

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

---

# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT Nr 3

Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
w ośrodkach toruńskim i warszawskim

opracowali:

M. Liberacki, T. Murawski, W. Niewiarowski, J. Szupryczyński,  
R. Czarnecki i E. Mycielska

---

W A R S Z A W A

1 9 5 7



# DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

ZESZYT Nr 3

Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
w ośrodkach toruńskim i warszawskim

opracowali:

M. Liberacki, T. Murawski, W. Niewiarowski, J. Szupryczyński,  
R. Czarnecki i E. Mycielska

**K O M I T E T   R E D A K C Y J N Y :**

**Redaktor Naczelny:**     K. Dziewoński.

**Członkowie Redakcji:**   J. Kobendzina, L. Ratajski, F. Uhroczak

**Sekretarz Redakcji:**     A. Werwicki

**Rada Redakcyjna:**        J. Barbag, J. Czyżewski, K. Dziewoński,  
J. Dylik, R. Galon, M. Klimaszewski,  
M. Kielczewska - Zaleska, S. Leszczycki,  
A. Malicki, B. Olszewicz, J. Wąsowicz,  
A. Zierhoffer.



Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
na arkuszu "Pęchowo" mapy 1:25 000

W ramach zdjęcia geomorfologicznego Polski prowadzono latem 1955 roku badania na obszarze objętym arkuszem mapy 1:25 000 Pęchowo. Teren ten położony jest między  $18^{\circ}0'$  i  $18^{\circ}10'$  długości wschodniej oraz między  $52^{\circ}54'$  i  $53^{\circ}0'$  szerokości geograficznej północnej i obejmuje okolice Złotnik Kujawskich, Palczyna, Będzitowa, Mamłóza, Lisewa i Pęchowa. Mówiąc o położeniu dodać trzeba, że omawiany teren znajduje się na południe od pradoliny Noteci-Warty, a więc brak tutaj jednego z ważnych elementów rzeźby - sandrów najmłodszego stadium ostatniego zlodowacenia.

Południowa część omawianego terenu, obejmuje fragment tzw. Kujaw "Czarnych" /1/. Wykazuje ona niezwykle urozmaiconą rzeźbę. Liczne wzgórza i pagórki morenowe, poprzedzielane różnokształtnymi, często głębokimi formami wklęsłymi o charakterze wytopiskowym i rynnowym oraz rozległe, długie zbocza o minimalnym nachyleniu /3 -  $4^{\circ}$ /, z licznymi denudacyjnymi dolinkami, potęgują kontrastowość tego terenu, a równocześnie nadają rzeźbie charakter poligenetyczny.

Północna część, oddzielona krawędzią pradoliny na linii Jeżewo - Dąbrówka - Tupadły, reprezentuje fragment górnej terasy /1/, część doliny Noteci /płn.zach. wycinek terenu/ oraz południowy skrawek tzw. dyluwialnej wyspy Chrośnieńskiej /1,4/, otoczonej wąskim pasem wyższego /w stosunku do górnej terasy/ poziomu sandrowego /płn.wsch. część arkusza/. Zarówno na górnej terasie jak i na wspomnianej wyspie dyluwialnej rozwinęły się liczne formy eoliczne. Występują one głównie w postaci wydm parabolicznych o wyraźnie zróżnicowanych, pod względem nachylenia, stokach proksymalnych i dystalnych oraz asymetrycznie wykształconych skrzydłach, przeważnie dłuższych, południowych. Obok wydm parabolicznych dość częste są wydmy wałowe o kierunku

osi morfologicznej zach.-wsch., drobne pagórki wydmore i współcześnie przewiewane piaski.

Dolina Noteci, zajmuje niewielką, północno-zachodnią wycinkę badanego terenu. Ze względu na peryferyczne położenie w systemie dorzecza Odry i stosunkowo nieznaczną wysokość tego terenu nad poziom morza, wykazuje całkowitą przewagę procesów akumulacyjnych nad erozyjnymi.

W niniejszym sprawozdaniu przedstawione będą bardziej szczegółowo zagadnienia dotyczące południowej - wysoczyznowej części zbadanego terenu, część północna bowiem znana jest i szczegółowo rozpracowana w szeregu pracach /1, 3, 4 i innych, niecytowanych/.

W z g ó r z a 1 p a g ó r k i moren czołowych na omawianym terenie występują w dwóch wyraźnych ciągach. Pierwszy, położony właściwie już poza obrębem arkusza Pęczcho, rozpoczyna się w okolicy Będzitowa i biegnie początkowo ku południowi w kierunku wsi Mamlicz, następnie skręca ku zachodowi, a na wschód od Kani przyjmuje ponownie kierunek południkowy, zataczając w ten sposób wyraźny łuk /lob/. Ciąg ten składa się z szeregu pagórów wykształconych w formie wałów i kopulastych wzniesień, które osiągają i nie przekraczają 10 m względnej wysokości. Osie morfologiczne poszczególnych pagórów przebiegają na ogół zgodnie z ogólnym przebiegiem łuku.

Genetycznie, moreny te reprezentują typ moren spiętrzonych. B. R o s a /6/ strefę tę wiąże z pewną niewielką oscylacją lądolodu, który zalegał obszar dzisiejszej pradoliny. Dowodzi tego budowa geologiczna tych form: silne, glacictektoniczne zaburzenia /ławice piaszczysto-żwirowe zapadają pod dużymi kątami w kierunku proksymalnym/.

Druga strefa czołowo-morenowa występuje nieco bardziej na północ na linii moren okolic Łabiszyna, Jezewa i Ignacewa /porównaj mapkę geomorfologiczną - rys.1/. w omawianej strefie występują najwyższe i najlepiej wykształcone formy czołowo-morenowe. Na południowy wschód od Ignacewa do okolic Będzitówka wzrasta szerokość tej

strefy /do około 1 km/. Równocześnie stwierdzamy niezwykle intensywne nagromadzenie form wytopiskowych, towarzyszących wzgórzom i pagórkom morenowym tego odcinka. Podłużny wał morenowy o osi morfologicznej północny zachód - południowy wschód, który się rozpoczyna w okolicy Będzin-tówka kończy dotychczasową zwartość omawianej strefy /porównaj rys.1/. Dalszego jej przedłużenia szukać należy prawdopodobnie w pagórkach morenowych okolic jeziora Leszczynice i Płazno, a dalej w morenie, w pobliżu majątku Tuozno.

Pod względem geomorfologicznym, strefa łabiszyńskich moren czołowych charakteryzuje się niezwykle świeżą rzeźbą. Wzgórz i pagórki morenowe okolicy Ignacewa, wykształcone w formie wałów i kopulastych wzniesień, wykazują względne wysokości od 8 do 16 m, nachylenie stoków 10 - 14°, przy czym wyższe wartości nachylenia stwierdzono przeważnie na stokach północnych. Uderzająca w tej części strefy ożo-wo-morenowej jest wielka zmienność materiału, który buduje na powierzchni poszczególne formy. Naprzemian występują tutaj pagórki z przykryciem gliny morenowej i materiałów piaszczysto-żwirowych; te ostatnie wyodrębniają się jako najwyższe. Dalszym ciekawym zjawiskiem jest duży udział bloków eratycznych w budowie wzgórz, położonych po zewnętrznej /południowej/ stronie opisywanej strefy.

