfogenezę obszaru. Ilustracją tekstu jest załączona mapa w skali 1:100 000, na której przedstawione zostały krawędzie teras w dolinie Wisły na odcinku od ujścia Pilicy po przekon pod Fordonem oraz morfologia przylegającej wysoczyzny, na południe od Wisły po linię Konin-Lódź-Inowódz, na północ po Działdowo-Ostrołękę. W okolicach Torunia Lencewicz wyróżnia poza "krawędzią wyżyny dyluwialnej" cztery terasy: zalewową, dolną 10 m, środkową 22 m i najwyższą 35 m /cyfry określają wysokości względne/.

W latach 1929-1934 opublikowane są prace R. Galona, które do dziś są najbardziej podstawowymi opracowaniami terenu Kujaw, oraz doliny dolnej Wisły. Jakkolwiek opracowanie Kujaw "Białych" i "Czarnych" /4/ dotyczy głównie obszaru położonego na południe od Bydgoszczy i Torunia, autor podaje przebieg krawędzi pradoliny i teras występujących po prawej stronie Wisły na terenie objętym arkuszem Toruń mapy 1:50 000. Wyróżnia cztery terasy: górną 67-75 m n.p.m., środkową 50-55 m, dolną 44 m oraz zalewową. W rozdziale "Geneza Kujaw "Białych" i "Czarnych" autor omawia też dotychczasowe poglądy na rozwój pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej oraz przedstawia własny pogląd na morfogenezę tego obszaru. R.Galon zdecydowanie wyklucza możliwość istnienia zlodowacenia dolinnego, o którym szeroko pisał Lewiński /23/.

Poziomy terasowe występujące w pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej łączą się ku wschodowi z terasami, które R. Galon opisuje w następnej swej pracy "Morfologia doliny Drwęcy" /15/. Wyróżnione cztery terasy, u ujścia do doliny Wisły wykazują następujące wysokości bezwzględne: górna 70 m, środkowa 57,5 m, dolna 48 m i nadzalewowa 40 m. W oparciu o poziomy terasowe autor rozpatruje "rolę Drwęcy w odwodnieniu dyluwialnym".

Kolejną publikacją dotyczącą omawianego terenu jest wydana w związku z 700-leciem założenia miasta praca zbiorowa pt. "Dzieje Torunia" /6/. W rozdziale I zatytułowanym "Krajobraz geograficzny Torunia" R. Galon omawia między innymi budowę geologiczną i morfologię tego obszaru. Do tekstu dołączony jest "Szkic morfologiczny okolic Torunia", na którym wyróżnione zostały, podobnie jak w poprzednich opracowaniach, cztery poziomy terasowe.

Prowadzone w tym czasie przez tegoż autora szczegółowe badania w dolinie dolnej Wisły i związane z tym dalsze obserwacje poczynione w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej pozwoliły na zróżnicowanie terasy górnej na trzy stopnie: a-32 m, b-37 m, c-41 m wysokości względnej. W związku z tym, w pracy z roku 1934 /17/ załączony "szkic geologiczno morfologiczny doliny dolnej Wisły" w skali 1:300 000 przedstawia po prawej stronie Wisły na wysokości Torunia następujące poziomy terasowe: górny 32 m /Va/, środkowy niższy 17-22 m, dolny 10-15 m, nadzalewowy 5-9 m oraz terasę zalewową. Pozostałe występują w innych częściach pradoliny.

Lata powojenne przynoszą następne opracowania omawianego terenu. W artykule "O położeniu Torunia" /17/ M. Kiełczewska-Zaleska omawia - korzystając ze "Szkicu morfologicznego okolic Torunia" R. Galona /6/ - morfologię terenu, na którym rozwinęło się miasto, z punktu widzenia gospodarczego i komuni-

kacyjnego oraz pokazuje zależności historii rozwoju Torunia od warunków naturalnych najbliższych okolic i przyległych regionów Kujaw i Ziemi Chełmińskiej.

Dalsze lata to okres badań prowadzonych tu przez E. Passendorfera i W. Okołowicza. E. Passendorfer w "Zdjęciu geologicznym okolic Torunia" /32/ omawia - powołując się na wyniki badań terenowych: L. Roszkówny, W. Okołowicza i W. Króźka - stratygrafię trzeciorzędu i czwartorzędu. Na miocenijskiej formacji lignitowej i pliocenijskich piśtrych łkach leżą utwory czwartorzędowe, na które składają się cztery pokłady gliny morenowej, przedzielone warstwami piaszczysto-żwirowymi. W stropie najstarszej gliny, nieodsłoniętej na badanym terenie i w spągu najmłodszej, brunatnej gliny morenowej występują lokalnie serie warwowych iłów. E. Passendorfer /32/ mówi o akumulacyjnym charakterze terasy 8-10 m i akumulację tę łączy z fazą litoralną Bałtyku.

Budowa geologiczna i morfologia tego terenu została w dużym skrócie przedstawiona raz jeszcze przez R. Galona i E. Passendorfera w Przewodniku XXI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego na Kujawach i Pomorzu w roku 1948 /19/. Jest to niejako przypomnienie wyników dotychczasowych badań.

Na lata 1946-1953 przypada okres badań terenowych prowadzonych tu przez W. Okołowicza. Serię publikacji rozpoczyna w roku 1947 artykuł pt. "Surowce ceramiczne okolic Torunia" /26/ pisany raczej z punktu widzenia ówczesnych potrzeb gospodarczych kraju. Autor omawia w nim krótko, występujące w promieniu kilkunastu kilometrów od Torunia, pokłady iłów i glin nadających się do eksploatacji /Grębocin, Glinki, okolice Grzywiny, Chełmży/. Podany schematyczny profil stratygraficzny, dotyczy jedynie pokładu iłów wstęgowych w

Grębocinie. Budują one cokolwiek erozyjny około 40 m terasy w pradolinie Wisły na północ od Torunia, na nich leży bruk morenowy i osady terasowe. Występujące w stropowej części pokładu ików zaburzenia peryglacjalne opisał W. Okołowicz nieco później, bo w roku 1955 w artykule pt. "Struktury peryglacjalne w Grębocinie k/Torunia" /29/. Mówi tu również o podobnych zaburzeniach, którym podlegały osady marglisto-pyłowe leżące na wysoczyźnie w pobliżu zbocza pradoliny na głębokości około 2 m poniżej dzisiejszej powierzchni.

"Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza" /27/ W. Okołowicza z roku 1948 odnoszą się między innymi do obszaru omawianego tu arkusza mapy 1:50 000. Autor opisuje występujące na wysoczyźnie na północ od Torunia wzniesienia w okolicach Grębocina, Lulkowa i Łysomie, które określa jako czołowo-morenowe powstałe bezpośrednio przy krawędzi żywego lodu. Zwraca uwagę również na istnienie listwy terasowej na wysokości 77-78 m n.p.m., która ciągnie się u podnóża krawędzi wysoczyzny między Lubiczem a Grębocinem oraz w okolicach Łysomie. Poziom ten łączy się wiekowe z pierwotnym odpływem wód dzisiejszej Strugi Toruńskiej.

Obszerny artykuł pt. "Przyczynki do znajomości plejstocenu okolic Torunia" /28/ napisał W. Okołowicz w roku 1952. Zestawia tam syntetyczny profil stratygraficzny tego terenu, w którym wyodrębnia pięć różnych poziomów morenowych i cztery serie międzymorenowe. Autor podkreśla przy tym jednak, że nie koniecznie muszą one świadczyć o pięciokrotnym zlodowaczeniu, gdyż dowodem na to byłoby dopiero znalezienie czterech serii osadów interglacjalnych. Mówi, że być może są to odpowiedniki stadiaków, chociaż pięciu zlodowadeń nie wyklucza. Wiek dolnych grębocińskich ików wstęgowych W. Okołowicz odnosi do okresu między II i III zlodowaczeniem, górnych

zaś ilów do interglacjaku IV-V. Autor artykułu porusza na koniec zagadnienie kopalnych torfów, występujących na górnej terasie, których wiek określa jako wczesno-postglacjalny.

Należy wspomnieć tu również o "Szkicu morfologiczno-geologicznym obszaru m. Torunia" w skali 1:10 000, wykonanym dla celów fizjograficznych przez R.Galona i W.Okołowicza, z opisem Z.Churskiego /42/ oraz o mapie morfologicznej arkusz Toruń w skali 1:100 000 wykonanej przez J.Machinko i J. Stremiaka /43/.

Inne opracowania to "Przeglądowa mapa morfologiczna woj. bydgoskiego" w skali około 1:300 000 /41/, której autorami są R.Galon i L.Roszkówna oraz tekst objaśniający mapę - R.Galona /10/. Autor nie daje tu - ze względu na przeglądowy charakter mapy - szczegółowego opisu form, zwracając uwagę przede wszystkim na te zagadnienia, które są istotne z punktu widzenia morfogenezy, a szczególnie przebiegu deglacjacji na tych terenach.

W.Mrózek w pracy pt. "Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej" opisał występujące również i na omawianym obszarze formy eoliczne. Rozmieszczenie ich przedstawia na mapie w skali 1:100 000 /24/.

Badania morfologiczne w dolinie Drwęcy prowadziła w latach 1950-tych J.Machinko. Wyniki jej kartowania /rękopiśmienne/ były dla mnie podstawą do wykreślenia teras w tej części doliny Drwęcy, która wchodzi w obręb omawianego arkusza mapy 1:50 000.

W latach 1958 i 1959, w ramach Katedry Geografii Fizycznej Uniwersytetu Mikołaja Kopernika napisane zostały dwie prace magisterskie. Pierwsza z nich wykonana przez autorkę niniejszego Objasnienia dotyczyła geologii i morfologii obszaru Toru-

nia /38/ w granicach administracyjnych miasta z mapą w skali 1:10 000, druga moren czołowych na północ. od Torunia /3/, które badała K. Drużyńska /mapa w skali 1:100 000/.

Praca W. Niewiarowskiego "Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej" /25/ dotyczy terenów położonych na północny wschód od omawianego arkusza mapy w bezpośrednim jego sąsiedztwie i w związku z tym zawiera pewne uwagi i sugestie dotyczące przebiegu deglacjacji również na wysoczyźnie objętej arkuszem Toruń. W pracy tej bliżej rozpatrzone zostało zagadnienie sandru chełmińskiego /autor łączy go z morenami znaczącymi postój lądolodu na linii Januszewo-Kiełbasin-Kuczwały oraz z odpływem wód od rynny chełmińskiej i mlewskiej/, jak również odnogi tego sandru wysuniętej na południowy zachód w kierunku Gostkowa. Na podstawie analizy mapy topograficznej 1:25 000 arkusz Głębcin autor sugeruje, że szlakiem tym odpływały do moren środkowo-wąbrzeskich wody roztopowe /z zastoiska jez. Wieczno/, które koło Głębcina znajdowały ujście do pradoliny Wisły.

Wśród publikacji wydanych z okazji VI Kongresu INQUA w roku 1961 znajdujemy również pozycje, o których należy tu wspomnieć. Są to: R. Galona "Morfologia pradoliny Noteci-Warty" /11/ dotycząca jedynie pośrednio omawianego terenu oraz "Mapa morfogenetyczna dolnego Powiśla i terenów przylegających" w skali 1:500 000 /44/, która jest zestawieniem wyników najnowszych badań przeprowadzonych na tym obszarze. Stała się ona z kolei podstawą do wykreślenia mapy ciągów morenowych, załączonej do Przewodnika INQUA po Polskę północnej /12/.

Prace opublikowane z okazji VI Międzynarodowego Kongresu INQUA, który odbył się w Polsce w roku 1961, kończą długą serię omówionych wyżej w porządku chro-



nologicznym opracowań morfologicznych i geologicznych dotyczących obszaru objętego arkuszem Toruń mapy w skali 1:50 000.

## II OGÓLNA CHARAKTERYSTYKA TERENU

### 1 Pozycja w podziale regionalnym Polski

Arkusz Toruń mapy 1:50 000 obejmuje obszar położony prawie wyłącznie po prawej stronie Wisły /ryc.1/. Po lewej stronie rzeki na teren arkusza wchodzi jedynie niewielkie fragmenty niskich teras.

Wszystkie dotychczasowe opracowania podziału Polski na regiony fizyczno-geograficzne wydzielają obszar między pradoliną Wisły a doliną Drwęcy jako odrębną jednostkę. Poszczególni autorzy różne jednak stosują nazwy, R.Galon /8/ i S.Pietkiewicz /33/ używają terminu Wysoczyzna Chełmińska, J.Kondracki /20/ i wcześniej S.Lencewicz, mówią o Pojezierzu Chełmińskim, natomiast M.Janiszewski /14/ o Ziemi Chełmińskiej. Wszyscy ci autorzy wydzielają zgodnie Kotlinę Toruńską, zwaną częściej Kotliną Toruńsko-Bydgoską jako odrębny region. W skład tego właśnie regionu wchodzi obszar położony na południe od krawędzi wysoczyzny - pradolina Wisły.

### 2 Stosunki hipsometryczne

Pod względem hipsometrycznym teren jest dość zróżnicowany. Obszar, najniżej położony wyznacza koryto Wisły. Przy średnim stanie wody /343 cm na wodowskazie Toruń/, wysokość bezwzględna lustra wody wynosi około 34,0 m na zachodzie arkusza, u ujścia

zaś Drwęcy 36,5 m n.p.m. W kierunku północnym teren stopniowo podnosi się osiągając maksymalną wysokość 101,4 m n.p.m. w pagórku leżącym na południe od jeziora Grodno. Poziomicę 80 m można przyjąć jako przybliżoną linię graniczną pomiędzy obszarem pradoliny i wysoczyzną.

Największe wysokości względne obserwujemy na krawędzi wysoczyzny na zachód od nadleśnictwa Olek, gdzie wynoszą one przeciętnie 30 m, a maksymalnie dochodzą nawet do 45 m. Podobną wartość 30-tu metrów wysokości względnej wykazują zbocza wysokich teras pradolinnych w południowo-wschodniej części arkusza.

Na obszarze wysoczyzny deniwelacje są stosunkowo niewielkie. Różnice wysokości nie przekraczają na ogół 10 m. Jedynie we wschodniej części arkusza w okolicy Grębocina i Kamionki spotyka się większe wartości wysokości względnych /na zachód od Strugi Toruńskiej - 13 m/.

### 3 Wody powierzchniowe

Spośród cieków naturalnych należy wymienić: Wisłę, odcinek ujściowy Drwęcy, dwa mniejsze cieki /na pewnych odcinkach okresowe/ Strugę Toruńską /36/ i Strugę Łysomicką /dopływ Wisły/ oraz górny odcinek Browiny /Fryby/, która uchodzi do Wisły w okolicy Chełmna.

Naturalne zbiorniki wodne reprezentowane są przez jedyne na tym terenie jezioro Grodno i południowo-wschodni skrawek jeziora Chełmżyńskiego. Dla tego ostatniego Katalog Jezior Polski /16/ podaje za Seligo maksymalną głębokość 27 m. Poziom lustra wody w jeziorze Grodno wynosi 84,9 m n.p.m., natomiast jeziora Chełmżyńskiego 83,1 m /różnica

poziomów 1,8 m/. Pomiędzy tymi jeziorami istnieje przepływ w kierunku do jeziora Chełmżyńskiego. Batymetria jeziora Grodno przedstawiona została na Mapie hydrograficznej arkusz Toruń /47/. Jezioro to nie wykazuje dużych głębokości, maksymalnie dochodzą one 5 m.

Do naturalnych zbiorników wodnych należą również starorzecza Wisły występujące po obu stronach rzeki. Wszystkie one znajdują się w stadium zarastania. Niektóre z nich zostały antropogenetycznie przekształcone i są dziś użytkowane przez człowieka jak na przykład Port Drzewny, Port Zimowy. Działalności gospodarczej człowieka zawdzięczają swe istnienie stawy rybne na północ od Przysieka i na południe od Piwnic, stawy na Kaszowniku /dawny staw młyński/ oraz zbiorniki wody stojącej w zagłębieniach powstałych na skutek eksploatacji łąk w Parku Miejskim w Toruniu i w okolicy cegielni w Grębocinie.

Dominującym elementem hydrograficznym na omawianym arkuszu Mapy Geomorfologicznej jest Wisła. Arkusz Toruń obejmuje 13,5 km odcinek rzeki od ujścia Drwęcy do Portu Drzewnego. Spadek przy średnim stanie wody, obliczony w oparciu o dane liczbowe dla wodowskazów Silno-Toruń-Solec Kujawski wynosi 0,17 ‰. Głębokość Wisły jest bardzo różna od kilkudziesięciu cm do 7,5 m w linii nurtu /wyniki pomiarów hydrometrycznych w profilu na wysokości ujścia Małej Wisiełki, wykonane na zlecenie PIHM w Słupsku przez J. Stremła, w dniu 31.III.1962 r. przy stanie 338 cm/.

Stałe obserwacje stanów wody prowadzone są od roku 1817, kiedy założona została na Wiśle w Toruniu stacja wodowskazowa. Obserwacje te są niewątpliwie cenne również dla badań geomorfologicznych, ze względu na ścisłą zależność między zmianami stanu wody a procesami zachodzącymi na dnie doliny.

#### 4 Klimat

Obserwacje prowadzone przez Stację PIHM, która zlokalizowana jest w północnej części miasta /w dzielnicy Wrzosey/, umożliwiają bliższą charakterystykę stosunków klimatycznych okolic Torunia. Przytoczone niżej liczby dotyczą pewnych elementów klimatycznych /wybranych z punktu widzenia ich bezpośredniego, lub pośredniego wpływu na rzeźbę/mianowicie temperatury powietrza, opadów, czasu trwania pokrywy śnieżnej, kierunków i szybkości wiatru.