Nieco inaczej układają się stosunki morfologiczne w środkowej, rozszerzonej części strefy. Cechą charakterystyczną tego odcinka jest bardzo zróżnicowany, często poprzeczny układ osi morfologicznych poszczególnych wzgórz i pagórków w stosunku do ogólnego kierunku strefy. Równocześnie, jak już wspomniano, wzrasta tutaj bardzo silnie udział form po martwym lodzie. Wydaje się, że przyczyna takiego ukształtowania się poszczególnych wzgórz i pagórków wiąże się nie z pierwotną akumulacją lodowcową, lecz z wytapianiem się lodów martwych, co spowodowało silne przekształcenie pierwotnej rzeźby.

Wnioski dotyczące budowy geologicznej moren opisanej strefy oparte zostały na 10 odsłonięciach, na wzgó-



rzaach i pagórkach w terenie objętym arkuszem Pęchowo 1:25 000 oraz na wynikach badań B. R o s y /6/ dla odcińka 1:25 000 na arkuszu Łabiszyn /dwa z nich załączono do niniejszego sprawozdania, rys.2 i 3/. Analiza odsłonień wykazuje spiętrzony charakter opisywanych moren. Dowodzą tego silne, glaciotektoniczne zaburzenia warstw, niejednokrotnie zapadające pod kątem  $60 - 70^{\circ}$ . Zestawienie wyników pomiarów struktur wykazuje przewagę upadów warstw na  $10^{\circ}$ . Z tego więc kierunku działać musiała siła naciskowa osydlącego lodowca. Podobne wartości i kierunki stwierdzono w morenach okolicy Łabiszyna /6/, oraz w odsłonięciach moreny dennej, w okolicy Palczyna.

W literaturze, obszar łabiszyńskich moren czołowych, ze względu na skalę opracowań, znaczony jest bardzo schematycznie /1, 3, 5/. Pierwszy, wierniejszy układ moren czołowych na tym terenie: przedstawia mapa geomorfologiczna województwa bydgoskiego /2/, jednak i w tym przypadku skala mapy nie pozwoliła na wyróżnienie poszczególnych stref i form.

W ścisłym związku z zagadnieniem moren czołowych pozostaje problem odpływu wód roztopowych. S a n d r y na omawianym terenie nie tworzą typowych równin, a występują raczej stosunkowo wąskimi szlakami, o dziwnie palczasto rozgałęzionych dolinkach, które wypełnia materiał fluwioglaojalny /porównaj rys 1/. Fakt słabego rozwinięcia sandrów na przedpolu omawianych moren związany jest być może z krótkim postojem czoła lodowcowego na tym terenie.

M o r e n a d e n n a, występująca we wschódniej i południowej części badanego terenu zalega w dwu poziomach: niższy, o wysokościach bezwzględnych  $88 - 92$  m, stanowi równocześnie podstawę opisanych powyżej moren czołowych oraz wyższy poziom o wartości  $100 - 104$  m n.p.m., rozpościerający się na południe od pasa moren łabiszyńsko-pęchowskich. Obie powierzchnie wykazują minimalne deniwelacje. Wyjątek stanowi południowo zachodnia część, gdzie wśród płaskiej moreny dennej występują dość liczne, bezodpływowe zagłębienia oraz pojedyncze pagórki, które osiagają



względne wysokości rzędu 4 - 6 m. Wkop w pagórku, na południowy-zachód od Będzitowa, odsłania następującą budowę wnętrza /porównaj rys. 4/: w spągu odsłonięcia zalegają horyzontalnie warstwowane mułki, które przechodzą ku stropowi w piaski bardzo drobnoziarniste, również poziomo warstwowane, przy czym w przypowierzchniowych partiach, warstwowanie zaciera się. Wskazuje to na akumulację w warunkach wody stojącej, lub bardzo wolno płynącej. Z drugiej strony morfologiczne usytuowanie tych form wskazuje, iż tworzyć się one musiały w szczelinach subaeralnych, między bryłami martwego lodu, który zalegał na morenie dennej okolic Będzitowa. Brak pokrycia morenowego wydaje się potwierdzać takie przypuszczenie.

Ze względu na ograniczony ramami arkusza zasięg badań, trudno wyciągać tutaj szersze wnioski o zaniku lądolodu na tym terenie. Stwierdzić jednak można, że lądolód na tym terenie wykazywał dość ożywioną działalność, której świadectwem jest spiętrzenie wyżej opisanych moren.

### L i t e r a t u r a

1. G a l o n R. - Kujawy "Białe" i Czarne.  
"Badania Geograficzne". Z.4 - 5. Poznań 1929.
2. G a l o n R., R o s z k ó w n a L. - Przeglądowa  
mapa geomorfologiczna woj.bydgoskiego. "Przegląd  
Geograficzny". T.XXV, z.3. Warszawa 1953.
3. K r y g o w s k i B. - O nowych podziałach Niziny  
Wielkopolsko-kujawskiej. "Badania Geograficzne nad  
Polską Zachodnią. Poznań 1956.
4. M r ó z e k W. - Wydmy Kotliny Toruńsko-bydgoskiej.  
/praca w rękopisie w Zakładzie Geografii Fizycznej  
UMK - w druku
5. R o s a B. - Mapa geomorfologiczna ark.Łabiszyn  
1:25 000. /rękopis w Pracowni Geomorfologii i Hydro-  
grafii IG PAN w Toruniu/. Toruń 1955.
6. W o l d s t e d t P. - Geologisch - morfologische Über-  
sichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes.  
Berlin 1935.

Objaśnienie znaków do ilustracji

Rys. 1. Wycinek z mapy geomorfologicznej arkusz "Pęchowo"

1. Wzgórza moren czołowych spiętrzonych i akumulacyjnych
2. Pagórki morenowe
3. Morena denna o powierzchni falistej
4. Morena denna o powierzchni płaskiej
5. Dolinki wód roztopowych
6. Zagłębienia o charakterze wytopiskowym
7. Ostanice moreny dennej na sandrze
8. Rynny subglacjalne
9. Długie stoki
10. Strefa degradacji i agradacji
11. Dolinki denudacyjne

Rys. 2. Odsłonięcie w spiętrzonym wale czołowo-morenowym w Ignacewie

1. Piaski różnoziarniste ze żwirami i głazami o średnicy do 40 cm.
2. Głazowisko - poszczególne głazy nie przekraczające wielkości pięści bardzo dobrze otoczone.
3. Ławica piasków drobnoziarnistych horyzontalnie warstwowanych.
4. Grube żwiry bez wyraźnej segregacji.
5. Warstwowane gruboziarniste żwiry - upad  $67^{\circ}$  na N  $110^{\circ}$ .
6. Mułki piaszczyste - upad ławicy  $62^{\circ}$  na N  $110^{\circ}$ .
7. Warstwa piasków średnioziarnistych o laminacji horyzontalnej - upad  $62^{\circ}$  na N  $110^{\circ}$ .
8. Płaski drobnoziarniste o bardzo słabo zaznaczającej się poziomej laminacji - upad jak wyżej.

Rys. 3. Budowa kopulastego wzgórza moreny spiętrzonej w Ignacewie

1. Chaotycznie ułożone różnoziarniste piaski i żwiry z głazami o średnicy do 60 cm.
2. Piaski drobnoziarniste o horyzontalnej laminacji - upad ławic  $45^{\circ}$  na N  $118^{\circ}$ .
3. Poziomo warstwowane żwiry z pojedynczymi głazikami - upad jak wyżej.