Załączone zestawienia średnich miesięcznych dla poszczególnych elementów klimatu za lata 1951-1960 opracowane zostały przez H. Ziembickiego, w oparciu o dane ze Stacji PIHM w Toruniu. Dla porównania podano również średnie miesięczne temperatury powietrza za okres 1881-1930 według L. Bartnickiego i W. Wiszniewskiego oraz średnie miesięczne sumy opadów za lata 1891-1930 zgodnie z Atlasem Opadów Atmosferycznych.

Temperatura powietrza  
/średnia miesięczna i średnia roczna/

	I	II	III	IV	V	VI	VII
1951-1960	-2,1	-2,7	1,6	6,9	12,6	17,2	18,8
1881-1930	-2,2	-1,4	2,0	7,4	13,1	16,4	18,4

VIII	IX	X	XI	XII	Rok	A
17,9	13,4	8,3	3,3	0,9	8,0	20,9
16,9	13,2	7,9	2,6	-0,6	7,8	20,6

<sup>1</sup> H. Ziembicki - Charakterystyka klimatyczna Torunia /1966/ maszynopis w Wydziale Architektury i Nadzoru Budownictwa Prezydium MRN w Toruniu.

Sumy miesięczne opadu w mm

	I	II	III	IV	V	VI
1951-1960	28,5	24,7	18,9	29,3	33,9	50,4
1891-1930	33	23	33	35	46	47

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
106,5	56,1	34,2	25,6	24,1	40,2	472,4
70	64	43	35	35	33	495,0

Średnia ilość dni z pokrywą śnieżną  
/za okres 1951-1960/

I	II	III	IV	V	VI	VII
18,6	17,5	6,1	0,1	0,2	-	-

VIII	IX	X	XI	XII	Rok
-	-	-	1,6	10,4	54,5

Częstotliwość kierunków wiatru w %  
za okres 1951-1960

N	NE	E	SE	S	SW	W
10,6	9,0	8,8	8,1	5,8	11,5	22,2

NW	Cisza	Średnia prę- kość roczna
15,8	8,2	3,4

Prędkość wiatru

Średnia ilość dni z wiatrem o prędkości:

	I	II	III	IV	V	VI
10 m/sek	3,7	2,5	4,1	3,6	2,0	1,5
15 m/sek	0,6	0,6	6,6	0,4	0,1	-

VII	VIII	IX	X	XI	XII	Rok
1,1	2,5	2,8	2,0	2,5	2,2	30,5
0,2	0,3	0,1	0,3	0,2	0,4	3,8

5 Gleby

Obowiązującą klasyfikację gleb oraz ich rozmieszczenie podaje Mapa Gleb Polski w skali 1:300 000 /48/. Wyróżniono na niej gleby brunatne, bielcowe, czarne ziemie oraz gleby bagienne i mady z uwzględnieniem podłoża, na którym się wykształciły. Na terenie objętym arkuszem Toruń 1:50 000, ogromna większość obszaru wysoczyzny posiada lekkie i średnie gleby bielcowe lub brunatne, utworzone na glinach zwałowych i gliniastych piaskach. Niewielkie powierzchnie zajmują czarne ziemie. W pradolinie wykształciły się prawie wyłącznie gleby bielcowe, utworzone na piaskach, jedynie na terasie zalewowej występują mady.

6 Osadnictwo, użytkowanie ziemi

Na opisywanym terenie największym zespołem miejskim jest Toruń. W granicach administracyjnych miasta znajdują się tereny położone po obu brzegach

Wisły. Na Mapie Geomorfologicznej zaznaczono szrafurą tereny zabudowane. Powierzchnia ich w obrębie arkusza wynosi 19 km<sup>2</sup>. Dzisiejsze centrum - Stare i Nowe Miasto średniowieczne - położone jest na prawym brzegu na terasie 17 m, od południa przylega do Wisły, w kierunku zaś wschodnim i zachodnim nie wykracza poza dwa przerzucone przez Wisłę mosty kolejowy i drogowy. Rozbudowane w XIX i XX wieku przedmieścia /Bydgoskie na zachód, Chełmińskie na północ oraz Jakubskie na wschód od Śródmieścia/, znalazły dogodne warunki rozwoju na płaskich, piaszczysto-żwirowych powierzchniach wyższych teras.

Obszary położone na zachód i północ od miasta to lasy przeważnie iglaste-sosnowe. Poza Toruniem, większych osiedli w tej części pradoliny nie ma. Wysoczyzna jest terenem bezleśnym wykorzystanym pod uprawę. Osiedla rozłożone są tu dość równomiernie. Z większych wsi należy wymienić Lulkowo, Łysomice, Papowo Toruńskie, Grębocin, Turzno, Grzywnę.

## 7. Budowa geologiczna

Stratygrafia została opracowana głównie w oparciu o Materiały Archiwum Wierceń /30/. Nowsze wiercenia wykonane były prawie wyłącznie dla celów budowlanych i w związku z tym nie sięgają głębszego podłoża; są one najczęściej rzędu kilku metrów i informują jedynie o utworach leżących płytko /głównie czwartorzęd, czasem pliocen/. W obrębie mapy 1:50 000 wykonanych zostało 388 otworów wiertniczych opisanych w Archiwum Wierceń. Zachodzą jednak duże dysproporcje jeśli chodzi o ich rozmieszczenie, bo tylko 6,5% wszystkich wierceń zlokalizowanych zostało na wysoczyźnie, natomiast na obszar pradoliny przypada 93,5% ogólnej ilości wierceń. Sięgają one różnej głębokości. Do interpreta-

cji opisów niektórych profilów wiertniczych, należy podchodzić z pewną ostrożnością, ze względu na nieścisłości terminologiczne. Oznaczenie "głina" stosowane niekiedy w rejestrach wiertniczych dla określenia iłów plicieńskich lub odwrotnie, terminu "ił" dla określenia gliny /np. "ił z kamieniami"/ powoduje często sytuacje niejasne i szczególnie trudne w okolicach Torunia, gdzie ił pstry zajmuje bardzo jednoznaczny poziom stratygraficzny /przełom trzeciorzędu i czwartorzędu i jednocześnie podłoże akumulacji plejstoceniowej/. Niemniej jednak można ustalić dość dokładnie ogólną sytuację stratygraficzną, którą ilustruje zestawienie profilów wiertniczych przedstawionych na ryc.2. Na schematycznym profilu hipsometrycznym, który przedstawia szkicowo koryto Wisły, górną terasę i wysoczyznę morenową, zaznaczony został rodzaj i wiek utworów stwierdzonych w profilach wiertniczych. Brano pod uwagę wszystkie wiercenia wykonane w obrębie danej jednostki morfologicznej. Narysowane profile geologiczne pokazują średnie głębokości występowania poszczególnych utworów i traktować je należy jako zbiorcze, reprezentatywne dla danego terenu. Istniejące różnice w wysokości stropu poszczególnych poziomów stratygraficznych, uwzględniono, wprowadzając linię przerywaną dla oznaczenia wartości minimalnych.

Kreda. Najstarszą formacją stwierdzoną na terenie arkusza Toruń 1:50 000 są wapienne utwory kredowe, który strop znajduje się na głębokości około 7-10 m poniżej poziomu morza, maksymalnie zaś waha się w granicach od 17 m poniżej, do 11 m powyżej poziomu morza. Taką sytuację obserwujemy na terenie pradoliny, natomiast w żadnym z wierceń na wysoczyźnie nie osiągnięto stropu kredy, co zresztą tłumaczy maksymalna głębokość otworów do około 36 m nad poziom morza.

Miąszość kredy jest znaczna i wynosi kilkadziesiąt metrów, np. w wierceniu nr 1449 /30/ występuje



ona jeszcze na głębokości 105,5 m n.p.m. /90 m miąższości/, nigdzie jednak pokłady kredowych wapieni nie zostały przewiercone do spągu.

Trzeciorzęd. Na kredzie leżą utwory trzeciorzędowe. Dolny trzeciorzęd reprezentują, stwierdzone jedynie w pięciu wierceniach /Jakubskie Przedmieście = 2 wiercenia, Śródmieście = 1 wiercenie, Podgórz = 2 wiercenia/, brunatne iły z drobnymi wkładkami piasku o barwie również brunatnej; oznaczone w opisach wierceń jako oligocenijskie, zaś na podstawie nowszych badań zaliczane do eoценu. Występowanie ich nie jest powszechne, przeważnie profile wskazują na lukę stratygraficzną pomiędzy kredą a mioceniem. Iły brunatne notuje się w wierceniach po lewej stronie Wisły na wysokości od 2 do 20 m n.p.m. oraz na Jakubskim Przedmieściu, gdzie występują 20-metrową warstwą na wysokości 11-31 m n.p.m.

Istniejące materiały wiertnicze nie stanowią dostatecznej podstawy dla wniosków dotyczących przestrzennego rozmieszczenia osadów dolnego trzeciorzędu.

Przeważnie na wapieniach zalega bezpośrednio miocен. Osady miocenu, to głównie jasne piaski kwarcowe o różnej frakcji z przewagą drobnoziarnistych, często przewarstwionych wkładkami ciemnego iłu. Wyższe piętra formacji miocenijskiej stanowią węgiel brunatny lub ił z wkładkami węgla brunatnego o miąższości 1-5 m. Jedynie 3 profile pokazują sytuację nieco odmienną, a mianowicie w wierceniach nr 1302 i 1303 /30/ na Bydgoskim Przedmieściu stwierdzono występowanie 10 m pokładu węgla brunatnego, natomiast w wierceniach nr 1450 na przedmieściu Torunia Mokre, miocен wykształcony wyłącznie w postaci węgla brunatnego z domieszką iłu /a w spągu również i piasku/ daje serię o miąższości 35,6 m.

Miąszość osadów określonych jako miocenijskie jest bardzo różna i waha się od 6-28 m.

Kolejny wyższy horyzont stratygraficzny stanowią pliocenijskie pstryki. Są one w pewnym sensie poziomem przewodnim dla opisywanego terenu, chociaż rzędna stropu iłów wykazuje znaczne różnice, a deniwelacje powierzchni dochodzą do 50 m.

Proces kształtowania się powierzchni pliocenijskiej przebiegał co najmniej w trzech fazach:

- 1/ na przełomie pliocenu i plejstocenu powierzchnia ta podlegała działalności rzeźbotwórczej czynników egzogenicznych,
- 2/ w okresie plejstocenijskim została przemodelowana na skutek transgresji lądolodu,
- 3/ w holocenie Wisła w wyniku erozji wgłębnej odpreparowała /przynajmniej na pewnych odcinkach/ podłoże czwartorzędowe i erodowała w utworach pliocenijskich.

Dodatkową okolicznością, która niewątpliwie miała duży wpływ na dziś stwierdzaną rzeźbę kopalnej powierzchni pliocenu była ich plastyczność i w związku z tym podatność na różnego rodzaju odkształcenia pod wpływem nacisku /lądolodu/.

Miąszość iłów pliocenijskich w okolicach Torunia jest bardzo różna i waha się w granicach od kilku do 30 m. Choć profile wiertnicze wskazują na ogół na większą miąszość iłów na południu omawianego terenu niż w jego części północnej, nie można ustalić żadnych wyraźnych prawidłowości w występowaniu tych utworów. Również strop iłów wykazuje bardzo różne wysokości bezwzględne, co ilustruje załączone zestawienie.

Z podanych liczb wynika, że powierzchnia pliocenijska obniża się wyraźnie ku południowi, a duża

Lokalizacja	Wysokość powierzchni terenu n.p.m.	Ilość wierceń	Wysokość stropu łożów n.p.m.			Uwagi
			max.	min.	przeciętna	
Warszewice	91	1	68	-	68	
Wrzosey	69-71	9	67	63	63	
Barbarka	66-67,5	16	63	52,5	57	wyjątkowo 41, 43, 46
Chełmińskie Przedmieście	/51,5/ 64-67	12	62	55	57,5	wyjątkowo 5, 33, 46, 48
Śródmieście	47-54	8	48	35	42,5-45	
Rudak	47,5-50	15	48	28	45	
Bydgoskie Przedmieście	/42/47-50/53/	27	53,5	27	42-45	
Kaszczorek	36-39	27	39	28	30	
Wisła	ok. 31 /dno/	1	28	-	28	

-  
68  
-

rozbieżność, pomiędzy średnią wysokością stropu iłów a minimalną, świadczy o istnieniu znacznych obniżen w tej powierzchni /wiercenia 1343, 1501, 1513, 1514/, których ciągłości nie udało się jednak prześledzić. Wiercenia wykonane w dzisiejszym dnie doliny Wisły zdają się dowodzić wcięcia Wisły w podłożu pliocenckie, a następnie wypełnienia osadami rzecznyymi. Dla absolutnego udowodnienia tego twierdzenia należałoby wzbogacić istniejące materiały kilkoma choćby wierceniami zlokalizowanymi w korycie rzeki, dla stwierdzenia, czy pod żwirem rzeczonym zalega bezpośrednio ił, czy miejscami również glina. Podobne stwierdzenie dotyczące wcięcia Wisły, a następnie wypełnienia utworami plejstocenckimi oraz holocenckimi podaje M. Kucharski dla okolic Cieclocinka /19/.

Czwartorzęd. Seria osadów czwartorzędowych przykrywająca utwory pliocenckie posiada stosunkowo bogatą dokumentację litologiczną w postaci setek wierceń o głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Ze względu na stosunkowo małą ilość wierceń zlokalizowanych na wysoczyźnie /ogromna większość pochodzi z terenu pradoliny/ przeanalizowano istniejące profile wiertnicze wykonane poza obrębem omawianego terenu w promieniu kilku kilometrów /Ręczkowo, Bierzgłowo, Łubianka, Kończewice, Chełmża, Szerokopas, Dźwierzno, Kiełbasin, Kamionka, Gronowo, Rogowo/.

Próba ustalenia profilu syntetycznego osadów czwartorzędowych, który byłby aktualny w każdym, albo choćby w większości rozważanych punktów, nie dała zadawalającego rezultatu ze względu na duże zróżnicowanie rozmieszczenia poziomego i pionowego poszczególnych utworów. Stosunkowo pełny profil czwartorzędu dają wiercenia zlokalizowane na wysoczyźnie, w pradolinie natomiast ze względu na erozyjny charakter formy, górna partia osadów uległa zniszczeniu.

Na wysoczyźnie spąg czwartorzędu leży na wysokości 30-50 m n.p.m., z czego wynika, że jego miąższość wykazuje znaczne wahania. W pradolinie na górnych terasach spąg czwartorzędu występuje nieco wyżej i miejscami przekracza 60 m n.p.m.

Ze szczegółowej analizy profili wynika, że w spągu osadów czwartorzędowych znajduje się seria piaszczysto-żwirowa /najczęściej rozpoczynają ją żwiry/, a wyżej glina, której barwa określana jest najczęściej jako szara. Leżący ponad nią fluwioglacjał odsłania się na powierzchni górnych teras w pradolinie /profil C-D ryc.3/, a na wysoczyźnie przykryty jest gliniastymi utworami zwałowymi. Jak wynika z profili wiertniczych, górna seria osadów zwałowych nie jest jednorodna. Składają się na nią najczęściej: dwie warstwy glin leżących bezpośrednio jedna nad drugą, /różniących się między sobą barwą, stopniem spiaszczenia, zawartością otoczków/, bądź przewarstwionych utworami piaszczystymi.

W budowie geologicznej czwartorzędu na terenie wysoczyzny stwierdza się najczęściej występowanie trzech glin, co nie może być jednak uznane za ilość maksymalną, gdyż większość wierceń nie osiąga spągu czwartorzędu. Często jednak stosunkowo głębokie wiercenia wykazują jedynie dwie gliny, natomiast w Browinie i Dźwierznie w profilu stwierdza się cztery gliny, przewarstwione osadami piaszczystymi, bądź żwirowymi, choć nie ma pewności, czy i tu najniżej leżąca seria materiału określonego jako glina nie jest iłem pliczeńskim. Analiza wierceń wskazuje na zależność pomiędzy konfiguracją podłoża czwartorzędu a ilością serii gliniastych /w obniżeniach podłoża zachowała się większa ilość glin, ze względu na mniejszą tu podatność na erozję/.

Profil A-B /ryc.4/, który został wykreślony na podstawie stosunkowo gęstej siatki wierceń, poka-

zuje budowę wysoczyzny. Oprócz serii gliniastych i piaszczysto-żwirowych zwraca tu uwagę kilkumetrowej miąższości warstwa materiału ilastego. Jak wynika z profilu jest to rodzaj wkładki o ograniczonej rozciągłości w kierunku wschód-zachód. Wykazuje on bezpośredni związek z iłem warwowym występującym w Grębocinie i ciągnie się równoległe do krawędzi wysoczyzny na odcinku Łulkowo-Łysomice-Papowo Toruńskie-Grębocin. Południkowa rozciągłość pokładu jest trudna do ustalenia ze względu na niewystarczającą ilość wierceń, jednak są podstawy do przypuszczenia, że nie przekracza ona 1-2 km.

### III OPIS FORM TERENU, ICH SYSTEMATYKA I ANALIZA

#### A Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością lądolodu

##### 1. Wysoczyzna morenowa płaska i falista

Mapa geomorfologiczna ark. Toruń 1:50 000 obejmuje fragmenty dwóch podstawowych jednostek morfologicznych, które różnią się między sobą w sposób zasadniczy. Są to wysoczyzna morenowa i pradolina Wisły. Obszar wysoczyzny zajmuje 59% powierzchni arkusza, pradolina 41%. W obrębie każdej z tych jednostek występuje szereg właściwych im form. Obszar wysoczyzny morenowej leżący bezpośrednio na północ od Torunia, różni się zasadniczo od obszarów wysoczyznowych położonych dalej na północ i północny wschód. W okolicach Radzyna, jeszcze nawet na zachód, a szczególnie na wschód od Wąbrzeźna, występują bardzo wyraźne i liczne formy marginalne, które W. Niewiarowski /25/ łączy w ciągi morenowe. W miarę zbliżania się ku dolinie Wisły, zmniejsza się

ilość i wielkość form marginalnych. Na stosunkowo dużych przestrzeniach nie zaznaczają się one wcale.