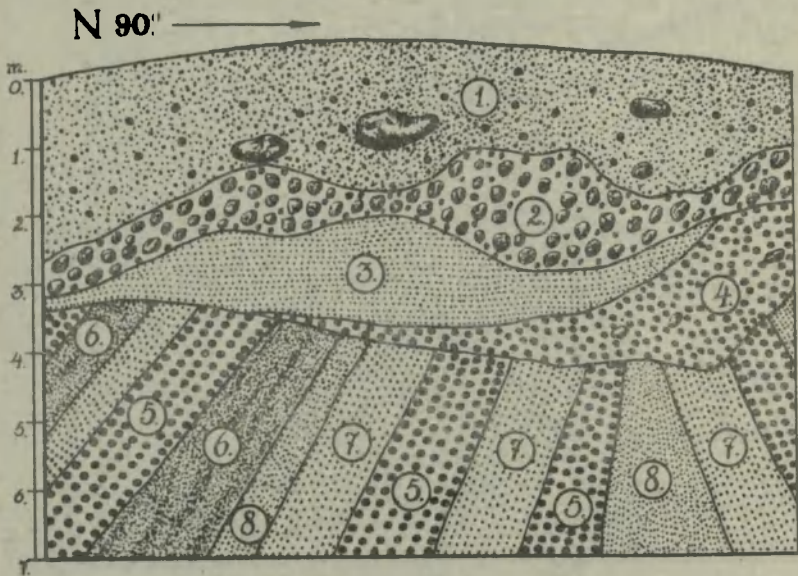
Rys. 4. Budowa pagórka w obrębie moreny dennej płaskiej w Będzitowie

1. Piaski bardzo drobnoziarniste o laminacji horyzontalnej
2. Mułki piaszczyste warstwowane poziomo o barwie zielonkawej.

Rys.1. Wycinek z mapy geomorfologicznej arkusz Fęchowo



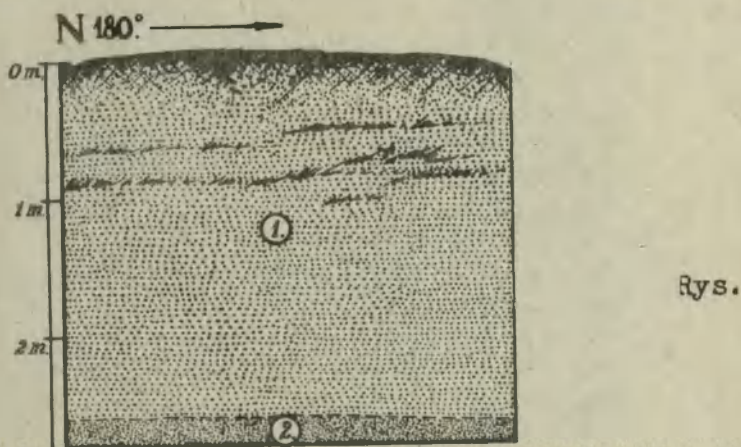
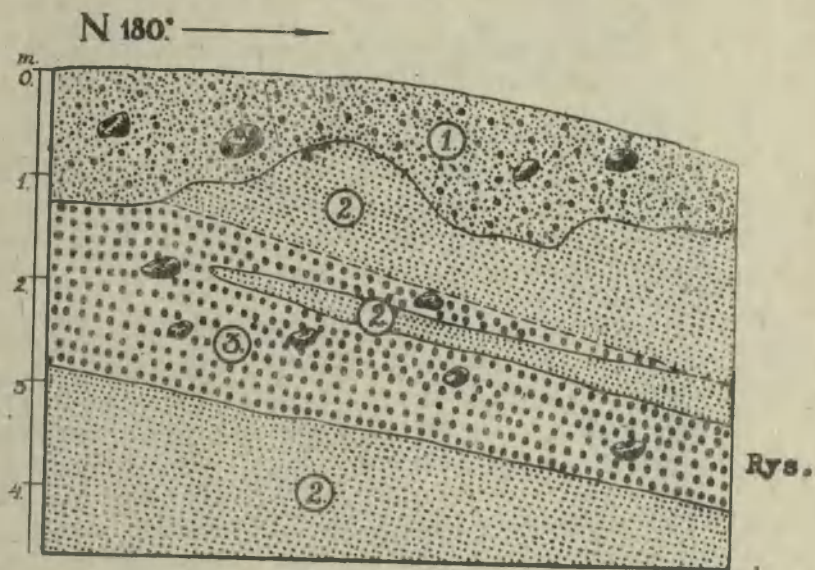




Rys.2. Odsłonięcie w spiętrzonym wale czołowo morenowym w Ignacewie.

Rys.3. Budowa wzgórza moreny spiętrzonej w Ignacewie.

Rys.4. Budowa pagórka w obrębie moreny dennej płaskiej w Będzitowie.



Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
na arkuszu "Radziejów Kuj." mapy 1:25 000

W roku 1955 wykonano zdjęcie geomorfologiczne arkusza mapy w skali 1:25 000 Radziejów. Mapa obejmuje teren Kujaw Czarnych, lub ściślej, wycinek wschodniej części Kujaw Zachodnich. Jest to teren położony między  $18^{\circ}36'$  i  $18^{\circ}40'$  długości geograficznej wsch. oraz  $52^{\circ}36'$  i  $52^{\circ}42'$  szerokości geograficznej północnej.

Mimo znacznej różnorodności form rzeźba tego obszaru jest uboga. Deniwelacje w większości utrzymują się w granicach 5 m, wyjątkowo dochodzą do 10 m, a w jednym przypadku przekraczają 20 m. Ostatni przypadek jest tak charakterystyczny, że K r y g o w s k i B. w swoim podziale Niziny Wielkopolsko-kujawskiej /5/ wyróżnia ten teren jako "Pagórki Radziejowskie", podczas gdy cały pozostały obszar ze względu na niewielkie zróżnicowanie hipsometryczne nazywa "Równiną Radziejowską".

Rzeźba okolic Radziejowa zawdzięcza swoje pochodzenie procesom działającym w okresie ostatniego zlodowacenia dokładniej, w okresie wycofywania się lądolodu ze stadium poznańskiego. Od moren tego stadium oddziela opisywany teren jedna drobniejsza faza postojowa /4; 9/. Z okresu cofania się lądolodu pochodzi strefa moren czołowych, którą od nazwy największego osiedla nazywam - "radziejowską strefą moren czołowych". Nie są to jednak moreny recesyjne, lecz moreny powstałe w okresie ożywienia się działalności lądolodu, świadczące o jego oscylacji. Dowodzi tego ich spiętrzona budowa /patrz rys.4 - 7/.

Pogląd na genezę wzniesień okolic Radziejowa przeszedł ciekawą ewolucję. L e n c e w i c z /6/ opisał je jako oz /str. 128 i mapka/. Podaje on również jego długość 3 km. Dane te pokrywają się z północną częścią formy. Jednak na załączonej do pracy mapce wszystkie trzy części zaznaczone są jako oz.



Wzniesienia radziejowskie zaczęto później słuszenie znaczyć jako moreny czołowe /3, 4, 5, 7, 9/, ale jak dotąd poza krótkimi wzmiankami i zaznaczeniem na mapach /nie zawsze zresztą ściśle/ nie podano ich bliższej charakterystyki. Przedstawione niżej wyniki kartowania geomorfologicznego, w pewnym stopniu, uzupełniają tę lukę.