Na obszarze objętym arkuszem Toruń około 80% powierzchni wysoczyzny zakwalifikowano jako wysoczyznę morenową płaską, to znaczy teren, na którym wysokości względne nie przekraczają 2 m a nachylenie 2°. Wysoczyzna w północnej części arkusza wznosi się na około 90 m n.p.m., ku południowi zaś stopniowo obniża się do 81 m wysokości bezwzględnej.

Wiercenia wykonane na wysoczyźnie morenowej płaskiej świdrem ręcznym do głębokości 3 m pokazują materiał, który ją buduje. Jest to typowa, brunatna glina zwałowa, od góry na ogół piaszczysta, przechodząca niżej w glinę tłustą z mniejszą lub większą ilością niewielkich głązików. Jak wykazują głębsze wiercenia, glina zwałowa na wysoczyźnie osiąga głębokości większe, przeciętnie do 5-10 m; maksymalnie w znanych mi wierceniach 23 m, 21 m /w otworach wiertniczych w Grzywnie i na południe od Torunia/. Niżej występuje materiał piaszczysty, rzadko przewarstwiony żwirem, który buduje erozyjny cokół górnej terasy pradoliny Wisły. Na terenie oznaczonym jako wysoczyzna morenowa falista sytuacja nie ulega zmianie. Wszędzie na powierzchni występuje glina zwałowa, której spagu nie osiągnięto w odkrywkach i wierceniach o głębokości 2-3 m, natomiast w otworze studziennym w Turznie pod 5 m warstwą gliny stwierdzono piasek drobnoziarnisty wodonośny. Łącznie powierzchnia wysoczyzny falistej w obrębie omawianego terenu zaledwie 3,5% obszaru wysoczyznowego. Występuje ona przede wszystkim we wschodniej części arkusza. Pojedyncze jej płyty wydzielono poza tym, na zachód od miejscowości Browina, na południe do Mirakowa, w okolicach Sławkowa. Zgodnie z morfometrycznymi kryteriami wydzielania form, do obszaru wysoczyzny morenowej falistej zakwalifikowano również niewielkie powierzch-

nie, które występują w pobliżu krawędzi wysoczyzny na południe od Lulkowa, na południowy zachód od Papowa Toruńskiego i Grębocina. Ich wysokość względna nie przekracza 5 m a nachylenie 5°, jednak na tle płaskiej moreny dennej stanowią pewne wyniesienia i zwracają na siebie uwagę wobec wielkiego ubóstwa form marginalnych w tej części wysoczyzny.

Materiał występujący w obrębie wymienionych fragmentów wysoczyzny falistej nie odbiega od tego, jaki spotyka się na całej powierzchni plateau morenowego na północ od Torunia. W odkrywkach obserwuje się w całym profilu brunatną glinę zwałową z otoczkami, na południe od Lulkowa bardziej związłą z widoczną siatką spękań, w okolicach Papowa Toruńskiego piaszczystą z niewielkimi gładzikami. Na głębokości odpowiadającej poziomowi wysoczyzny płaskiej, domieszki piaszczysto-pylaste ustępują miejsca ilastym, co nadaje glinie plastyczności. Nieco odmienną sytuację obserwuje się w niewielkim płacie moreny falistej przylegającym do krawędzi wysoczyzny na południe od Grębocina /93,1 m/. Budowę ilustruje, wykonany w oparciu o istniejące materiały wiertnicze /2/, załączony przekrój geologiczny /ryc.5/. Iły tzw. "górne", które są prawdopodobnie porwakiem iłów leżących głębiej, powodują istnienie tu pewnej kulminacji. Występowanie "górných" iłów jest przestrzennie stosunkowo ograniczone /szer. 230 m, dł. znana ok. 400 m, miąższość nie przekracza 8 m/.

Wszystkie wspomniane wyżej niewielkie płyty wysoczyzny falistej przylegają bezpośrednio do krawędzi pradoliny.



## B Formy plejstocenijskie utworzone w strefie martwego lodu

### 2. Pagórki i wzgórzca martwego lodu

Bardziej zaakcentowane formy pozytywne na wysoczyźnie występują na północny-zachód od Piwnic, koło stacji kolejowej Papowo Toruńskie oraz w okolicy Kamionki. Na północny-zachód od wsi Kamionka rozciąga się zwarte wyniesienie, którego linię grzbietową znaczą punkty wysokościowe 99,5 m i 101,4 m, stanowiące kulminację w obrębie całego opisywanego terenu. Długość osi morfologicznej formy wynosi 1,5 km a kierunek jej wyznaczają azymuty  $70^{\circ}$ - $240^{\circ}$ . Wzgórze to wykazuje wysokość względną 10-12 m, nachylenie zboczy natomiast  $1^{\circ}$ - $3^{\circ}$ . Największe nachylenie wykazują zbocza północne i południowe  $2^{\circ}30'$ - $3^{\circ}$ /. Na południowemu zachodowi wzgórze obniża się w kierunku sandru Strugi Toruńskiej i tu nachylenia wynoszą  $1^{\circ}$ - $2^{\circ}$ , natomiast od zachodu, gdzie graniczy z wytopiskiem nachylenia zboczy nie przekraczają  $1^{\circ}$ .

Wzgórze koło Kamionki jest formą zwartą i brak naturalnych odsłoneń utrudnia szczegółowy wgląd w strukturę formy. Wiercenia wykonane na powierzchni szczytowej pozwalają jednak stwierdzić, że materiał budujący ją nie jest w profilu pionowym jednolity. Pod warstwą gleby piaszczystej występuje drobnoziarnisty piasek gliniasty barwy jasnobrunatnej do 1,0 m głębokości, niżej leży glina zwałowa.

Drugą kulminację na opisywanym terenie stanowi wzgórze koło stacji kolejowej Papowo Toruńskie. Długość jego wynosi 1 km, szerokość maksymalna 420 m, osi dłuższą wyznaczają azymuty  $325^{\circ}$ - $145^{\circ}$ . Posiada ono wyraźne zbocza o nachyleniu większym od strony

południowo-zachodniej /7°/ i północno-wschodniej /5°/, natomiast w pozostałych kierunkach zbocza opadają pod kątem 3-4°. Wzgórze to posiada stosunkowo płaską powierzchnię wyniesioną 95-96 m n.p.m., wysokość względna formy dochodzi maksymalnie do 13 m /podstawa 85-90 m n.p.m., kulminacja 98,1 m n.p.m./.

Pagórek leżący około 100 m dalej na północny zachód stanowi niejako przedłużenie opisanego wzgórza. Jest on formą złożoną z przylegających do siebie części północnej o kształcie owalnym i południowej mniejszej, wydłużonej. Jego wysokość względna nie przekracza 6 m, nachylenie zboczy waha się od 2° w części północnej, do 6,5° w części południowo-wschodniej, gdzie formę podkreśla wytopisko.

Opisane wyżej wzgórze posiada dość urozmaiconą budowę wewnętrzną. Głównym materiałem budującym je są mułki horyzontalnie warstwowane o dość znacznej miąższości. Odkrywka /ryc.6/ założona na wysokości 92 m pokazuje 4,5 m warstwę mułków leżących na glinie. Poniżej występuje seria warstwowanych żwirów z licznymi uskokami. Wiercenie wykonane na kulminacji wzgórza wykazuje występowanie serii mułkowo-piaszczystej do głębokości 16 m. Na zboczach natomiast, tak od strony północno-wschodniej jak i południowo-zachodniej, widoczna jest od powierzchni pokrywa żwirowo-kamienista, która niejako otula wzgórze.

Inna forma pozytywna oznaczona na mapie geomorfologicznej jako pagórek martwego lodu, występuje na północny-zachód od Turzna. Nachylenie zboczy, z trzech stron podciętych przez istniejące tu cieki, waha się od 2° do 7°. Zbudowana jest ona prawie wyłącznie z drobnoziarnistego, białego piasku, który nie wykazuje wyraźnego warstwowania.

Zbliżoną budowę wewnętrzną wykazuje pagórek koło wsi Piwnice. Pod 1,5 m warstwą gliny zwałowej

występują mułkowate piaski, stwierdzone wierceniem do głębokości 4 m. Pagórek, którego dłuższą oś wyznaczają azymuty  $65^{\circ}$ - $245^{\circ}$ , posiada szerokość około 250 m, długość około 0,5 km. Północne i północno-zachodnie jego zbocza wykazują większe nachylenia dochodzące do  $4^{\circ}$  ku południowemu wschodowi opadają łagodnie /1-2/ ku wysoczyźnie.

Warto dodać, że wyniesienie morenowe koło Piwnic zostało uznane za najwłaściwsze miejsce dla założenia pod Toruniem Obserwatorium Astronomicznego, które od r. 1949 prowadzi tu stałe obserwacje.

Analiza nielicznych form pozytywnych występujących na wysoczyźnie na północ od Torunia, nie upoważnia do sprecyzowania wniosków dotyczących deglacjacji na tym terenie. Ich rozmieszczenie i budowa wewnętrzna wskazuje jednak na fakt, że nie są to formy utworzone w lodzie żywym. Są one niewątpliwym przedłużeniem w kierunku południowo-zachodnim strefy martwego lodu, którą wyznacza W. Niewiarowski na Wysoczyźnie Chełmińskiej /25/.

## C Inne formy plejstoceniskie

### 3 Zagłębienia po martwym lodzie

Charakter strefy martwego lodu podkreśla duża ilość wytopisk, które znacznie urozmaicają powierzchnię wysoczyzny. Występują one na terenie moreny płaskiej i falistej, jak równi ż na obszarze sandrowym. Zagłębienia wytopiskowe wykazują bardzo różną wielkość i zupełnie nieregularny kształt. Najliczniejsze są formy o powierzchni kilkuset m<sup>2</sup>, spotyka się jednak również wiele form drobnych, których powierzchnia wynosi zaledwie kil-

kadziesiąt m<sup>2</sup>. Obszar największych wytopisk nie przekracza na ogół 1 km<sup>2</sup>. Głębokość ich waha się w granicach od 1,5 - 4 m. Najniższe partie zagłębień zajmuje najczęściej roślinność łąkowa, rzadziej wypełnione są wodą. Wiele wytopisk zostało odwodnionych przez włączenie ich do systemu rowów melioracyjnych. Z wierceń wykonanych na dnie wynika, że formy te, pierwotnie głębsze, ulegają stopniowemu spłycaaniu na skutek akumulacji w nich substancji organicznej i osadów mułkowatych występujących najczęściej do 2-3 m głębokości. Jako przykład niech posłuży 3 metrowe wiercenie na dnie wytopiska w poziomie 76 m n.p.m. na południowy wschód od Łysomic.

- 0,00 - 0,50 gleba torfowa
- 0,50 - 1,25 torf bardzo dobrze rozłożony
- 1,25 - 2,00 kreda łąkowa
- 2,00 - 2,05 piasek średnio i gruzoziarnisty
- 2,05 - 2,20 piasek drobny, szary, wodonośny
- 2,20 - 3,00 glina z głazikami o średnicy do 1 cm.

W wytopisku koło Różankowa, materiałem wypełniającym obniżenie są wyłącznie mułkowate piaski. Całkowite przewiercenie osadów mułkowatych świdrem ręcznym przy otworze nierurowanym jest często niemożliwe, ponieważ stanowią one zazwyczaj warstwę wodonośną.

Formy wytopiskowe występują na całej powierzchni wysoczyzny objętej arkuszem Toruń. Rozmieszczenie ich jest na ogół chaotyczne, chociaż większość z nich układa się niejako w dwie równoległe do siebie strefy o kierunku północny wschód - południowy zachód, na linii Łysomice-Gostkowo - na północ od Turzna oraz Różankowo-Wytrębowice-Sławkowo-Morczyń-Lipowic.

W oparciu o badania własne autorki, jak również nawiązując do badań prowadzonych na obszarach położonych dalej na zachód /31/ stwierdzić można,

że opisana przez W. Niewiarowskiego /25/ strefa martwego lodu znajduje swe konsekwentne przedłużenie w formach występujących w obrębie arkusza Toruń i ciągnie się dalej ku zachodowi.

D Formy plejstocénskie związane z akumulacyjną działalnością wód glacialnych

#### 4 Równiny sandrowe

Wypływające rynną Chełmżyńską wody roztopowe akumulowały w jej przedłużeniu sandr opisany przez W. Niewiarowskiego /25/. Sandr ten ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim na przestrzeni około 12 km i kończy się nad doliną Drwęcy w poziomie 85-87 m n.p.m. Omawiana tu Mapa Geomorfologiczna 1:50 000 pokazuje początek sandru, bezpośredni jego kontakt z rynną Chełmżyńską. Powierzchnia sandrowa urozmaicona jest szeregiem wytopisk, w najwyższych partiach wykazuje wysokości nieco przekraczające 100 m /maksymalnie 101,8 m/, przeciętnie wyniesiona jest 96-98 m n.p.m. Zbudowana jest ona z serii warstwowych horyzontalnie lub skośnie piasków i żwirów o zmniejszającej się ku górze frakcji. Fragmenty powierzchni sandrowej zachowały się na dnie rynny między jeziorami Chełmżyńskim i Grodzieńskim w postaci niewielkich wysp i półwyspów. Na skutek procesów denudacyjnych są one obniżone w stosunku do średniej wysokości sandru i osiągają 90-95 m n.p.m. Ten południowo-zachodni kierunek odpływu wód fluwioglacialnych utrzymywał się znacznie dłużej, o czym świadczy sandr na linii Lipowiec-Gostkowo-Grębocin, który dziś odwadniany jest przez niewielki ciek Strugę Toruńską.

Powierzchnia odpływu wód fluwioglacjalnych, ciągnąca się wzdłuż Strugi wykazuje spadek od 94-92 m n.p.m. k/Kiełbasina /poza mapą/, poprzez 88-90 m n.p.m. w okolicach Kamionki, 85-83 m w pobliżu Gostkowa, do 81-80 m poniżej Grębocina. Nie posiada ona jednolitego charakteru, a ustalenie jej zasięgu sprawia duże trudności ze względu na brak wyraźnej granicy morfologicznej. Najogólniej można podzielić ją na trzy odmiennie wykształcone odcinki: północny, od południowego skraju rynny Chełmżyńskiej do wsi Gostkowo, środkowy, od Gostkowa do Rogowa i południowy do krawędzi pradoliny.

Odcinek północny znaczony był na dotychczasowych mapach /41, 43/, jako ślepo kończąca się odnoga sandru Chełmżyńskiego. Istotnie, tutaj od powierzchni, do głębokości 1,2-2,0 m leży warstwowa seria żwirowo-piaszczysta, natomiast dalej w kierunku południowym seria ta stopniowo zanika, a powierzchnia wykazuje wyraźnie erozyjny charakter, czego dowodem jest występowanie na głębokości 20-30 cm bruku, w stropie pokładu gliny morenowej. Na odcinku powyżej Gostkowa występuje również warstwa bruku, leżąca bezpośrednio pod osadami piaszczysto-żwirowymi na głębokości 1,2-1,5 m, a miejscami 2 m. Osady fluwioglacjalne wypełniają więc istniejące tu pierwotnie niewielkie, bo maksymalnie 2-3 m, obniżenie, co tłumaczy brak na znacznej przestrzeni wyraźnej granicy morfologicznej pomiędzy sandrem a wysoczyzną morenową.

Najmniej jednolity charakter wykazuje odcinek środkowy między Gostkowem a Rogowem, gdzie obok osadów akumulacyjnych piaszczysto-żwirowych /częściej piaszczystych/ występują płyty materiału gliniastego. Fakt ten, oraz znaczna szerokość powierzchni sandrowej i brak również na tym odcinku granicy morfologicznej, świadczy o odpływie wód roztopowych wieloma niezorganizowanymi strugami na odległość

miejscami, do 2-2,5 km. Sytuacja ta była uwarunkowana niewątpliwie zaleganiem brył martwego lodu, których ślady przetrwały do dziś i widoczne są w postaci licznych i rozległych wytopisk.

W okolicy Rogowa, następuje znaczne zwięźnienie szlaku sandrowego, jednocześnie zmienia się charakter powierzchni, która aż do krawędzi pradoliny wykazuje cechy powierzchni erozyjnej. Tuż pod powierzchnią występuje mianowicie warstwa otoczków, stanowiących stropową część gliny morenowej; zaznacza się też na tym odcinku /poniżej Rogowa/ zdecydowany załom pomiędzy wysoczyzną, a erozyjną powierzchnią wód roztopowych.

Wyżej podane fakty świadczą o zmniejszającej się sile wód roztopowych odpływających tym szlakiem. Pierwotna tendencja erozyjna znalazła swój wyraz w stwierdzonej na całej długości "sandru Strugi Toruńskiej" powierzchni erozyjnej. Utworzone w ten sposób niewielkie obniżenie, z czasem zostało w górnej części wypełnione osadami piaszczysto-żwirowymi, w dolnej zaś poniżej "przełomu" k/Rogowa było erodowane przez wody odpływające ku pradolinie, co zwiększyło na tym odcinku wysokość względną załomu wysoczyzny do 5-8 m.

W obrębie omawianego arkusza Mapy Geomorfologicznej występuje jedynie najbardziej południowy odcinek "sandru Strugi Toruńskiej", jego zaś część północna pozostaje w granicach ark. Wąbrzeźno /45/. Budowę sandru Strugi Toruńskiej pokazuje rycina 7. Na mapie tej pokazane są początki sandru, który W. Niewiarowski wyprowadza od wytopiskowego jeziora Wieczno i łączy z postojem lądolodu na linii moren środkowo-wąbrzeskich /por. 22, str. 128/.

Odpływ wód powierzchniowych tym szlakiem utrzymał się do dziś. Obecnie wykorzystuje go parokrot-

nie wspomniany wyżej niewielki ciek zwany Strugą, który odwadnia obszar o powierzchni 388 km<sup>2</sup> /36/, pierwotnie wyłącznie od Drwęcy, a od XIII w. sztucznie przekopany korytem również bezpośrednio do Wisły.

Rozwój doliny Strugi, dziś zwanej Toruńską, pozostaje w związku z rozwojem poziomów terasowych w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej i w dolinie dolnej Drwęcy.

## 5 Wały ozów

Jedyną formą ozową występującą na opisywanym terenie jest oz k/Grzywny, który zamyka od południa rynnę Browiny. Jest on wykształcony dość typowo, chociaż posiada bardzo niewielkie rozmiary. Składa się on z trzech członów o łącznej długości 550 m. Dwa z nich, bardziej północne ułożone są dłuższymi osiami morfologicznymi skośnie, w stosunku do kierunku rynny /prawie N-S z lekkim odchyleniem na zachód/, trzeci - południowy równolegle. Wysokość względna poszczególnych członów jest różna i wynosi w północnym 4,5 m, w pozostałych 3 m. Jest to forma utworzona raczej subglacialnie, o czym świadczy pokrywa gliniasta o miąższości ponad 1 m /ryc.8/. Oz zbudowany jest z warstwowanego materiału żwirowo-piaszczystego, o wyraźnie malejącej frakcji ku górze. Żwir leżący w spągu formy stwierdzony został również poniżej jej podstawy, co świadczy o tym, że seria akumulacji wodnej posiada tu większą miąższość, niż należałoby sądzić na podstawie wysokości pagórków ozowych. Obecnie oz k/Grzywny znajduje się w stadium intensywnej eksploatacji.



## E Formy plejstocenijskie związane z erozyjną działalnością wód glacialnych

### 6 Rynny subglacialne

Na terenie Wysoczyzny Chełmińskiej W. Niewiarowski /25/ wyróżnia dwa prostopadłe do siebie kierunki odpływów subglacialnych; północny zachód - południowy wschód oraz północny wschód - południowy zachód. Oba te kierunki reprezentowane są na omawianym terenie przez niewielkie odcinki rynien Chełmża-Bierzgłowo i górnej Borowiny /Fryby/, które rozcinają wysoczyznę na zachód od Grzywny oraz najbardziej południową część rynny Chełmżyńskiej i mały fragment rynny na sandrze Strugi Toruńskiej.

Niewątpliwie najlepiej wykształconą formą rynnową w tej części wysoczyzny jest rynna Chełmżyńska, związana genetycznie z subglacialnym odpływem wód w czasie postoju lądolodu na linii moren południowo-wąbrzeskich /25/. Całkowita jej długość wynosi 26 km i przecina ona wysoczyznę z północnego zachodu w kierunku południowo-wschodnim od Grubna pod Chełmem do wsi Lipowiec w pobliżu jeziora Grodno. Omawiany arkusz Mapy Geomorfologicznej pokazuje jedynie najbardziej południowy, niespełna 3 km odcinek rynny Chełmżyńskiej. Zbocza formy zarysowane są wyraźnie, wysokość ich wynosi tu około 7 m, jedynie od strony wschodniej dochodzi do 11 m. Dno rynny nie jest wyrównane, występują w nim progi i przegłębienia, co jest zresztą cechą charakterystyczną tego typu form. Najgłębsze i najbardziej rozległe przegłębienie zajmuje jezioro Chełmżyńskie, którego dno sięga maksymalnie 56 n m.p.m. /27 m głębokości/. Wypełnia ono całą liczącą około 0,5 km szerokości rynny na przestrze-

ni blisko 6 km, a powierzchnia jego wynosi 401 ha /16/.

Jeziro Grodno leży również na przegłębieniu rynnowym, zamykającym je od południa. Dno jeziora Grodzieńskiego w najgłębszym miejscu wykazuje poziom 79 m n.p.m. Jezero ulega stopniowemu zarastaniu, szczególnie od strony południowej. Około jedna trzecia część pierwotnej jego powierzchni stanowi dziś dno rynny wyniesione 85-86 m n.p.m. Pokrywa je miejscami seria osadów organicznych. Powierzchnia lustra wody w jeziorze Grodno wynosi obecnie 17 ha /16/.

Mniej więcej w połowie długości rynny Chełmżyńskiej /poza omawianym arkuszem/ odchodzi od niej w kierunku również zbliżonym do południowo wschodniego, odnoga rynnowa, która łagodnym łukiem biegnie przez Kończewice, Browinę, do miejscowości Grzywna. Obecnie forma ta jest odwadniana przez górny odcinek rzeczki Browiny i częściowo przez nią przekształcona, szczególnie w swej części północnej. W granicach omawianego arkusza mapy leży najbardziej południowy, 6 km odcinek tej rynny. Wysokość względna rynny wynosi od 2,5 m w okolicy Grzywny, do 7-8 m na północny zachód od wsi Browina, nachylenie waha się odpowiednio od 1-4<sup>o</sup>, a w najbardziej stromych partiach dochodzi do 8<sup>o</sup>. Dno jej nie jest wyrównane, znajduje się w nim /w obrębie ark. Toruń/ sześć niewielkich przegłębień, z których trzy wypełnione są wodą, inne osadami organicznymi. Są one oddzielone od siebie progami o wysokości bezwzględnej około 81 m. Dzisiejsze koryto Browiny jest wcięte w dno rynny i wykazuje spadek w kierunku północno-zachodnim.

Mniej więcej w połowie długości wspomnianej wyżej południowej odnogi rynny Chełmżyńskiej /którą dziś odwadnia Browina/, przecina ją pod kątem

prostym inne obniżenie biegnące od Chełmży do Bierzysłowa. Nie stanowi ono formy ciągłej ale składa się właściwie z leżących na jednej linii wąskich, podłużnych obniżeń o założeniu rynnowym, mających swe przedłużenie po północnej stronie rynny Chełmżyńskiej. Dna obniżeń znajdują się na wysokości 83-84 m n.p.m. tj. wyżej niż dno rynny, z którą krzyżują się. Są to formy różnowiekowe, co należy wnosić z ich wzajemnie prostopadłego kierunku oraz z różnicy wysokości dna.

Rynna Chełmżyńska była niewątpliwie największą i najdłuższą funkcjonującą arterią subglacjalną. Ciąg prostopadłych do niej obniżeń rynnowych na linii Chełmża - Bierzysłowo znaczy odpływ krótkotrwały, o czym świadczy niewielka głębokość wcięcia /średnio 6-7 m/. Wnosić by stąd można, że m.in. ten szlak odwadniał lądolód w stosunkowo późnej fazie jego zaniku na tym terenie, w czasie gdy część południowa rynny Chełmżyńskiej była już częściowo zakonserwowana przez lód, w czołowej partii lądolodu tworzyły się coraz to nowe szczeliny, a działalność wód roztopowych była coraz mniej intensywna.

Podobnie lokalny charakter posiadała również niewielka rynna, którą dziś wykorzystuje górny bieg Strugi Toruńskiej. W granicach omawianego obszaru pozostaje jedynie około 1,5 kilometrowy odcinek tej rynny, nie przekraczający tu 200 m szerokości. Zbocza zarysowane są wyraźnie na całej jej długości, a ich względna wysokość na wschód od jeziora Grodno dochodzi do 8-9 m. Forma kończy się na równoleżniku południowego brzegu jeziora, a dalszym jej przedłużeniem w kierunku południowym są wytopiska k/Lipowca.

## 7 Terasy pradolinne /Wisły/

Wiele cech różni opisany wyżej obszar wysoczyzny od terenu pradoliny. Wyrażają się one w hipsometrii, litologii, sposobie użytkowania ziemi, lokalizacji osiedli. Są to oczywiście następstwa wynikające z faktu, że te dwie jednostki morfologiczne kształtowane były pod wpływem różnych czynników rzeźbotwórczych.

Wysoczyzna opada ku pradolinie zdecydowanym załomem, którego wysokość względna waha się od 5 do 30 m. Stanowi on północne zbocze pradoliny Wisły, która szeregiem stopni terasowych opada do poziomu dzisiejszego koryta rzeki.

Obszar pradoliny w okolicach Torunia po raz pierwszy został szczegółowiej opracowany pod względem geomorfologicznym w roku 1933 przez R.Galona /6/. Tej części pradoliny dotyczą również nieco późniejsze prace tegoż autora poświęcone dolinie dolnej Wisły od ujścia Drwęcy po Tczew /7/ i pradolinie Noteci-Warty /11/. W pracach tych R.Galon przedstawia rozwój sieci głównych dolin Polskiego Niżu, ustalając jednocześnie wiek poszczególnych poziomów terasowych. Pewne sugestie dotyczące najwyższej terasy pradolinnej w okolicach Torunia wypowiadał W. Okołowicz /27 patrz R.I./.. Również W. Mrózek w pracy poświęconej wydmom Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej /24/ rozpatruje formy eoliczne na tle "tarasów" dolinnych i załącza mapę w skali 1:100 000.

Terasy przedstawione na Mapie Geomorfologicznej arkusz Toruń 1:50 000 wyróżnione zostały w oparciu o badania własne autorki. Ich przebieg jest na ogół zgodny z wcześniejszymi opracowaniami kartograficznymi tego obszaru, natomiast pewnej zmianie uległa ilość poziomów terasowych wyróżnianych dotychczas na tym odcinku pradoliny.

Na omawianym terenie wyróżniono osiem stopni terasowych, których względne i bezwzględne wysokości podane zostały na załączonym zestawieniu. Większość z nich występuje w niewielkich fragmentach, jedynie niższe terasy górne zajmują stosunkowo rozległy obszar /ryc.9/.

Najwyższy stopień terasowy na omawianym odcinku pradolinie tworzy wąska listwa nigdzie nie przekraczającą 100 m szerokości, o wysokości bezwzględnej 76-77 m /wzgl. 40-41 m/. Nie tworzy ona ciągłego poziomu, a występuje jedynie w niewielkich fragmentach. Na omawianym terenie terasa 76-77 m wyróżniona została na wschód od Nadleśnictwa Olek oraz pomiędzy Lubiczem a Grębocinem. Wymienione fragmenty tego poziomu przedstawione tu zostały graficznie po raz pierwszy, choć pewne sugestie dotyczące występowania poziomu 77 m w okolicach Grębocina i na południe od Lulkowa wypowiadał W. Okołowicz /27/.

Jak pokazuje załączona odkrywka /ryc.10/ na głębokości około 1,5 m znajduje się wyraźny kontakt gliny morenowej z warstwą otoczków w stropie i piaszczystych osadów akumulacyjnych. Terasa posiada wyraźny charakter erozyjno-akumulacyjny.

Kolejny niższy stopień górnej terasy jest jednym z najlepiej zachowanych poziomów w pradolinie. Na omawianym terenie wykazuje on wysokość 70-72 m n.p.m. /34-36 m wys. wzgl./ i występuje w trzech fragmentach. Nad Wisłą dochodzi dwoma płatami bezpośrednio do terasy nadzalewowej, a miejscami nawet do zalewowej, tworząc wysoki i stromy załom. Wysokość krawędzi jest prawie równa wysokości względnej terasy i dochodzi maksymalnie do 35 m. Nachylenie zboczy osiąga miejscami 40°, średnio 30-35°.

Zestawienie terasów pradolinnych Wisły

Nr wg /11/	Nazwa terasy	Wysokość bezwzględ- na na ark. Toruń	wysokość względna			wys. bezwzgl.
			Tomczak arkusz Toruń	Mrózek Kotlina Toruńsko- Bydgoska	Galon Dolina dol. Wisły	Galon Kotlina Toruńska
		m n.p.m.	1965	1958	1934	1961
I	zalewowa	40	3-4	3-5	bez poda- nia wys. względnej	
II	nadzalewowa niższa	42-43	6-7	5-8	3	42
III	nadzalewowa wyższa	43-46	7-9		5-9	44-46
IV	dolna	46-50	10-14	10-14	10-15	49-51
V	środkowe	52-55	17-19	14-19	17-22	53-55
VI		-	-	19-25	25-27	-
VII	górne	-	-	28-32	32	63
VIII		62-67	27-30	32-36	37	-
IX		70-72	34-36	36-40	41	70-72
X	górna przejściowa	76-77	40-41	40-42	-	-

Podobnie wysokim załomem opada górna terasa ku dnie doliny nieco dalej na wschód w okolicy Kaszczorka. Znaczna wysokość zbocza jest wynikiem erozji po zewnętrznej stronie zakola rzecznoego.

Trzeci ze wspomnianych fragmentów terasy 34-36 m tworzy rozległą powierzchnię na północ od Torunia i na znacznej przestrzeni przylega bezpośrednio do wysoczyzny.

Utwory budujące terasę odsłaniają się m.in. w wyrobisku żwirowni w Olku i na południe od Barbarki w pobliżu krawędzi terasy. Pod serią piaszczysto-żwirową leży bruk morenowy z głazami o średnicy dochodzącej nawet do 1 m. W żwirowni w Olku pod brukiem występuje około 15 cm warstwa żwirowo-kamienista z dużą ilością toczeńców iłu barwy czekoladowej, niżej leżą warstwowane piaski drobnoziarniste. Terasa ta jest poziomem erozyjnym. Na powierzchni występują powszechnie utwory piaszczyste o miąższości od 1,5 do 10 m, jedynie sporadycznie sięgają one do głębokości kilkunastu metrów. Są one stropową częścią serii naprzemianległych piasków i żwirów, które budują terasę. Ze szczegółowej analizy wierceń wynika, że seria piaszczysto-żwirowa bierze udział również w budowie wysoczyzny /profil C-D ryc.3/, tworząc międzymorenową serię fluwioglacjalną. Powierzchnia terasy - dawne dno doliny, kształtowane było przez wody rzeczne /pradolinne/, w wyniku czego niezależnie od ogólnej tendencji erozyjnej rzeki mogły powstać dziś niewidoczne w rzeźbie drobne formy akumulacyjne. Wydaje się być rzeczą oczywistą, że wśród zalegających na powierzchni terasy piasków, należy liczyć się z możliwością występowania miejscami osadów rzecznych. Jednak ani w wierceniach, ani w odkrywkach nie udało się podczas dotychczasowych badań stwierdzić występowania w tym samym profilu pionowym piasków należących do dwóch różnych serii akumulacyjnych/fluwioglacjalnej i rzecznej/.org.pl

Trzeci stopień górnej terasy wyniesiony jest na wysokość 62-67 m n.p.m. i tworzy rozległą płaską powierzchnię, do której od północy i od południa przylegają wspomniane fragmenty poziomu 70 m. Jak wynika z załączonego zestawienia wysokości teras, poziom ten nie występuje powszechnie w dolinie Wisły, a wyróżniony został jedynie w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej. Posiada również swe odpowiedniki w dolinie Drwęcy. Rozważając warunki jego powstania, wydaje się słusznym przypuszczenie, że jest to dawne dno odnogi rzecznej, co zdają się potwierdzać występujące w obrębie tej terasy kopalne wkładki torfu stwierdzone w 23 wierceniach. Torf, w znanych profilach, osiąga miąższości od kilkudziesięciu cm do maksymalnie 1,7 m. Utworami podścielającymi torf są na ogół piaski drobne, rzadko żwiry, lub materiał o frakcji piaszczysto-żwirowej, podobnie nadległą warstwę stanowią również drobnoziarniste piaski, często na powierzchni przewiane, o miąższości od 0,5 m do 3,0 m, najczęściej 1-2 m. Jedynie w dwóch wypadkach stwierdzono, że miąższość przykrywających torf utworów piaszczystych osiąga 5 m. Poza odkrywkami wykonanymi w terenie w ramach kartowania i Materiałami Archiwum Wierceń /30/ wykorzystane tu zostały również profile wiertnicze, cytowane przez W. Okołowicza w artykule o plejstocenie okolic Torunia /28/, gdzie autor m.in. zwrócił uwagę na wspomnianą serię akumulacji organicznej pisząc: "W miarę wcinania się wód odpływających pradoliną Wisły, wynurzają się terasy wysokie. Podłoże obfituje w wody. Na terasach wysokich rozwijają się torfowiska. Z czasem klimat staje się suchszy torfowiska zanikają i zostają zasypane przez piaski wydymowe" /s.486/.

Erozyjny charakter terasy 62-67 m potwierdzają wiercenia szczególnie liczne na Jakubskim Przedmieściu. W kilkunastu otworach na południowy wschód od toru kolejowego, na głębokości 0,2 - 1,9 m od powierzchni leży glina morenowa.



W przeciwieństwie do rozległych powierzchni trzech kolejnych stopni terasy górnej, terasa środkowa występuje na omawianym terenie w dwóch niewielkich fragmentach na północno-zachodnich przedmieściach Torunia i w okolicy Barbarki. Odpowiada to niższemu poziomowi terasy środkowej, której dwa stopnie wyższy i niższy wyróżnił R. Galon w dolinie dolnej Wisły /7/ i W. Mrózek w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej /24/.

Wyniesiona jest ona 52-55 m n.p.m. i wykazuje 17-19 m wys. wzgl. Tworzy ona stosunkowo wąską listwę o maksymalnej szerokości 500-600 m, przylegającą od zachodu do górnych poziomów terasowych, a oddzieloną od nich wyraźnym załomem o wysokości względnej 7-13 m. Kształt i przebieg zachowanych fragmentów tej terasy wskazuje na zmiany przebiegu koryta, z pierwotnie zachodniego kierunku na zdecydowanie północno-zachodni na odcinku poniżej dzisiejszego Torunia. Wisła w poziomie terasy środkowej tworzyła w tym miejscu łagodny łuk, którego zarys powtarzają również dwie kolejne niższe terasy, dolna i nadzalewowa. Na skutek erozji działającej po zewnętrznej stronie zakola, uległy częściowemu lub całkowitemu zniszczeniu wyższe poziomy terasowe. Podobnie zakolowy przebieg koryta w poziomie tej terasy można prześledzić powyżej ujścia Drwęcy po prawej stronie Wisły na wysokości Silna, Ciechocinka, Nieszawy.