Morena radziejowska na skartowanym terenie przedstawia się jako wał złożony z trzech, wyraźnie oddzielonych, członów. Część północna o osi morfologicznej  $160^{\circ}$  -  $340^{\circ}$  jest 3 km długa. Szerokość jej wynosi 800 m, a maksymalna wysokość 27 m. Część środkowa jest znacznie krótsza. Długość jej wynosi 650 m, szerokość 560 m, maksymalna wysokość 15 m. Oś morfologiczna ma przebieg na ogół zgodny z częścią północną. Długość części południowej moreny radziejowskiej wynosi 2200 m, szerokość 900 m, a maksymalna wysokość 22 m. Jej oś morfologiczna ma przebieg  $120^{\circ}$  -  $300^{\circ}$ . Forma ta odchyła się więc od dotychczasowego przebiegu moren, przez co tworzy niejako lobowe zamknięcie. Opisane formy, na załączonym wycinku mapy, oznaczone są zgodnie z instrukcją jako wzniesienia morenowe /deniwelacje powyżej 10 m, nachylenie zboczy różne /por.rys.1/.

Tuż na południe i zachód od Radziejowa, do strefy wzniesień morenowych przylega strefa pagórków morenowych /deniw. 5 - 10 m, nachylenie zboczy powyżej  $7^{\circ}$ /, która biegnie przez Czołowo do Chełmc, gdzie pagórki morenowe ustępują miejsca wzniesieniom morenowym.

Wzniesienia morenowe okolic Chełmc są również morenami spiętrzonymi /10/. Tak więc, w sposób nie budzący wątpliwości zostało stwierdzone powiązanie moreny radziejowskiej z morenami chełmskimi, z którymi tworzą jeden, wielkoko i genetycznie odpowiadający sobie, ciąg.

Nieco trudniej przedstawia się sprawa powiązań moreny radziejowskiej z morenami leżącymi od niej na wschód. Tereny te bowiem nie były objęte szczegółowym zdjęciem geomorfologicznym. Z terenu kartowanego przeze mnie widać wyraźnie przedłużenie moren radziejowskich w morenach okolic

Faliszewa i Witowa Góry. Od tych dwóch miejscowości strefa moren czosowych staje się znów wyraźna i ciągnie się dalej na wschód w kierunku na Torzewo, gdzie wykazuje niewielki skręt na północny wschód i biegnie dalej w kierunku na Borucin /por.rys.3/. Zastanawiająca jest tu jednak przerwa w przebiegu moren, wynosząca w linii prostej około 5 km /na odcinku Opatowice - Faliszewo/.

O ile chodzi o b u d o w ę moreny radziejowskiej, to wnioski co do jej charakteru oparto na analizie 12 większych odkrywek. Cztery z nich dołączono do niniejszego opracowania /por.rys.4, 5, 6, 7/. Obraz odkrywek w sposób niedwuznaczny wskazuje na zaburzenia glaciektoneczne. Poszczególne ławice i warstwy są bądź silnie sfałdowane, bądź też spadają pod tak dużymi kątami /maksymalnie  $82^{\circ}$ /, że nie można przyjąć w żadnym przypadku ich struktury jako następstwa akumulacji wodnolodowcowej in situ.

Rzeźba pozostałej części arkusza Radziejów świadczy o szybkim cofaniu się lądolodu. Na północ bowiem od moreny radziejowskiej, aż do południowych krawędzi Kotliny Bydgosko-Toruńskiej w okolicy Aleksandrowa Kujawskiego nie ma śladów postoju lądolodu /8, 11/. Obszar ten na mapie został przedstawiony jako morena denna. Większą jej część stanowi morena denna płaska /deniw. do 2 m, nachylenia do  $2^{\circ}$ /, w obrębie której występują niewielkie płyty moreny falistej /deniw. 2 - 5 m, nachylenia 2 -  $7^{\circ}$ / Największe skupiska tej ostatniej występują w okolicach Bronisławia, Broniewa, Byczyny i Leonowa. Równina moreny dennej zbudowana jest przeważnie z gliny morenowej. Miejscami jednak budują ją materiały piaszczyste /na północy arkusza - w pobliżu miejscowości Dęby, Koszwały/ Między nimi nie ma żadnej granicy morfologicznej. Z tego też względu stwierdzono, że utwory piaszczyste odpowiadają genetycznie glinom morenowym. Świadczą o tym również odkrywki, w których stwierdzono, że utwory piaszczyste nie wykazują żadnego warstwowania i że wśród niewarstwowanych płasków i żwirów tkwią głazy o średnicy przekraczającej 40 cm.

Rzeźba moreny dennej opisywanego terenu została urozmaicona dzięki wytopieniu się brył martwego lodu. W terenie stwierdzono szereg wytopisk o nieregularnych naogół kształtach. Największe ich skupisko ma miejsce w północno-wschodniej części obszaru /okolice Bodzanowa, Szalonek, Ludwikowa, Moraw i Byczyny/. Są to formy niegłębokie /do 5 m/, w większości, o dnach zatorflonych.

Pewne urozmaicenie do rzeźby obszaru wprowadzają suche dolinki erozyjne, uchodzące do doliny Bachorza. Schodzą one w poziom dzisiejszego dna doliny, przy czym nie stwierdzono u ich ujścia żadnych stożków /8/. Musiały więc utworzyć się i funkcjonować w okresie, kiedy doliną Bachorza płynęły jakieś wody, być może ramienia Prawisły. Przyjmując za P u c k u l a n k ą /9/ glacialny wiek doliny Bachorza i zróżnicowanie się kierunku spływu wód, a także ich częściowy zanik w środkowej części doliny, który przypada na okres topienia się martwych lodów, można założyć, że dolinki opisane wyżej są starsze od tego okresu. B a r t k o w s k i /1/ przyjmuje przedlitorinowy okres wytopienia się brył martwego lodu. A zatem wiek dolinek należy określić jako oco najmniej przedlitorinowy. Na fakt, że są to formy stare wskazuje między innymi to, że na arkuszu Dąbrowa Biskupia /8/ suche dolinki przecinają wytopiska, oraz, że są w stosunku do nich zawieszane. Występowanie ich ograniczone jest wyłącznie do strefy kontaktowej z doliną Bachorza. Na omawianym terenie, suche dolinki występują w okolicach Bronisławia i Smarglina.

Na opisywanym terenie stwierdzono również występowanie wydm. Są to naogół formy nieznane, chociaż pewną ich część podaje mapa R. G a l o n a 1 L. R o s z k ó - w n y /3/ na zachód, a Ł y c z e w s k i e j /7/ na wschód od opracowanego terenu. Na arkuszu Radziejów występują one w okolicy Dębów, Przysięka i Bodzanowa. Jest to występowanie wydm najbardziej oddalone na południe od Kotliny Bydgosko-Toruńskiej. Pokrywa się ono mniej więcej z obszarami piaszczystymi moreny dennej, chociaż stwierdzono



również występowanie wydmy na glinie morenowej. Przypuszcza się więc, że rozwinęły się one z lokalnego materiału moreny dennej, piaszczystej. Znaczne ich bogactwo występuje na północ i północny zachód od omawianego terenu /arkusze Pieranie i Dąbrowa Biskupia/. Są to przeważnie wydmy wałowe o niewielkich wysokościach względnych.

R. G a l o n /2/ przyjmuje dla wydmy na terenie Kujaw Białych wiek ancylusowy. Na podstawie faktów stwierdzonych na arkuszu Dąbrowa Biskupia /8/ można wyciągnąć o ich wieku nieco inne wnioski. Na południe bowiem od miejscowości Kobielice i Michałowo wydmy tkwią na dnie doliny Bachorza. Mogły się one osadzić po ustąpieniu wód z tej doliny, to zaś miało miejsce najpóźniej w Litorinie. Tak rozumując przynajmniej części wydmy przyznajemy wiek politorinowy.

Współczesne procesy erozji i denudacji na omawianym obszarze mają niewielką skalę. Przyczyną tego zjawiska jest, jak wspomniano na wstępie, małe zróżnicowanie hipsometryczne tego obszaru.

### L i t e r a t u r a

1. B a r t k o w s k i T. - The role of buried "dead ice" in the formation of the postglacial landscape of Central Great Poland. Bull.de la Société des Amis des Sciences et des Lettres de Poznań. Série B. Livraison XII. 1953.
2. G a l o n R. - Kujawy "Białe" i "Czarne". Badania Geograficzne nad Polską Pn.-Zach. Z.4 - 5. Poznań 1929.
3. G a l o n R. i R o s z k ó w n a L. - Przeglądowa mapa geomorfologiczna woj.bydgoskiego. Przegląd Geograficzny Tom XXV. Z.3. 1953.
4. G a l o n R. - The problem of the last glaciation in Poland. Przegląd Geograficzny Vol.XXVIII Supplement. Warszawa 1956.
5. K r y g o w s k i B. - O dwóch nowych podziałach na regiony geograficzne Niziny Wielkopolsko-kujawskiej. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią. T.III. Poznań 1956.

6. L e n c e w i c z St. - Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. Prace PIG. T.II. Z.2. Warszawa 1927.
7. Ł y c z e w s k a J. - Przeglądowa mapa geologiczna Polski. Wyd.A. Arkusz C3 Płock.
8. M u r a w s k i T. - Mapa geomorfologiczna 1:25 000 arkusz Dąbrowa Biskupia /w rękopisie w Pracowni Geomorfologii i Hydrografii IG PAN w Toruniu/. Toruń 1955.
9. P u c k u l a n k a U. - Zasięg Gopła i jego połączenie z Wisłą w naszej erze. Przegląd Zachodni. Rocz-  
nik VIII. Nr 11/12. Poznań 1952.
10. R o s z k ó w n a L. - Mapa geomorfologiczna 1:25 000 arkusz Chełmce /w rękopisie w Pracowni Geomorfologii i Hydrografii IG PAN w Toruniu. Toruń 1955.
11. S z c z ę s n y J. - Mapa geomorfologiczna 1:25 000 arkusz Grabie Nowe /w rękopisie w Pracowni Geomorfologii i Hydrografii IG PAN w Toruniu/. Toruń 1955.

#### Objaśnienie znaków do ilustracji

Rys.1. Fragment mapy geomorfologicznej arkusz Radziejów

1. wzgórza morenowe
2. pagórki morenowe
3. morena denną falista
4. morena denną płaską
5. wytopiska o dnie niezatorfionym
6. wytopiska zatorfione
7. dolinki erozyjne

Rys.4. Odkrywka I w morenie czołowej w Radziejowie

1. piaski grubo i średnioziarniste z przewarstwieniami żwirków. Bieg Pn 30°, upad 32°/Wsch
2. soczewski grubych żwirów. Bieg Pn 25°, upad 26°/Wsch
3. piaski średnioziarniste bez warstwowania
4. piaski drobnoziarniste z przewarstwieniami zielonkawych mułków. Bieg Pn 160°, maksymalny upad 82°/wsch
5. brunatna glina morenowa z gładzikami
6. grube żwiry
7. piaski gruboziarniste, żwirki i żwiry poziomo warstwowa-  
ne. Bieg Pn 10°, upad 62°/Wsch
8. brunatna glina morenowa z gładzikami
9. żwiry gruboziarniste. Bieg Pn 20°, upad 39°/Wsch
10. piaski średnio i gruboziarniste poziomo warstwowane.  
Bieg Pn 90°, upad 68°/Wsch

Rys.5. Odkrywka II w morenie czołowej w Radziejowie

1. żwirki poziomo warstwowane
2. niewarstwowane piaski i żwiry z głazikami
3. grube żwiry poziomo warstwowane. Bieg Pn  $100^{\circ}$ , upad  $28^{\circ}$ /Pn
4. piaski średnio i gruboziarniste. Bieg Pn  $100^{\circ}$ , upad  $36^{\circ}$ /Pn
5. brunatna glina morenowa z głazami
6. piaski drobnoziarniste. Bieg Pn  $100^{\circ}$ , upad  $38^{\circ}$ /Pn
7. piaski średnioziarniste. Bieg Pn  $100^{\circ}$ , upad  $32^{\circ}$ /Pn

Rys.6. Odkrywka III w morenie czołowej w Radziejowie

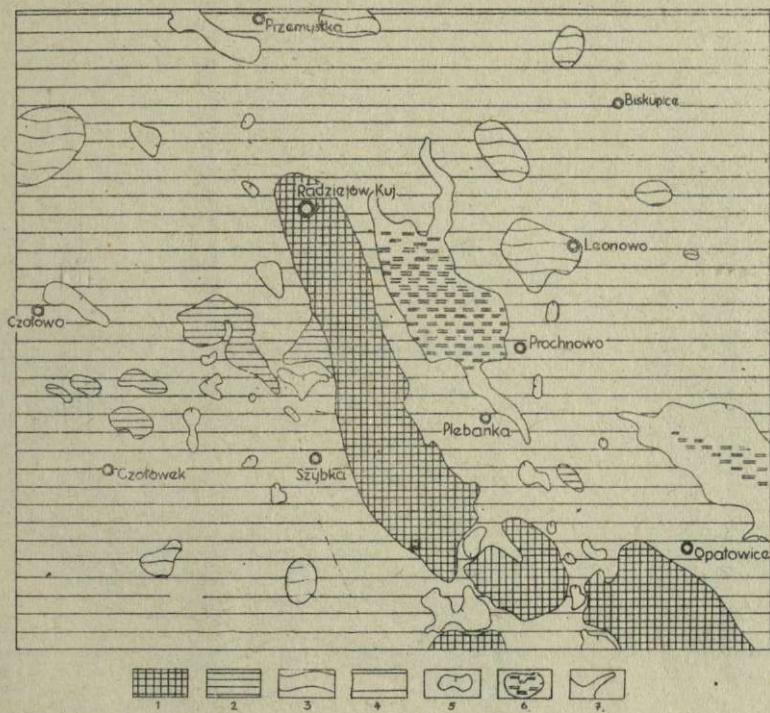
1. piaski średnioziarniste, żółte, bez warstwowania
2. grube żwiry
3. żwirki, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $30^{\circ}$ , upad  $21^{\circ}$ /Zach
4. brunatna glina morenowa z głazami
5. grube żwiry, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $10^{\circ}$ , upad  $29^{\circ}$ /Wsch
6. piaski drobnoziarniste i żwirki, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $10^{\circ}$ , upad  $30^{\circ}$ /Wsch
7. niewarstwowane piaski i żwiry
8. piaski średnio i gruboziarniste, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $40^{\circ}$ , upad  $36^{\circ}$ /Zach
9. żwirki i grube żwiry, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $40^{\circ}$ , upad  $39^{\circ}$ /Zach
10. piaski średnio i gruboziarniste, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $30^{\circ}$ , upad  $43^{\circ}$ /Zach
11. piaski gruboziarniste niewarstwowane, żółte.
12. grube żwiry. Bieg Pn  $40^{\circ}$ , upad  $63^{\circ}$ /Zach
13. żwirki i grube żwiry
14. piaski gruboziarniste, żwirki i żwiry niewarstwowane
15. piaski średnioziarniste, poziomo warstwowane. Bieg Pn  $50^{\circ}$ , upad  $39^{\circ}$ /Zach
16. żwiry poziomo warstwowane. Bieg Pn  $45^{\circ}$ , upad  $36^{\circ}$ /Zach
17. piaski średnioziarniste. Bieg Pn  $40^{\circ}$ , upad  $34^{\circ}$ /Zach