Na powierzchni tej terasy występują nieliczne formy wydmore.

Materiał budujący niższy poziom terasy środkowej został poznany szczególnie dokładnie na odcinku położonym bliżej miasta. Przeważają utwory piaszczyste /fluwioglacjalne/ o miąższości od 3 do kilkunastu metrów, poniżej których najczęściej występuje 1-3 m miąższości warstwa żwiru. Na głębokości kilkunastu metrów rozpoczyna się pokład pstręgo iłu

pliocenińskiego o znacznej miąższości i dużych deniwelacjach powierzchni stropowej. Terasa ta została na Mapie Geomorfologicznej zaznaczona jako poziom erozyjny.

F Formy postglacjalne związane z erozyjną i akumulacyjną działalnością wód rzecznych

### 8 Równiny terasowe /erozyjno-akumulacyjne i akumulacyjne/

Dolna terasa podobnie jak poprzednie nie tworzy ciągłego poziomu i na omawianym terenie zachowała się jedynie w trzech fragmentach. Po lewej stronie rzeki tworzy stopień terasowy w cieniu widocznego na mapie zakola, na brzegu zaś przeciwnym występuje na znacznej przestrzeni począwszy od Śródmieścia Torunia aż do krawędzi wysoczyzny w północno zachodniej części arkusza. Wysokość bezwzględna terasy dolnej wynosi 46-50 m, a szerokość listwy terasowej waha się od 350-700 m.

Budowa geologiczna terasy stwierdzona kilkudziesięcioma wierceniami jest stosunkowo jednolita. Pod utworami piaszczystymi na głębokości kilku metrów /przeciętnie 3-7 m/ napotyka się na powierzchni erozyjną, którą stanowią pstrye iły plioceniskie. Miąższość iłów jest znaczna, gdyż otwory wiertnicze wykonane do 30 m poniżej powierzchni nie osiągają ich spągu. Na podstawie nielicznych punktów, w których przewiercono pokład pstrych iłów, sądzić można, że całkowita ich miąższość waha się w granicach 30-40 m. Deniwelacje stropu iłów są stosunkowo niewielkie i wynoszą 2-3 m, sporadycznie 8 m. Erozyjny charakter powierzchni utworów plioceniskich podkreśla warstwa bruku morenowego spoczywająca na iłach, na co wskazują nie tylko

profile wiertnicze, ale również odsłonięcia w cegielni na Rudaku /które wykraczają poza obszar opisywanej mapy/. Nadległą serię o przeciętnej miąższości 3-8 m stanowią żwiry, a wyżej piaski przeważnie drobnoziarniste, skośnie warstwowane.

Po prawej stronie Wisły w kilku punktach na obszarze terasy dolnej, obok powszechnie występującego w stropie iłów bruku, stwierdzono drugą, nieco wyżej leżącą warstwę, wzbogaconą w otoczaki o średnicy 10-30 cm, a spoczywającą na serii skośnie warstwowanych piasków różnoziarnistych o miąższości od kilkudziesięciu cm do 3,5 m. Terasa ta wykazuje charakter poziomu erozyjno-akumulacyjnego. Na jej powierzchni rozwinęły się w kształcie wałów i paraboli liczne formy wydmowe, szczególnie dobrze wykształcone na południowy zachód od Barbarki, gdzie częściowo zatarły pierwotny zarys krawędzi terasowych.

Kolejny poziom doliny -- terasa nadzalewowa, tworzy na omawianym terenie dwa stopnie /patrz tabela na str.87/ i podobnie jak wyżej opisane, nie występuje w sposób ciągły. Po lewej stronie Wisły zachowała się analogicznie, jak dolna terasa w cieńniu zakola /na Rudaku/, po przeciwnej stronie fragmenty jej widzimy pomiędzy Wygodą a Antoniewem oraz na Jakubskim Przedmieściu, gdzie wąski jej skrawek przylega do krawędzi terasy górnej. Jednak największą powierzchnię zajmuje poziom terasy nadzalewowej po prawej stronie Wisły, gdzie na zachód od Torunia wypełnia znaczną część doliny, aż po wysoczyznę. W zachodniej części omawianego obszaru, terasa nadzalewowa ciągnie się od Bydgoskiego Przedmieścia zrazu wąską listwą, która znacznie rozszerza się w kierunku północno-zachodnim, a wyklinowuje się dopiero koło Czarnowa na wysokości Solca Kujawskiego. Dzisiejszy zasięg terasy nadzalewowej /co mapa ilustruje tylko częściowo/, świadczy o dużych

zmianach koryta Wisły w okresie stosunkowo niedawnym. Na powierzchni terasy wyróżnić można ślady dawnych ramion rzecznych, fragmenty starorzeczy, których proces zarastania jest w zasadzie zakończony. Jedną z takich form jest obniżenie na północ od Przysieka /tzw. Błotniarka/, którą przystosowano do celów gospodarczych. W czasie II wojny światowej urządzone tam zostały stawy rybne.

Na obszarze terasy wykonanych zostało kilkanaście otworów wiertniczych. Rozmieszczenie ich jest jednak bardzo nierównomierne, w związku z czym znana jest bardziej szczegółowo budowa geologiczna terasy na zachód od Bydgoskiego Przedmieścia. Powszechnie stwierdza się w podłożu pstry iły plioceniczne, których strop wzniesiony jest 26,5-28 m nad poziom morza. Serię nadległą stanowią aluwia rzeczne o zmiennej frakcji w profilu pionowym; w spągu występują na ogół żwiry z gładzikami, wyżej drobne piaski, nad nimi piaski gruboziarniste, natomiast w stropie serii frakcja znów maleje. Miąższość akumulacji rzecznej wynosi tu 8-10 m. Również w przestrzennym rozmieszczeniu osadów występują pewne istotne różnice. Spotyka się namuły rzeczne, a w obniżeniach torfy. Nadmiar wody odprowadzany jest systemem rowów melioracyjnych do Wisły.

## 9 Dno doliny rzecznej

Terasa zalewowa stanowi najniższy poziom doliny i w związku z tym posiada odmienny charakter, niż wyżej opisane terasy. Wspomniany poziom terasowy wykazuje wysokość względną mniejszą, niż amplituda wahań stanów wody w rzece, co powoduje, że znajduje się on podczas wezbrań w zasięgu fali powodziowej. W związku z tym, obszar ten należy rozpatrywać jako dno doliny współcześnie kształtowane przez wody rzeczne. Szerokość dna jest znaczna; największe zwę-

żenie, do 1 km, zaznacza się na odcinku śródmiej-  
skim Torunia. Szerokość wzrasta w kierunku wschod-  
nim, osiągając przy ujściu Drwęcy 2 km; również na  
zachód od Torunia następuje znaczne rozszerzenie  
dna doliny, do 4 km koło tzw. Portu Drzewnego./Po-  
dane wartości obejmują również  $\frac{1}{2}$  szerokość koryta  
Wisły/.

Część powierzchni dzisiejszego dna doliny, od  
czasu budowy wałów ochronnych, nie podlega bezpo-  
średniemu działaniu wód powodziowych i jest użyt-  
kowana rolniczo. Obszar między wałami natomiast u-  
lega stałym zalewom wód powodziowych.

Na opisywanym obszarze wały przeciwpowodziowe  
ochraniają szerokie dno w zachodniej części tere-  
nu, na pozostałym odcinku dna jest stosunkowo wąs-  
kie, a ciągnące się równoległe do koryta krawędzie  
wyższych teras stanowią naturalną granicę wylewu  
wezbranej rzeki.

Na obszarze terasy zalewowej w granicach opi-  
sywanego terenu wykonanych zostało 118 wierceń, z  
czego 68 otworów wiertniczych opisanych zostało w  
Materiałach Archiwum Wierceń, pozostałych zaś 50  
wierceń wykonano w ostatnim dziesięcioleciu przy  
okazji różnego rodzaju inwestycji budowlanych.

Punkty wierceń zlokalizowane są w kilku rejon-  
ach: po prawej stronie rzeki w okolicy Portu Drzew-  
nego, w rejonie Bydgoskiego Przedmieścia i na od-  
cinku Kaszczorek-Wygoda, po lewej natomiast na Pod-  
górzu w pobliżu tak zwanej Małej Wisłki. Większość  
wierceń sięga do podłoża czwartorzędu, które sta-  
nowią pliocenijskie pstry iły. Głębokość ich wystę-  
powania jest niewielka i wykazuje wahania nie prze-  
kraczające kilku metrów. Jak wynika z analizy wier-  
ceń, strop iłów obniża się w kierunku zachodnim i  
choć nie wykazuje on regularnego spadku, to jed-  
nak można zauważyć, że różnica głębokości występo-

wania ładu nie jest proporcjonalna do spadku dzisiejszego dna doliny. Również miąższość nadległych aluwów wykazuje znaczne różnice od 2,5 do ponad 15 m. Na odcinku Wygoda-Kaszczorek w podłożu akumulacyjnej terasy zalewowej strop łąw zalega przeciętnie 32-25 m n.p.m. Skrajne wartości wysokości bezwzględnej wynoszą 28,8 - 39,5 m/. Miąższość nadległych osadów aluwialnych waha się tu od 2,5 - 9,5 m. Po lewej stronie rzeki na wysokości Śródmieścia strop łąw wyznaczają rzędne 27 - 35,8 m, najczęściej spotykana wartość to 30 - 32 m. Miąższość akumulacji rzecznej wynosi tu od 5,2 - 12 m. Dalsze wiercenia w rejonie Bydgoskiego Przedmieścia na prawobrzeżnej terasie zalewowej Wisły wskazują, że strop plicenu wznosi się na wysokość 21,5 - 26,9 m. Miąższość serii nadległej wynosi 9,9 - 15 m i wzrasta w kierunku zachodnim, gdyż wiercenia wykonywane do głębokości 10 i 15 m w pobliżu Portu Drzewnego nie osiągały utworów pliczeńskich.

Dno doliny Wisły wysłane jest serią osadów rzecznych o miąższości od 5 do kilkunastu metrów, poniżej której występuje pierwotne dno doliny wyerodowane w pstrych łąkach. Analiza struktury i frakcji tych osadów wskazuje na dużą częstotliwość zmian szybkości płynięcia wód rzecznych.

Oś doliny wyznacza współczesne koryto Wisły. Dzisiejszy kształt i przebieg zawdzięcza ono przeprowadzonej w XIX w. regulacji rzeki. W ramach prac regulacyjnych usypano wały przeciwpowodziowe, wyprostowano i uregulowano koryto, w wyniku czego odciętych zostało szereg dzisiejszych starorzeczy, a istniejące przed regulacją tzw. Kępy np. Magistracka, Cegielniana /na Bydgoskim Przedmieściu/ uzyskały stałe połączenie z terasą zalewową. Brzegi koryta umocnione zostały również przez budowę ostróg gruntowo-betonowych, które jednocześnie regulowały linię nurtu i zapobiegały erozji bocznej rzeki.

Mapa Geomorfologiczna ark. Toruń obejmuje jedynie niewielki odcinek doliny Drwęcy, znajdujący się w obrębie pradoliny Wisły. Terasy doliny Drwęcy są ściśle powiązane genetycznie z terasami występującymi w pradolinie i choć wykazują większy spadek, wartości ich wysokości bezwzględnych są bardzo zbliżone. Również pod względem charakteru morfologicznego /erozyjne, akumulacyjne/ istnieje ścisła zgodność.

Dolina Drwęcy była przedmiotem badań J. Machinko i na ich podstawie przedstawiony został na opisywanej mapie obraz kartograficzny ujściowego odcinka doliny Drwęcy. Morfologia dalszego odcinka doliny Drwęcy przedstawiona została na wydanej w r. 1965 Mapie Geomorfologicznej ark. Kowalowo /46/ zgodnie z badaniami W. Niewiarowskiego. Szczegółowy opis morfologii całej doliny Drwęcy ukaże się niebawem w opracowaniu tegoż autora.

#### G. Formy późnoglacialne i postglacialne pochodzenia eolicznego

Formy eoliczne występujące na terenie objętym ark. Toruń, stanowią część jednego z większych pól wydym śródlądowych na obszarze Polski. Utworzyły się one na rozległych powierzchniach terasowych w miejscu, gdzie pradolina Wisły tworzy kotlinowate rozszerzenie. Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej zostały opisane przez W. Mrózka, który do obszernego opracowania tekstowego załącza mapę rozmieszczenia wydym w Kotlinie /na tle teras/ w skali 1:100 000.

W granicach opisywanego terenu wydmy rozmieszczone są nierównomiernie. Największe ich skupienie występuje w zachodniej części między Barbarką a Przysiekiem na powierzchni terasy nadzalewowej. Tworzą tu one wyraźne formy o znacznych wysokościach

względnych, dochodzących maksymalnie do 15 m. Średnio wysokość ich wynosi 4-7 m. Przeważają parabole o ramionach skierowanych na W lub WNW. Często łączą się one ze sobą tworząc całe kompleksy wydmy. Można wśród nich wydzielić szereg niewielkich zagłębień deflacyjnych. Spotyka się tu również wiele form wałowych, na które składa się szereg kopulastych wyniesień, połączonych w jeden ciąg. Wysokość ich sięga od 1,5 - 4 m. Przeważający kierunek biegu tych wałów to SW-NE, lub WSW-ENE. Cały ten teren pokryty jest gęstym lasem iglastym. Poza tym wydmy występują prawie na całym obszarze pradolina, lecz tu raczej w postaci wydmy o kształtach nie-regularnych, czasem krótkich wałów, uformowanych często w obrębie równin przewianych piasków.

Wydmy występują na wszystkich terasach, wkraczają też częściowo w strefę przykrawędziową wysoczyzny, jak to widać szczególnie na północny-zachód od Olka. Duże wzgórza wydmy występują również na obszarze samego miasta. Przekraczają one miejscami wysokość 10 m. Ich kształt i powierzchnia są w znacznym stopniu przekształcone przez człowieka i przeważnie zalesione.

Procesy eoliczne nie zawsze wyrażone są w formach, czasem ich ślady widoczne są jedynie w strukturze osadów. Przykładu dostarcza tu listwa terasy najwyższej 77-76 m n.p.m. między Lubiczem a Grębocinem, na której piaski leżące bezpośrednio pod powierzchnią wykazują przekształcenia eoliczne. Piaski te leżą na warstwie kopalnej gleby /ryc.10/. W tym samym czasie, na powierzchni innego fragmentu najwyższej terasy na wschód od Olka, utworzyły się niewielkie wydmy, które w formie owalnych wzniesień, ułożone są skośnie bądź równoległe do krawędzi. W spagu jednej z wydmy stwierdzono również glebę kopalną. Można sądzić więc, że wykształcił się na tym poziomie horyzont glebowy przed okresem wyd-



metwórczym. Nie wszędzie jednak kopalna gleba zachowała się, lub może nie wszędzie została wykształcona, gdyż cały szereg innych odkrywek wykonanych na tej terasie, pokazujących cały profil form wydmowych nie wskazuje na ciągły charakter wspomnianego poziomu glebowego.

Z podobną sytuacją spotykamy się również na powierzchni terasy górnej 70 m, gdzie pod cienką pokrywą piasków przekształconych eolicznie, występuje około 20 cm warstwa torfu, a niżej utwory terasowe /39/.

Wydmny zbudowane są z drobnych i średnioziarnistych piasków o nie zawsze dostrzegalnym warstwowaniu. W budowie ich stwierdza się powszechnie warstwę kopalnej gleby, a lokalnie występują 2 poziomy humusowe /ryc. 11/. Świadczy to o co najmniej dwóch fazach tworzenia się form eolicznych. W. Mrózek /24/ w oparciu o badania wydm na terenie całej Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej datuje ich wiek następująco:

I faza wydmotwórcza przypada na okres preborealny i borealny,

II faza na okres subborealny,

gleba kopalna zaś pochodzi z okresu atlantyckiego, kiedy to następuje utrwalenie form powstałych w I fazie wydmotwórczej.

Późniejsze badania obszarów wydmowych w Polsce północnej na podstawie coraz większej ilości stanowisk datowanych palynologicznie wskazują, że początek procesów eolicznych miał miejsce w tej części Polski już w młodszym dryasie /18/. Być może stanowisko to okaże się skłuzne i w odniesieniu do form eolicznych na obszarze Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej, choć jak dotychczas przypuszczenie takie można wysuwać jedynie przez analogię, gdyż nie udało się go palynologicznie potwierdzić.

Obecnie w wielu miejscach pozbawionych roślinności zaobserwować można współcześnie zachodzące procesy eoliczne, które raczej nie prowadzą do powstania nowych form a jedynie rozwiewają istniejące. Dziś jednak daleko posunięta ingerencja człowieka w kształtowanie się naturalnego krajobrazu, nie pozwala na rozwój tych procesów na szerszą skalę.

#### H Formy późnoglacialne i postglacialne pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego

Dolinki denudacyjne są na omawianym terenie stosunkowo nieliczne i słabo wykształcone. Występują one na zboczu wysoczyzny na tych jedynie odcinkach, na których zachowała się listwa pozioma terasowego 76-77 m głównie między Grębocinem a Lubiczem. Związek tych form z najwyższą terasą pradolinną i brak stożków wskazuje na plejstoceni /późnoglacialny/ ich wiek. Wykazują one podobne cechy jak formy denudacyjne występujące na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy i szczególnie po raz pierwszy opisane przez Z. Churską. Autorka wyróżnia wśród nich kilka typów genetycznych, przyjmując dla form tego rodzaju nazwę niecek denudacyjnych. Formy podobnego typu rozcinają zbocze wysoczyzny na zachód od Grębocina. Ich górne odcinki zachowały się jako dolinki zawieszane w wysokim zboczu wysoczyzny na północny-zachód od Olka. /Do krawędzi wysoczyzny przylega tu bezpośrednio terasa dolna, co świadczy o przeobrażeniu pierwotnej krawędzi na skutek późniejszej erozji zbocza/.