Rys.7. Odkrywka w morenie czołowej w Opatowicach

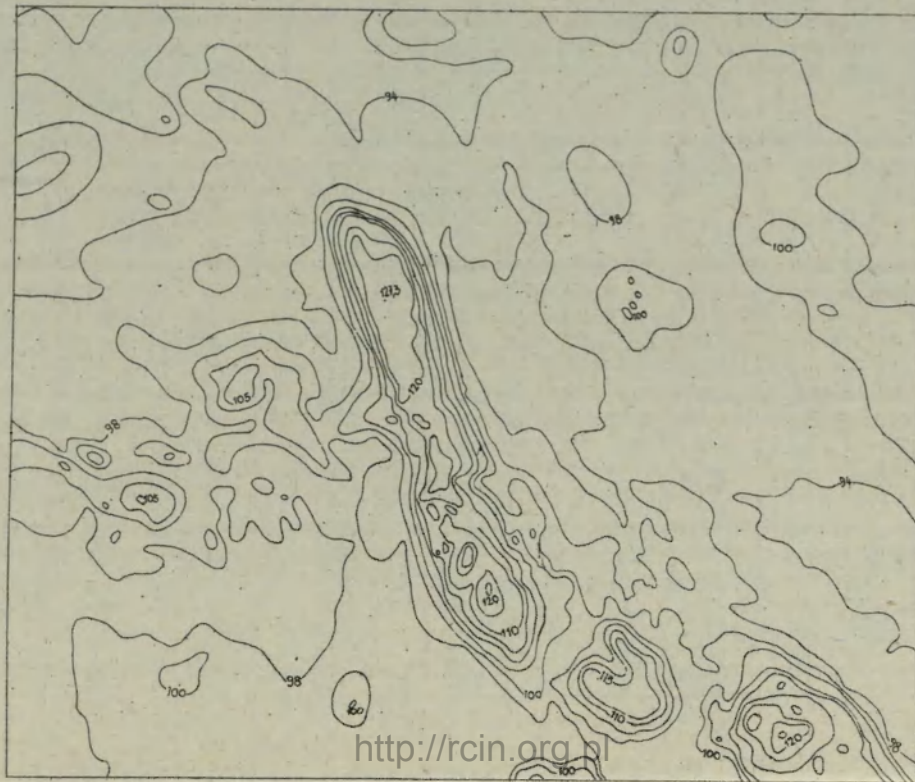
1. piaski średnioziarniste, żółte, niewarstwowane
2. niewarstwowane grube żwiry
3. mułki o zabarwieniu zielonkawym
4. żwiry poziomo warstwowane. Bieg Pn  $40^{\circ}$ , upad  $38^{\circ}$ /Wsch /maksymalny/
5. piaski gruboziarniste i średnioziarniste. Bieg Pn  $40^{\circ}$ , upad  $41^{\circ}$ /Wsch /maksymalny/
6. żwiry gruboziarniste. Bieg Pn  $45^{\circ}$ , upad  $43^{\circ}$ /Wsch /maksymalny/.



Rys.1. Fragment mapy geomorfologicznej arkusza 1:25 000 Radziejów  
Morena "radziejowska" i tereny przyległe

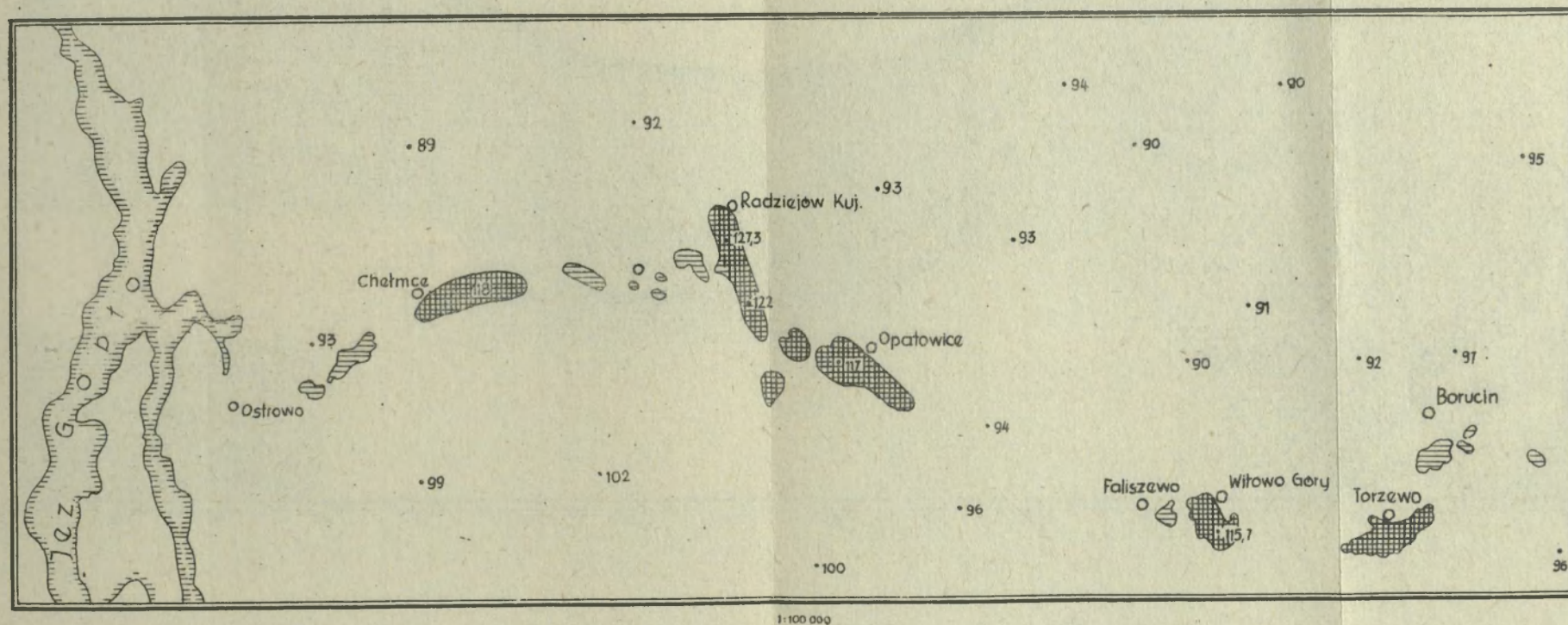


Rys.2. Rysunek poziomkowy moreny "radziejowskiej".



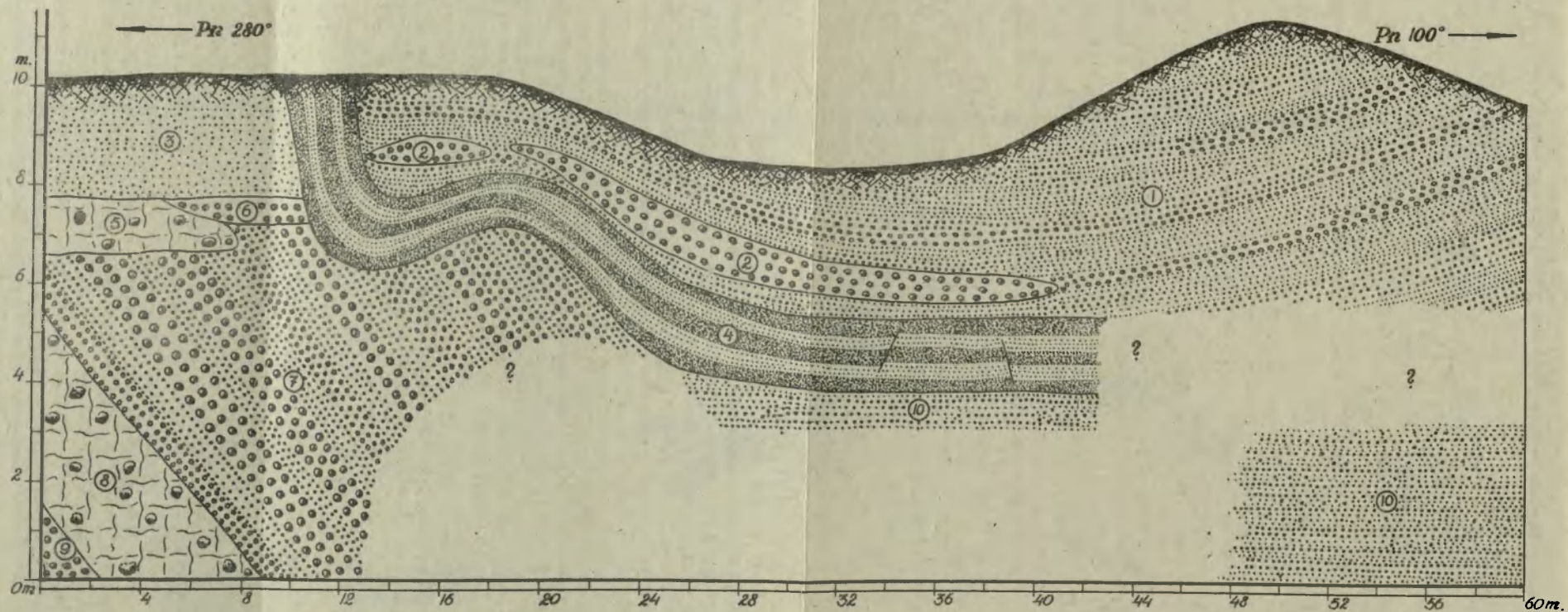


Rys. 3. Fragment radziejowskiej strefy moren czołowych /moreny spiętrzone/  
Kreskami poziomymi oznaczono pagórki morenowe, kratką - wzgórza morenowe