U wylotu dolinki schodzącej z wysoczyzny na południe od Piwnic na poziom terasy 70 m, występuje niewielki stożek napływowy. Budują go różnoziar-

niste piaski o słabo obteczonych siarnach z gładziami do 10 cm średnicy.

Kilka drobnych form demudacyjnych nawiązuje również hipsometrycznie i wiekowo do poziomu terasy niższej środkowej. Posiadają one kształt niekątowy a długość ich nie przekracza 250 m. Odkrytki wykonane w dnach niecek demudacyjnych pokazują wypełniający je materiał deluwialny, na który składają się bezstrukturalne piaski drobne i średnioziarniste zanieczyszczone związkami żelaza z domieszką źle obteczonych ziarn żwiru o średnicy do 2 cm i gładzików 8-10 cm. Stwierdzono, że miąższość materiału deluwialnego w dnach niecek przekracza 1,5 m, a osiągnięty w jednej z form przypuszczalny spąg deluwistów znajduje się na głębokości 2,6 m. Największa z tych form ~~Barbarki~~ posiada stożek napływowy.

Zupełnie inny charakter posiadają dwa rozległe obniżenia dolinne, które urozmaicają ciągłą linię załomu wysoczyzny w okolicach Lulkowa i Łysomic. Mają one przebieg południkowy z lekkim odchyleniem na zachód. Zarys ich jest nieregularny, a zbocza wykazują wyraźną asymetrię /wschodnie zdecydowanie lepiej wykształcone/. Najniższe partie obniżenia na południe od Łysomic wypełniają osady torfowe. Cechy morfologiczne tych form, wskazują na ich erozyjno-akumulacyjny charakter i wytopiskowe założenie.

Obecnie dna tych obniżen wykorzystują dwa drobne cieki, odwadniające przyległy obszar wysoczyzny morenowej poprzez Strugę Łysomicką do Wisły.

## I Formy antropogeniczne

Jako oddzielną grupę można wyróżnić formy będące wynikiem działalności człowieka. Mają one szczególny charakter w okolicach Torunia, które były te-

renem intensywnych przeobrażeń naturalnego krajobrazu od czasów założenia miasta w r. 1231-1232. Formy angrepopogeniczne podzielić by można na dwie genetycznie różne grupy: 1/ formy związane z obronnym charakterem miasta; 2/ formy związane z gospodarczą działalnością człowieka.

Toruń prawie przez cały czas swego istnienia pełnił rolę ważnej twierdzy. W związku z tym wokół miasta istnieją do dziś ślady czterech systemów fortyfikacji.

Pierwszy z nich pochodzi jeszcze z czasów średniowiecznych, kiedy Stare Miasto, jak również i Nowe /którego budowę rozpoczęto w r. 1260/, otoczone było marami ziemnymi, wzdłuż których ciągnęły się fosy. Wodę do nich doprowadzała Struga Toruńska i Czerwona Woda, które to ciekі już wówczas straciły swój naturalny charakter, szczególnie w odcinku ujściowym. Nikłe pozostałości dawnej fosy widoczne są do dziś w morfologii /np. w północno-wschodniej części Placu Rapackiego oraz wzdłuż ulic Przedzamcze i Podmurnej/.

Drugi system fortyfikacji, typu bastionowego, pochodzi z pierwszej połowy XVII w. i zakreśla nieco większy krąg, szczególnie w części północnej i zachodniej. Został on zbudowany w okresie wojen szwedzkich. Wzniesione wówczas bastiony ograniczyły rozwój dawnego średniowiecznego ośrodka na długi okres, lecz nie pozostawiły wyraźniejszych śladów w morfologii.

Wiek XIX przynosi znaczną rozbudowę umocnień wokół miasta. Do r. 1813 prace te prowadzili Francuzi, następnie aż do I wojny światowej kontynuowali je Prusacy. System fortyfikacji pruskich tworzy kolejny zamknięty pierścień umocnień zewnętrznych, wewnątrz którego zostały wzniesione fortyfikacje ryglowe w postaci odrębnych Portów. Formy

związane z tym systemem umocnień widoczne są do dziś w rzeźbie i pokazane na Mapie Geomorfologicznej. O lokalizacji niektórych fortów zdecydowała z pewnością również rzeźba, gdyż są one często wkopane w wysokie krawędzie górnej terasy, lub we wzgórza wydmore. Stwarzają one niekiedy pozory naturalnych wznieścień.

Do drugiej grupy form antropogenicznych zaliczyć należy przede wszystkim wyrobiska i nasypy, jak również formy utworzone, lub przekształcone w czasie prac regulacyjnych w dolinie Wisły. Okolice Torunia zasobne są w surowce ceramiczne w postaci ilów warwowych i pstrych. Czwartorzędowe ilły warwowe, których wychodnie znajdują się w krawędzi wysoczyzny koło Grębocina, od dawna już były wykorzystywane jako surowiec do produkcji cegieł. Istnieje tam szereg wykopów cegielnianych, których duża ilość i chaotyczne rozmieszczenie związane jest z bezplanowym charakterem wydobywania ilów przez tamtejszą ludność. Obecnie na ilach tych brakuje cegielnia.

Blisko powierzchni występujące ilły plicenińskie na terenie Parku Miejskiego i na Rudaku, były również eksploatowane dla celów przemysłowych. Istniejąca w XIX w. cegielnia nad Wisłą, na wysokości Bydgoskiego Przedmieścia /dawna ul. Przy Cegielni/ pozostawiła szereg wyrobisk, które w znacznym stopniu urozmaicają powierzchnię dzisiejszego parku /m.in. stawy/. Podobne, lecz nieco większe i młodsze wyrobiska związane są z cegielniami Rudak I i Rudak II, położonymi po lewej stronie Wisły.

Do innych form tego typu należą liczne żwirownie i piaskownie obecnie istniejące, jak również już nieczynne.

Budowa terów i urządzeń kolejowych wywołała nową serię zmian pierwotnego krajobrazu. Powstało szereg nasypów i wykopów, są to jednak zazwyczaj formy niewielkie.

Duże zmiany zaszły również na powierzchni terasy zalewowej na skutek regulacji Wisły w połowie XIX w. i przeprowadzenia prac melioracyjnych/groble, rowy odwadniające itp./o. Do form antropogenicznych zaliczyć można również przekształcone starorzecza np. dzisiejszy Port Zimowy i basen Portu Drzewnego.

Rzeźbotwórcza działalność człowieka przejawia się nie tylko w tworzeniu nowych i przekształcaniu istniejących form, lecz również często ma charakter destrukcyjny. Przykładem z ostatnich lat może być niwelacja terenu przeprowadzona na znacznej przestrzeni górnej terasy, w związku z budową fabryki włókien sztucznych "Elana". Uległa wtedy likwidacji pewna ilość wzniesień wydmowych na zachód od Rubinkowa.

Wspomniane wyżej przykładowo formy antropogeniczne stanowią niewątpliwy dowód daleko posuniętej ingerencji człowieka w naturalny pierwotny krajobraz.

#### IV. PRÓBA USTALENIA MORFOGENEZY

Opisany wyżej obszar wiąże się morfogenetycznie z dwoma stadiami zlodowacenia bałtyckiego. Mówiąc najogólniej można stwierdzić, że rzeźba glacialna wysoczyzny wykazuje związek ze stadiem poznańskim, zaś geneza pradoliny Noteci-Warty ze stadiem pomorskim. Pozostałe formy są wynikiem procesów morfogenetycznych zachodzących od późnego glacialu do czasów współczesnych.

Formy występujące na wysoczyźnie na północ od Torunia zaliczane są do fazy krajeńskiej stadium poznańskiego /12/. Są one tu nieliczne podobnie jak w całej południowej części Ziemi Chełmińskiej /25/ i wykształcone głównie w postaci pagórków i wzgórz martwego lodu, wytopisk oraz kemów w części zachodniej terenu /31/. Wobec tego wydaje się być słusznym przypuszczenie, że opisana przez W. Niewiarowskiego /25/ strefa martwego lodu występująca w części południowo-wschodniej Ziemi Chełmińskiej posiada swe konsekwentne przedłużenie w formach występujących dalej w kierunku zachodnim. Na terenie Ziemi Chełmińskiej strefa ta dochodzi do doliny dolnej Wisły pod Ostromeckiem /31/. Z fazą krajeńską wiąże się subglacjalnie wytworzone założenie rynnowe i oz k/Grzywny. Również zgodnie z badaniami W. Niewiarowskiego należy przyjąć związek sandru Strugi Toruńskiej "z postojem lądolodu na linii moren środkowo-wąbrzeskich i z odpływem nadmiaru wód z zastoiska jeziora Wieczno doliną koło Zajączkowa" /25, str.128/.

Następne stadium zlodowacenia bałtyckiego nie miało już bezpośredniego wpływu na kształtowanie się form glacialnych na omawianym terenie. Jednakże odpływ wód roztopowych w czasie recesji lądolodu ze stadium pomorskiego zadecydował o wytworzeniu się potężnej formy pradolinnej.

Wyznaczone w Kotlinie Toruńsko-Bydgoskiej poziomy terasowe mają dwojaki charakter. Terasy górne i środkowa wyższa wykazują związek z odpływem pradolinny ku zachodowi /1, 11, 37/, niższe zaś z odpływem wód rzecznych Wisły ku północy. Występowanie terasy sandrowej w pradolinie i torfy występujące na dnie pradoliny Noteci-Warty datowane na młodszy dryas /11/ lub nawet na Alleröd /1/ pozwalają ustalić w przybliżeniu względny wiek teras. Postępująca erozja głęboka Wisły doprowadzi-

ła do wcięcia się rzeki aż do podłoża pliczeńskiego. Następnie w wyniku przewagi procesów akumulacyjnych nad erozyjnymi nastąpiło częściowe wypełnienie doliny osadami akumulacyjnymi. Dziś wycięte w nich są terasy nadzalewowa i zalewowa. Passendorfer wiązał akumulację tę z fazą litorynową Bałtyku /32/. B. Rossa natomiast w świetle swych badań dotyczących rozwoju morfologicznego wybrzeża południowego Bałtyku /35/, widzi tę zależność jako bardziej złożoną. Problem wymaga dalszych badań w dolinie dolnej Wisły.

Niecki denudacyjne nielicznie występujące na opisywanym terenie są równoległe z poziomami terasowymi na które uchodzą.

Formy eoliczne rozwinęły się na powierzchni wszystkich stopni terasowych i wkraczają również w strefę przykrawędziową wysoczyzny. Tworzyły się one w kilku fazach wydmotwórczych począwszy być może już od starszego dryasu /18/.

Wszystkie wspomniane procesy morfogenetyczne denudacyjne, eoliczne oraz erozji i akumulacji rzecznej, trwają z różną intensywnością przez cały okres holocenu do czasów współczesnych. Działalność ich widoczna jest szczególnie na terenach odkrytych zboczy, na obszarach wydmowych pozbawionych roślinności oraz na dnie doliny. Szata roślinna, a szczególnie daleko posunięta ingerencja człowieka nie pozwala jednak na swobodny rozwój procesów morfogenetycznych.

---



## LITERATURA

1. Churska Z., Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy, TNT, Toruń 1966.
2. Dokumentacja złoża ropy warwowych w Grębocieniu, opr. przez Przedsiębiorstwo Robót i Gospodarki Kopalniczej w Warszawie, 1958.
3. Drużyńska K., Moreny czołowe na północ od Torunia /praca magisterska/, Toruń 1959. Maszynopis w Katedrze Geografii Fizycznej UMK.
4. Galon R., Kujawy "Białe" i "Czarne". Bad. geogr. nad Polską półn.-zach., z. 4-5, Poznań 1929.
5. Galon R., Morfologia doliny Drwęcy. Bad. geogr. nad Polską półn.-zach., z. 6-7, Poznań 1931.
6. Galon R., Krajobraz geograficzny Torunia. Dzieje Torunia, Toruń 1933.
7. Galon R., Dolina dolnej Wisły. Bad. geogr. Uniw. Poznańskiego, z. 12-13, Poznań 1934.
8. Galon R., Podział Polski północnej na krainy naturalne, Czasop. Geogr., t. XVIII, z. 1-4, Warszawa 1947.
9. Galon R., Passendorfer E., Przewodnik XXI Zjazdu Polsk. Tow. Geol. na Kujawach i Pomorzu w r. 1948. Rocznik Polsk. Tow. Geol. za r. 1947, t. XVII, Kraków 1948.

10. G a l o n R., Przeglądowa mapa geomorfologiczna woj. bydgoskiego. Przegl. Geogr., t. XXV, z. 3, Warszawa 1953.
11. G a l o n R., Morphology of the Noteć-Warta /or Toruń-Eberswalde/ ice marginal Streamway. Geogr. Stud. Nr 29, Warsaw 1961.
12. G a l o n R., General Quaternary problems of north Poland, Guide-Book of Excursion from the Baltic to the Tatras, Part I, VI Congress INQUA, Poland 1961.
13. Instrukcja do szczegółowej Mapy Geomorfologicznej Polskiego Niżu. IG PAN, Zakład Geomorf. i Hydrogr. Niżu w Toruniu, Toruń 1962.
14. J a n i s z e w s k i M., Krainy Geograficzne Polski, Warszawa 1959.
15. J e n t z s c h A., Geologischer Führer durch die Umgegend Thorns, Toruń 1919.
16. Katalog Jezior Polski - Dok. Geogr. IG PAN, Warszawa 1954.
17. K i e ł c z e w s k a - Z a l e s k a M., O położeniu Torunia. Czasop. Geogr., t. XVIII za r. 1947, z. 1-4, Wrocław 1948.
18. K o z a r s k i S., Wydmy w pradolinie Noteci koło Czarnkowa, Bad. Fizj. nad Polską Zach., t. IX, Poznań 1962.
19. K u c h a r s k i M., Geomorfologia i czwartorzęd doliny Wisły w okolicach Ciechocinka. Zesz. Nauk. UMK Geogr. V, Toruń 1966.
20. L e n c e w i c z S., K o n d r a c k i J., Geografia fizyczna Polski, Warszawa wyd. 1955, 1959, 1965.
21. L e n c e w i c z S., O tzw. zastoiisku toruńskim. Przegl. Geogr., t. IV, za r. 1923, Warszawa 1924.

22. **L e n e e w i e z S.**, Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace Państw. Inst. Geol., t.II, z.2, Warszawa 1927.
23. **L e w i ń s k i J.**, Zaburzenia czwartorzędowe i "morena dolinowa" w pradolinie Wisły pod Włocławkiem. Spraw. Państw. Inst. Geol., t.II, z.3-4, Warszawa 1924.
24. **M r ó z e k W.**, Wydmy Kotliny Toruńsko-Bydgoskiej. Wydmy śródlądowe Polski, cz.II, Pol. Tow.Geogr., Warszawa 1958.
25. **N i e w i a r o w s k i W.**, Formy polodowcowe i typy deglacjacji na wysoczyźnie Chełmińskiej. Studia Soc. Sc. Tor., vol.IV, nr 1, Sectio C, Toruń 1959.
26. **O k o ł o w i c z W.**, Surowce ceramiczne okolic Torunia. Mat. Bułowl., R.II, z.9, Warszawa - Poznań 1947.
27. **O k o ł o w i c z W.**, Uwagi i przyczynki do znajomości morfologii Pomorza. Czasop. Geogr., t. XIX, za r. 1948, z. 1-4, Wrocław /1949/.
28. **O k o ł o w i c z W.**, Przyczynki do znajomości plejstocenu okolicy Torunia. Biul. Państw. Inst. Geol. nr 66, "Z badań czwartorzędu w Polsce", t.2, Warszawa 1952.
29. **O k o ł o w i c z W.**, Struktury peryglacialne w Grębocinie k/Torunia, Biul. Perygl. nr 2, Łódź 1955.
30. **P a c o w s k a J.**, Materiały Archiwum Wierceń ark.Toruń 1:300 000, t.IV, cz.II, Warszawa 1953.
31. **P a s i e r b s k i M.**, Formy powstałe w lodzie stagnującym w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Chełmińskiej. Zesz. Nauk. UMK. Geogr. V, Toruń 1966.

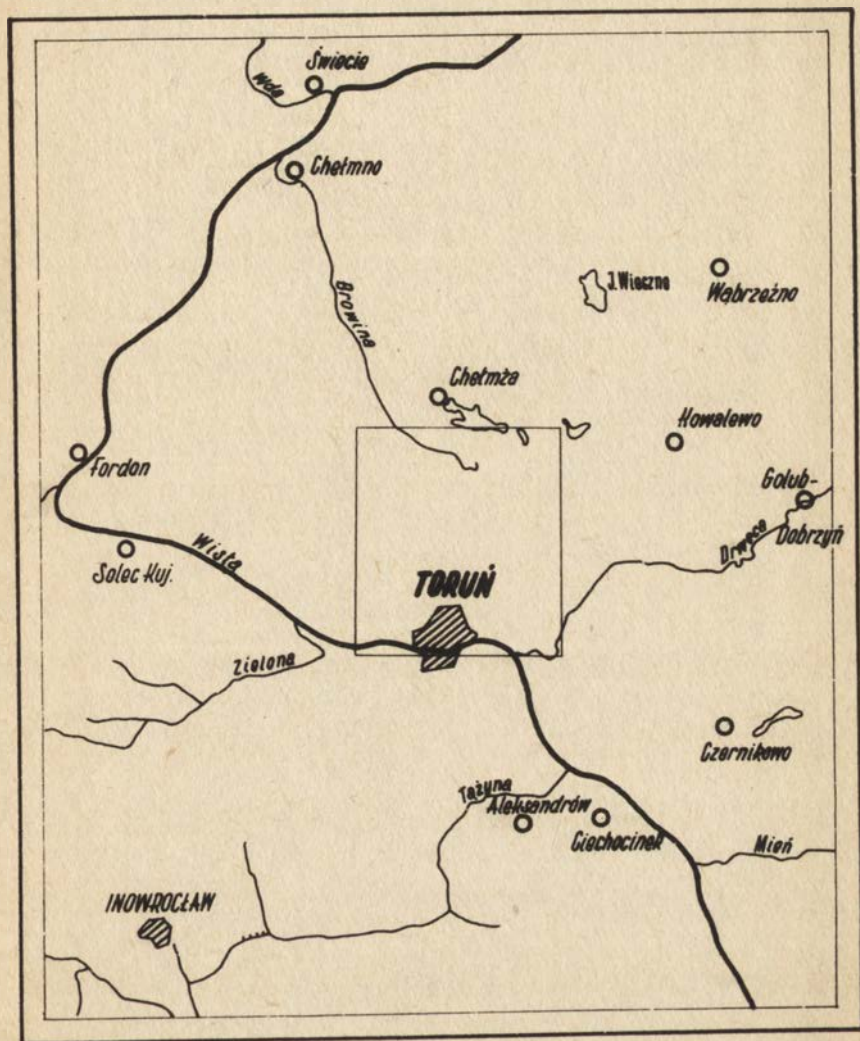
32. P a s s e n d o r f e r E., Zdjęcie geologiczne okolic Torunia. Przegl. Geogr., t.XXI, z.3-4 za r. 1947, Warszawa 1948.
  33. P i e t k i e w i c z S., Podział morfologiczny Polski północnej i środkowej. Czasop. Geogr., t.XVIII, z.1-4, Warszawa 1947.
  34. P i s k o r s k a H., Zbiory kartograficzne Archiwum m.Torunia. Wyd. Arch. m.Torunia, t.I, Toruń 1938.
  35. R o s a B., O rozwoju morfologicznym wybrzeża Polski w świetle dawnych form brzegowych, St. Soc. Sc. Torun., Toruń 1963.
  36. R y d z k o w s k a A., Monografia hydrograficzna zlewni Strugi Toruńskiej /Mokra/. /Praca magisterska/, Toruń 1959, Maszynopis w Katedrze Geogr. Fiz. UMK.
  37. S z u p r y c z y Ń s k i J., Objasnienia do Mapy Geomorfolog. 1:50 000 ark. Szamocin. Dok. Geogr., z.1, IG PAN, Warszawa 1966.
  38. Ś m i e t a n k ó w n a A., Geologia i morfologia okolic Torunia. /Praca magisterska/, Toruń 1958, Maszynopis w Katedrze Geogr. Fiz. UMK.
  39. T o m c z a k A., Uwagi o genezie i wieku torfu występującego na górnej terasie doliny Wisły w Toruniu. Zesz. Nauk. UMK, Geogr.II, Toruń 1963.
  40. W i s z n i e w s k i W., G u m i Ń s k i R., B a r t n i c k i L., Przyczynki do Klimatologii Polski, cz.II, Wiadom. Sł. Hydrol. i Meteor., t.I, z.5, Warszawa 1947.
- Mapy /geomorfologiczne/
41. G a l o n R., R o s z k ó w n a L., Przegładowa mapa geomorfologiczna woj. bydgoskiego /skala ok. 1:300 000, 1953/.

42. Galon R., Okołowicz W., Churski Z., Szkic morfologiczno-geologiczny obszaru m. Torunia 1:10 000 /1951/, Rękopis w Katedrze Geogr. Fiz. UMK.
43. Machinko J., Stremel J., Mapa geomorfologiczna ark. Toruń 1:100 000 /r. 1953/, rękopis w IG PAN w Toruniu.
44. Mapa morfogenetyczna dolnego Powiśla i terenów przylegających. Opracowała Anna Wasowicz pod kierunkiem R. Galona na podstawie materiałów i publikacji następujących autorów: Z. Churska ... /i innych, skala 1:500 000/.
45. Niewiarowski W., Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000 ark. Wąbrzeźno, IG PAN, Toruń 1958.
46. Niewiarowski W., Mapa Geomorfologiczna Polski 1:50 000 ark. Kowalewo, IG PAN, Toruń 1965.

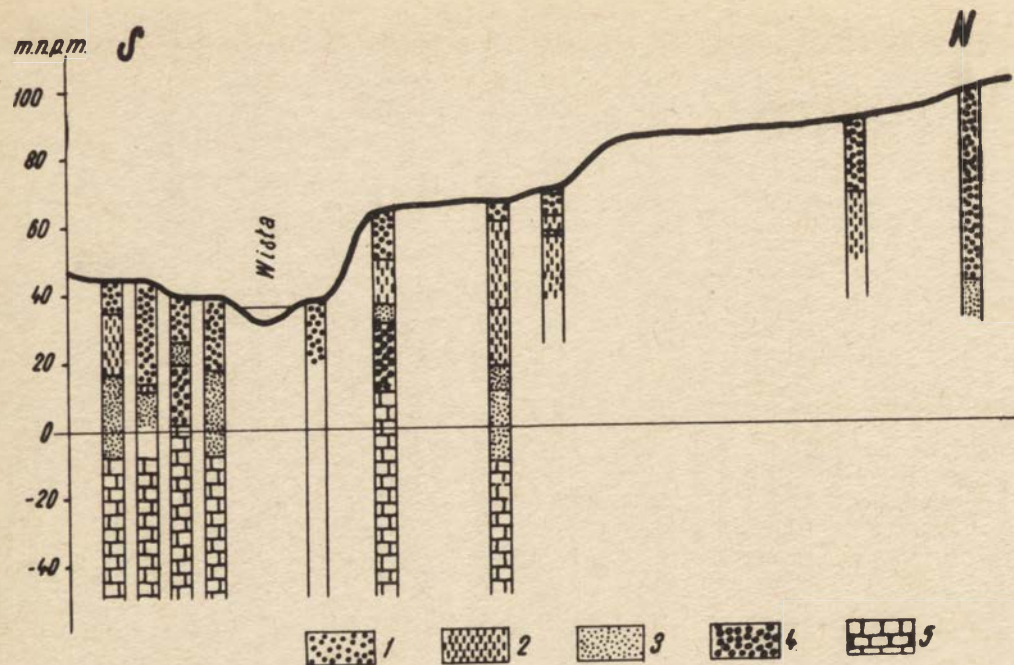
/Inne/

47. Celmer T., Mapa Hydrograficzna Polski 1:50 000 ark. Toruń, IG PAN, Toruń 1959.
48. Czekalski A., Rytelowski J., Krzyszowski J., Mapa gleb Polski 1:300 000 ark. Toruń B3. IUNG.

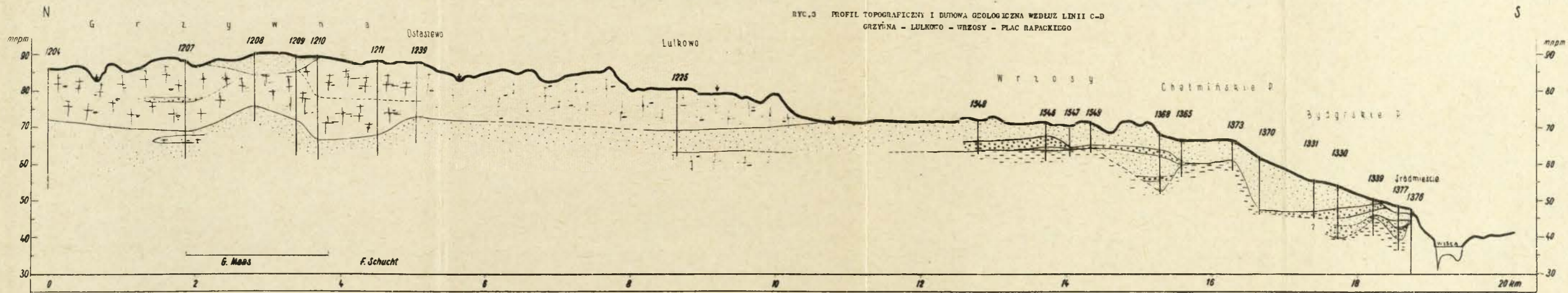
RYC. I SZKIC SYTUACYJNY ARKUSZA TORUŃ



RYC. 2 SCHEMATYCZNY PROFIL HIPSOMETRYCZNY  
I BUDOWA GEOLOGICZNA OKOLIC TORUNIA

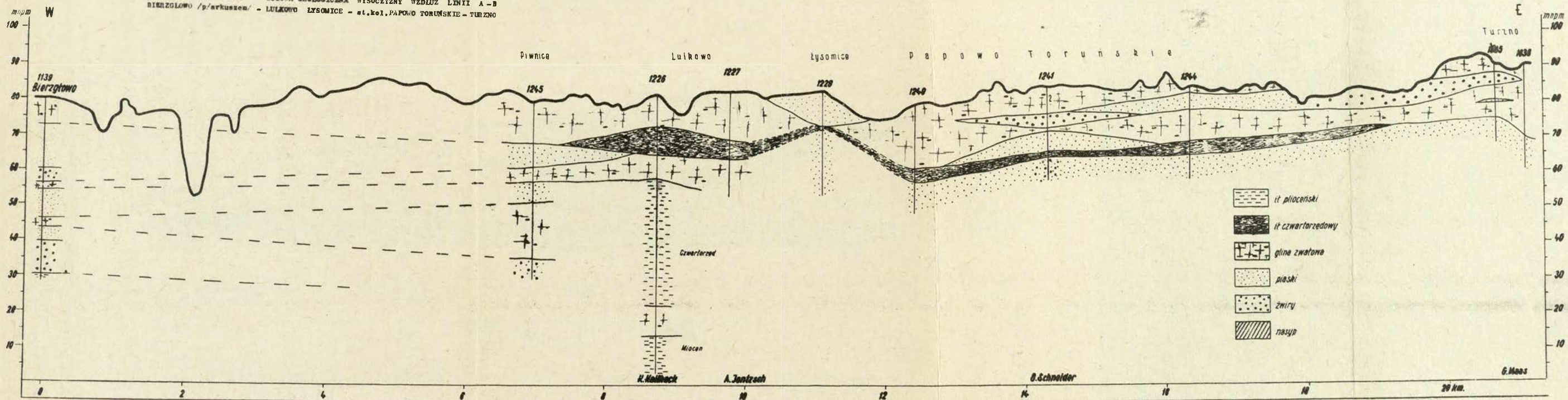


1 - czwartorzęd; 2 - pliocen; 3 - miocen;  
4 - oligocen; 5 - kreda.

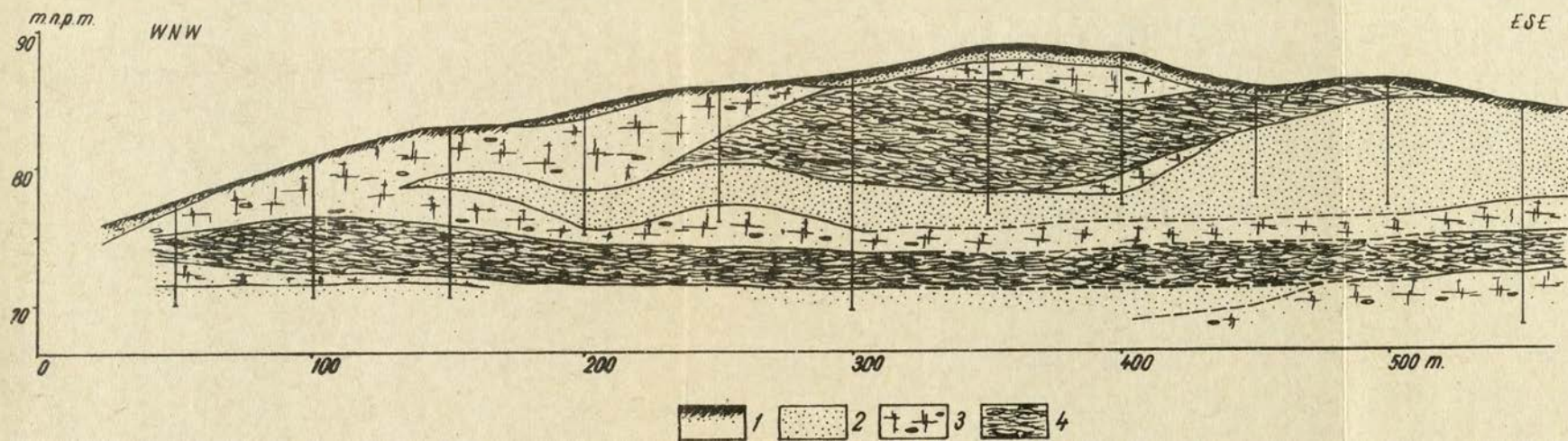




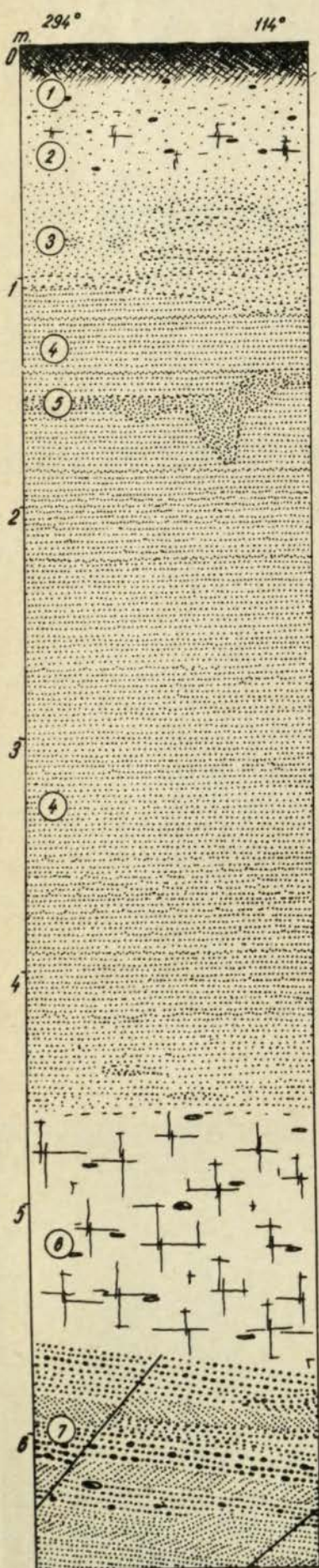
RYC. 4 PROFIL TOPOGRAFICZNY I BUDOWA GEOLOGICZNA WYSOCYZNY WZDŁUŻ LINII A-B  
 BIERZGŁOWO /p/arkuszem/ - LULKOWO LYSOMICE - st.kol. PĄPOWO TORUŃSKIE - TURZNO



RYC.5 BUDOWA GEOLOGICZNA WYSOCZYZNY W OKOLICACH GRĘBOCINA  
/iły zastoiskowe/



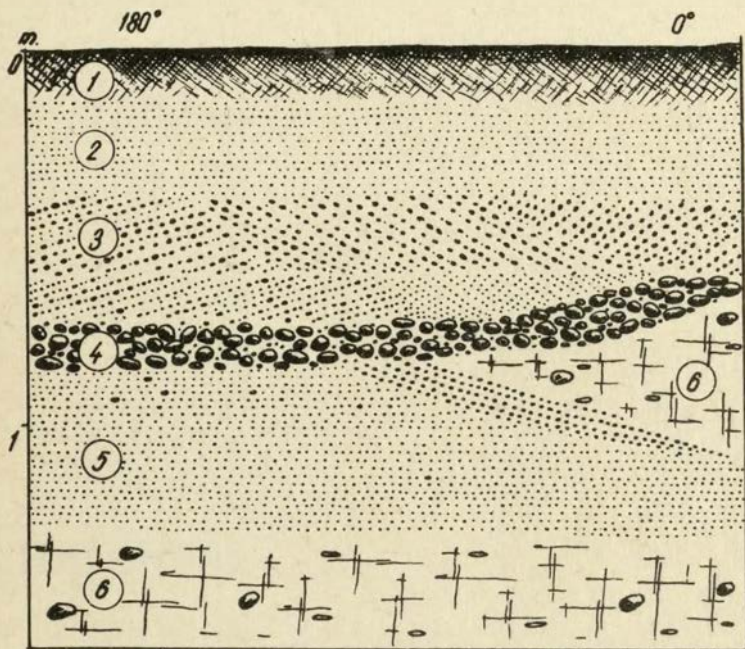
1 - gleba; 2 - piaski; 3 - glina zwałowa; 4 - iły zastoiskowe



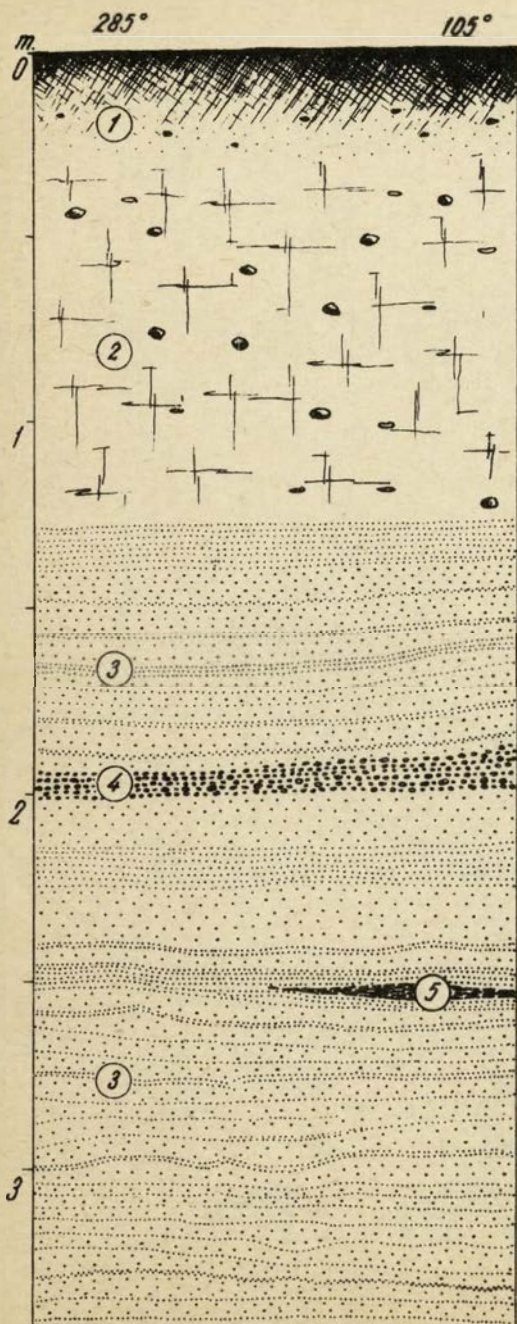
RYC.6 BUDOWA GEOLOGICZNA  
 MORENY MARTWEGO LODU  
 k.st.KOL.PAPOŁO TORUŃSKIE  
 /środkowa część wzgórza/

1 - gleba piaszczysto-gliniasta; 2 - piasek gliniasty z gładzikami o  $\varnothing$  do 3 cm; 3 - piasek bardzo drobnoziarnisty, zbity, w tym wkładki drobnego piasku; zabarwienie rdzawe; 4 - mułek piaszczysty warstwowany horyzontalnie; 5 - wkładka bezstrukturalnego mułku marglistego; 6 - glina marglista z gładzikami o  $\varnothing$  do 6 cm; 7 - seria naprzemiennie położonych piasków i żwirów, warstwowanych jak na ryc.

RYC. 7 BUDOWA GEOLOGICZNA SANDRU  
 STRUGI TORUŃSKIEJ  
 W JEGO POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI  
 /między Turzнем a Gostkowem/

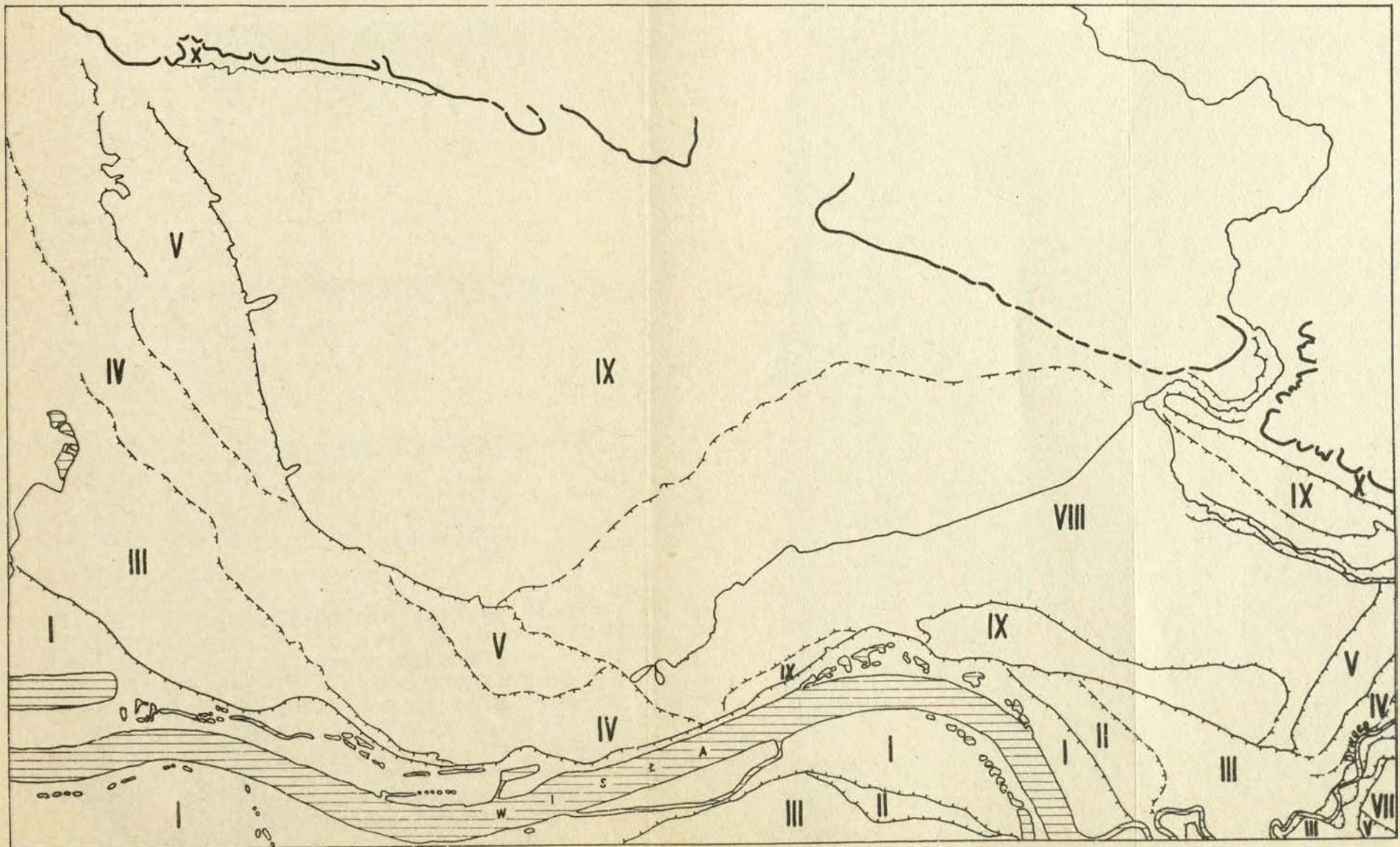


1 - gleba piaszczysta, 2 - piasek średnioziarnisty, warstwowany horyzontalnie; 3 - żwir i piasek gruboziarnisty warstwowany skośnie; 4 - otoczaki o średnicy do 10 cm; 5 - piasek różnoziarnisty z domieszką drobnego żwiru o słabo widocznym warstwowaniu; 6 - glina brunatna, tłusta z otoczkami o średnicy do 10 cm.

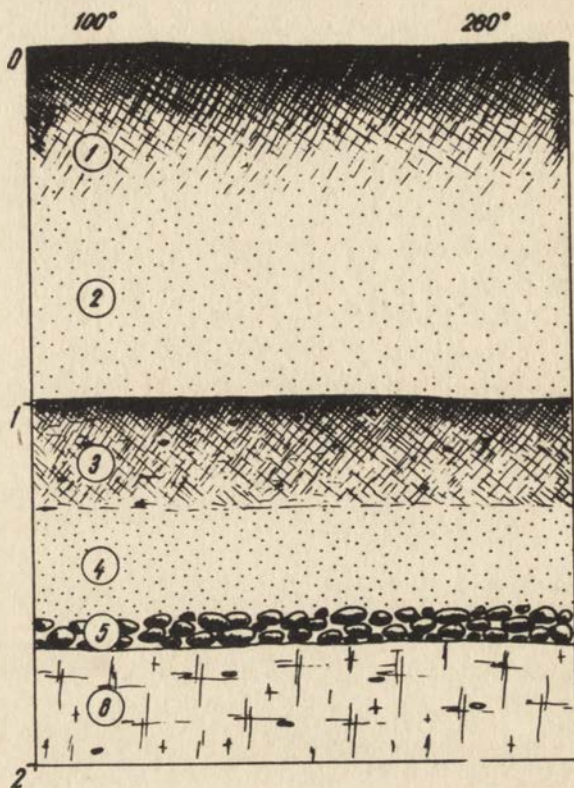


1 - gleba piaszczysto-  
 gliniasta z głazikami  
 o  $\varnothing$  do 5 cm; 2 - glina  
 piaszczysta /głaziki o  
 $\varnothing$  do 7 cm; 3 - seria  
 leżących naprzemian war-  
 stwek mułku i piasku  
 drobno i średnioziar-  
 nistego; bieg warstw  $330^{\circ}$ ;  
 upad  $240^{\circ}$ ; 4 - wkładka  
 gruboziarnistego żwiru;  
 5 - il.

RYC.9 POZIOMY TERASOWE W OBRĘBIE ARK.TORUŃ 1:50 000  
Numeracja w nawiązaniu do teras w pradolinie  
Noteci - Warty /11/

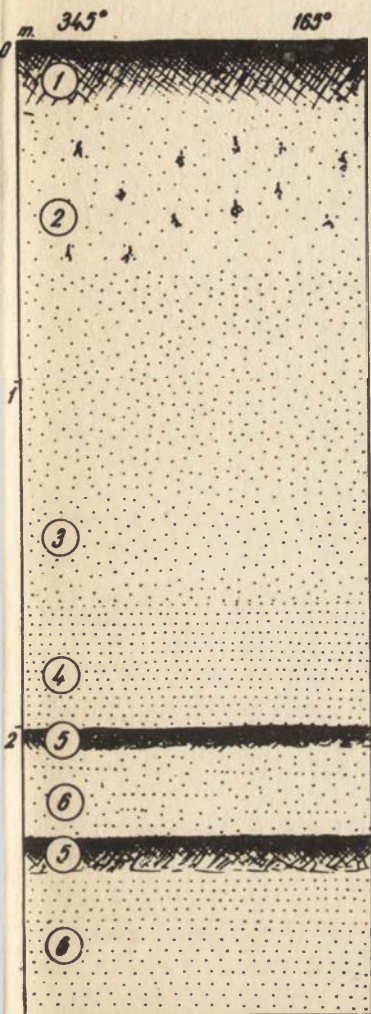


**RYC.10 BUDOWA GEOLOGICZNA TERASY 77 m  
/na odcinku między wyrobiskami  
cegielni Grębocin a Lubiczem/**



1 - gleba piaszczysta ciemno szara; 2 - piasek jasny, bezstrukturalny, średnioziarnisty /przewiany/; 3 - gleba piaszczysta barwy szarej ku dołowi coraz jaśniejsza /głaziki o  $\emptyset$  do 8 cm/; 4 - piasek średnioziarnisty, bezstrukturalny, jasnożółty; 5 - otoczaki o  $\emptyset$  do 20 cm; 6 - glina czerwono-brunatna, bardzo tłusta.

RYC. 11 ODKRYWKA W WYDMIE POŁOŻONEJ  
 NA DOLNEJ TERASIE NA PD.-WSCHÓD  
 OD DROGI PRZYSIEK - BARBARKA



1 - gleba piaszczysta o barwie od czarnej do jasno szarej /ku dołowi/; 2 - piasek drobnoziarnisty, ślady korzeni; warstwowanie niewidoczne; 3 - jak 2; 4 - piasek drobnoziarnisty o widocznym warstwowaniu, bieg  $167^{\circ}$ , upad  $10^{\circ}$ E; 5 - warstwa humusowa; 6 - piasek drobnoziarnisty barwy żółtej, ślady warstwowania.



## SPIS RYCIN

1. Szkic sytuacyjny arkusza "Toruń"
2. Schematyczny profil hipsometryczny i budowa geologiczna okolic Torunia
3. Profil topograficzny i budowa geologiczna wzdłuż linii C-D /Grzywna-Lulkowo-Wrzosy - Pl. Rapackiego/
4. Profil topograficzny i budowa geologiczna wysoczyzny wzdłuż linii A-B /Bierzgłowo-Lulkowo-Łysomice-St.kol. Papowo Toruńskie - Turzno/
5. Budowa geologiczna wysoczyzny w okolicach Grębocina /iły zastoiskowe/
6. Budowa geologiczna moreny martwego lodu /k/St. Papowo Toruńskie/
7. Budowa geologiczna sandru Strugi Toruńskiej /część północna/
8. Odkrywka w ozie k/Grzywny
9. Poziomy terasowe w obrębie ark.Toruń 1:50 000
10. Budowa geologiczna terasy 77 m
11. Odkrywka w wydmie położonej na terasie dolnej k/drogi Przysiek-Barbarka

## SPIS TREŚCI

	str.
I Wstęp .....	49
II Ogólna charakterystyka terenu .....	58
III. Opis form terenu, ich systematyka i analiza .....	71
A. Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością lądolodu .....	71
B. Formy plejstocenijskie utworzone w strefie martwego lodu .....	74
C. Inne formy plejstocenijskie .....	76
D. Formy plejstocenijskie związane z akumulacyjną działalnością wód glacialnych .....	78
E. Formy plejstocenijskie związane z erozyjną działalnością wód glacialnych...	82
F. Formy postglacialne związane z erozyjno-akumulacyjną i akumulacyjną działalnością wód rzecznych .....	91
G. Formy postglacialne i późnoglacialne pochodzenia eolicznego .....	96
H. Formy późnoglacialne i postglacialne pochodzenia erozyjnego i denudacyjnego .....	99
I. Formy antropogeniczne .....	100
IV. Próba ustalenia morfogenezy .....	103
Literatura .....	106
Spis rycin .....	111

---

Instytut Geografii PAN  
 Warszawa, Krakowskie Przedmieście 30  
 20 lipca 1967 r. - nr 95  
 GP.IV/317/67

# WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

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 II poprawione i uzupełnione, s. 180, zł 7,—
- 4 Ł. GÓRECKA — **Związek przemysłu cementowego w Polsce ze środowiskiem geograficznym**, s. 171 + 36 nl. (ryc. i fot.), zł 7,— (służb.)
- 5 E. TOMASZEWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**. Arkusz N 33-131-C KOSTRZYŃ, s. 63 + ryc. n-b, zł 7,— (do użytku służbowego)
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi — IV**. Sprawozdania z prac w powiatach: koszalińskim, suwalskim i olsztyńskim, s. 120 + ryc. nlb., zł 7,—

1963

- 1 S. ŻYNDA — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**. Arkusz N-33-139-B. TOPORÓW, s. 70 + nlb. ryc., zł 7,— (do użytku służbowego)
- 2 D. KOSMOWSKA — **Objaśnienia do mapy hydrograficznej 1:50 000** arkusz Ożarów, s. 80 + mapy, zł 7,— (do użytku służbowego)
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Bibliografia geografii polskiej — 1960**, s. 320, zł 7,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad wymianą ciepłą na Stacji Naukowej IG PAN w Wojcieszowie**, s. 40 + ryc. nlb., zł 7,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Zagadnienia z geomorfologii i hydrografii**, s. 54 + ryc. nlb., zł 7,—
- 6 J. BĄCZYK — **Geneza Półwyspu Helskiego na tle rozwoju Zatoki Gdańskiej**, s. 180 + 26 ryc. + 36 fot. nlb., zł 7,— (do użytku służb.)

1964

- 1 PRACA ZBIOROWA — **National and Regional Atlases**, s. 155, zł 24,—
- 2 J. KOSTROWICKI — **The Polish Detailed Survey of Land Utilization. Methods and Techniques of Research**, s. 100 + nlb., zł 18,—
- 3 PRACA ZBIOROWA — **Instrukcja do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000**, wydanie III, s. 83 + zał. nlb., zł 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Materiały do monografii geograficzno-gospodarczej Chełmży**  
**Wpływy podziału spadkowego komasacji i parcelacji na zmianę układów przestrzennych wsi w powiecie puławskim od połowy XIX wieku**, s. 152 + ryc. nlb., zł 24,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Badania klimatu lokalnego**, s. 94 + ryc. nlb., zł 18,—
- 6 PRACA ZBIOROWA — **Zagadnienie geografii przemysłu**, s. 31 + ryc. nlb., zł 15,—

1965

- 1 M. STOPA — **Rejony burzowe w Polsce**, s. 100 + ryc. nlb., zł 18,—
- 2 B. OLSZEWICZ, Z. RZEPA — **Katalog rękopisów geograficznych**, s. 107, zł 24,—
- 3 T. KRZEMIŃSKI — **Objaśnienia do mapy hydrograficznej Polski 1:50 000**, arkusz STREKOWA GÓRA, s. 36 + nlb., zł 12,—
- 4 PRACA ZBIOROWA — **Polskie mapy rozmieszczenia ludności. Charakterystyka i przegląd bibliograficzny. Zasięg wpływów szkół średnich w rejonie Pily**, s. 100 + ryc. i tab. nlb., z. 21,—
- 5 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad użytkowaniem ziemi — V**, s. 65 + ryc. 2, tab. nlb., zł 18,—
- 6 A. PROCHOWNIK — **Przemiany struktury osadniczo-rolniczej wsi powiatu proszowickiego od połowy XIX wieku do 1960 r.**, s. 159 + ryc. nlb., zł 24,—

(poz. 3 do użytku służbowego)

1966

- 1 J. SZUPRYCZYŃSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**, arkusz SZAMOCIN  
M. BOGACKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**, arkusz PISZ, s. 90 + ryc. nlb., zł 21,—
- 2/3 PRACA ZBIOROWA — **Użytkowanie ziemi w krajach Europy środkowowschodniej**, s. 160 + ryc., tab., nlb., zł 24,—
- 4 PRACA ZBIOROWA. **Atlas bilansu promieniowania w Polsce**, s. 10 + tab. nlb. + ryc. nlb., zł 15,—
- 5 W. STANKOWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej 1:50 000**, arkusz REPTOWO.  
U. URBANIAK, J. KOTARBIŃSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej, 1:50 000**, arkusz GĄBIN s. 110 + ryc. nlb. zł. 18.—
- 6 B. TCHÓRZEWSKA — **Zagadnienia bilansu wodnego rzek Nizin Środkowopolskich na przykładzie dorzecza Wilgi**, s. 86 + ryc., i tab. nlb. zł. 18.—

(poz. 1, 5, 6 do użytku służbowego)

1967

- 1 Praca zbiorowa — **Użytkowanie ziemi w krajach Europy Środkowowschodniej (w druku)**
- 2 E. DROZDOWSKI — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej — arkusz CHELMNO**  
A. TOMCZAK — **Objaśnienia do mapy geomorfologicznej — arkusz TORUŃ (w druku)**
- 3 A. JELONEK — **Ludność miast i osiedli typu miejskiego na ziemiach Polski od 1810 do 1960 r. (w druku)**