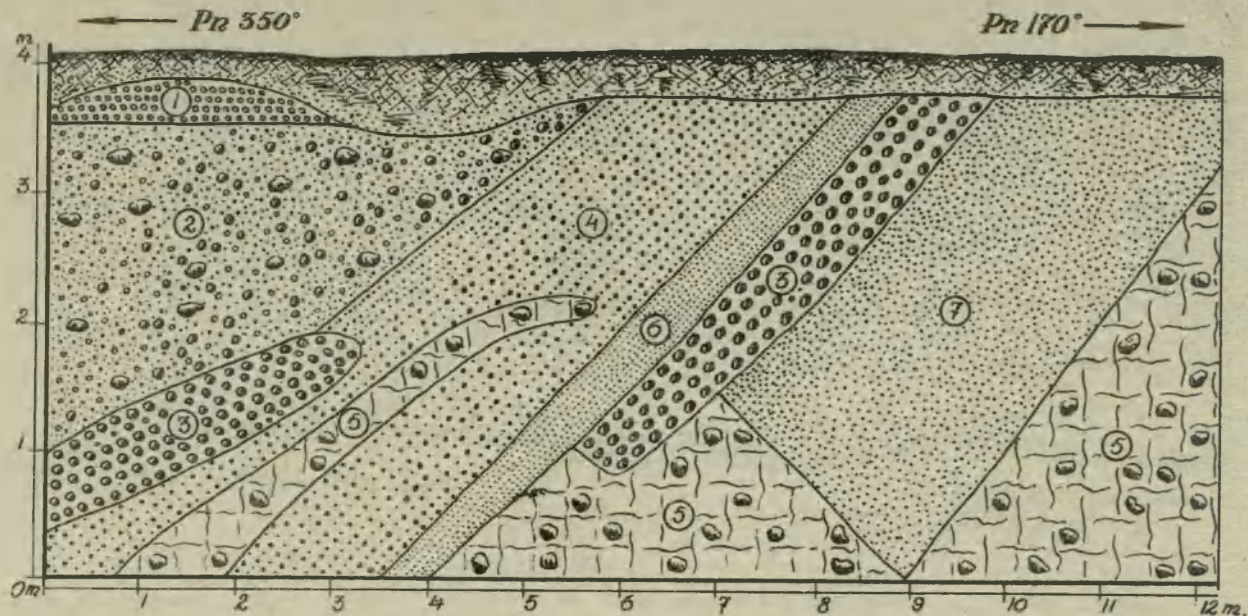




Rys.4. Odkrywka I w morenie czołowej w Radziejowie

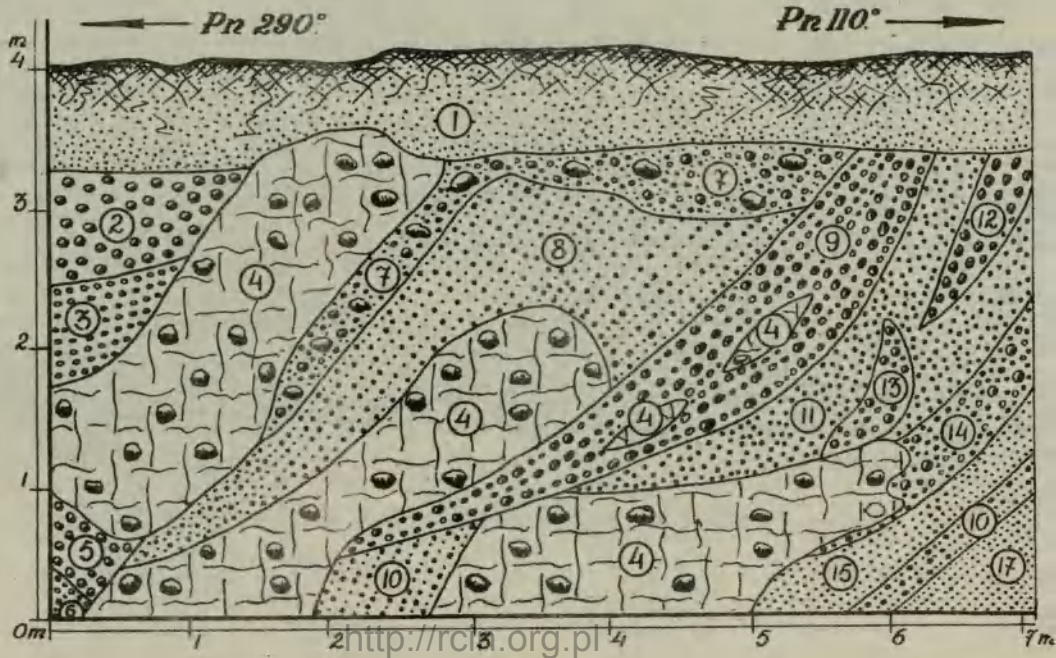


Rys.5. Cdkrywka II w morenie czołowej w Radziejowie



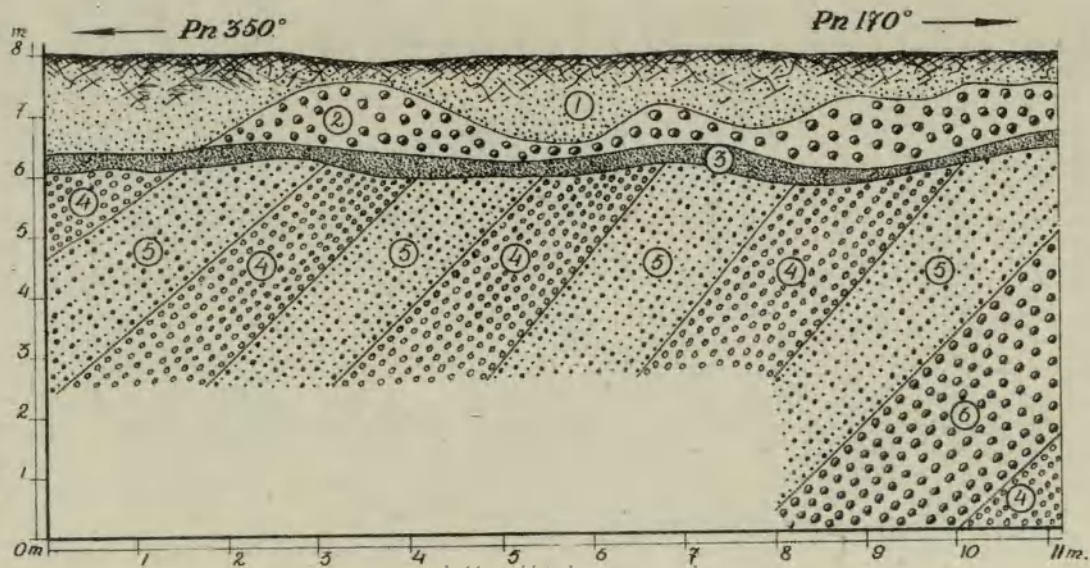


Rys.6. Odkrywka III w morenie czołowej w Radziejowie





Rys.7. Odkrywka w morenie czołowej w Opatowicach



Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
na arkuszu "Mazowsze" mapy 1:25 000

W s t e p

Arkusze Mazowsze w skali 1:25 000 obejmuje obszary Ziemi Dobrzyńskiej, leżące pomiędzy  $19^{\circ}$  -  $19^{\circ}10'$  długości geograficznej wschodniej i  $52^{\circ}54'$  -  $53^{\circ}$  szerokości geograficznej północnej, czyli okolice Kikoła, Steklina, Mazowsza i Klonowa, położonych na północny zachód od Lipna i na południe od Zbójna.

Zdjęcie geomorfologiczne arkusza zostało dokonane latem 1954 r. Kartowany obszar wykazuje wielkie bogactwo form plejstocenских, związanych z pobytem ostatniego lądolodu, jak i form późniejszych, holocenских. Niektóre formy mają złożoną i niejasną jeszcze genezę. Mały stosunkowo obszar zdjęcia jak i sam charakter opracowania nie pozwalają na szersze ujęcie szeregu problemów geomorfologicznych i na definitywne wyjaśnienie genezy tych form. Formy te wymagają bardzo szczegółowych badań geologicznych i strukturalnych<sup>1/</sup>. Stąd też niniejsze opracowanie obejmuje jedynie ogólny opis geomorfologii terenu oraz szczegółowe omówienie form drumlinoidalnych, które występują w rynnach.

Opis morfologii terenu

Panującymi elementami są tu bezsprzecznie: wysoczyzna moreny dennej - wykształcona przeważnie w postaci moreny płaskiej, tylko w niektórych miejscach w postaci moreny falistej - oraz rynnny wód glacialnych.

Morena denna występuje w dwu poziomach. Poziom wyższy podnosi się wyraźnie w kierunku wschodnim od 96 - 102 m n.p.m. na zachodzie, do 115 - 117 m n.p.m. na wschodzie.

<sup>1/</sup> Obszar Ziemi Dobrzyńskiej jest przedmiotem szczegółowych badań mgr M. Liberackiego.

Poziom niższy, obniżony w stosunku do wyższego o 8 - 12 m, leży na wysokości 92 - 102 m n.p.m. i wznosi się tylko nieznacznie wyżej od den rynien glacialnych. Na poziomie tym w okolicy Zosina, występują formy zaliczane do drumlinów. /8,3/ Morena denna zbudowana jest przeważnie z gliny zwałowej lub piasków zwałowych, zalegających na glinie. Jest ona urozmaicona licznymi zagłębieniami, przeważnie bezodpływowymi, o różnej genezie. W większości, są to zagłębienia powstałe po wytopieniu brył martwego lodu. Obniżenia te są rozmaitej wielkości. Średnica ich wynosi kilkanaście do kilkuset metrów; są wydłużone lub okrągłe, o wyraźnych zboczach i nachyleniu przeważnie większym od  $3^{\circ}$ . Głębokość tych zagłębień jest różna, ale na ogół większa niż 2 m, a nie przekracza w zasadzie 10 m. Obniżenia zazwyczaj wypełnione są torfem, czasem są w nich podmokłe łąki lub wtórne jeziora powstałe po wybranym torfie. Nie stwierdzono tu form powstałych z wytapiania się lodów gruntowych opisanych przez A. Kalniet /4/. Występują natomiast głębokie, nieraz ponad 10 m, niewielkie, okrągłe lub okrągławe zagłębienia eworsyjne. Występują one na linii NNW - SSE, wzdłuż rynny rzeki Gnilszczyzny<sup>2/</sup> i rynny jezior Kikolskich. Niecki jezior Klonowskiego i Ciepień są prawdopodobnie tego samego typu.

Szczególne bogactwo drobnych zagłębień występuje na dziale wodnym między dorzeczem Wisły i Drwęcy, na południe od rynny jeziora Steklińskiego. Obok obniżeń po martwym lodzie występują tu formy płytkie, nieprzekraczające w zasadzie 2 m, o zupełnie niewyraźnych krawędziach. Dno obniżenia przechodzi bez załomu w otaczającą wysoczyznę. Przeważają formy o średnicy kilkunastu do kilkudziesięciu metrów; rzadko występują formy większe. Większość tych obniżeń zalewana jest okresowo wodą. W niektórych, woda utrzymuje się przez większą część roku. Stąd większość tych obniżeń porasta roślinność łąkowa, a tylko nieliczne mają

---

<sup>2/</sup> Nazwa rynny używana przez W. Nechaya /9/



cienką pokrywę torfową. Coroczne zalewanie wodą wiąże się ściśle z budową geologiczną moreny dennej. Na obszarze tym, wysoczyzna moreny dennej zbudowana jest z gliny zwalowej, przykrytej płaskami zwałowymi. Położenie wododziałowe, równinność terenu, brak większych naturalnych ciekw oraz niemożność głębokiego wsiąkania wody, powoduje zalewanie wodą wszelkich obniżień, po wiosennych roztopach i większych deszczach. Woda odprowadzana jest przy pomocy licznych rowów odwadniających.

Geneza tych obniżień nie jest jasna. Morfologia ich jak i budowa geologiczna dna wskazują, że raczej nie są to formy wytopiskowe. Wspomina już o tym W.Nechay /9/, który wysunął hipotezę pseudokrasowego pochodzenia tych obniżień przyjmując, że powstały one przez wylugowanie soczewkowato nagromadzonych gładów wapiennych. Hipoteza ta nie znajduje potwierdzenia /nie stwierdzono w glinie i piaskach występowania soczewek gładów wapiennych/ i winna ulec modyfikacji. W powstawaniu zagłębień bezodpływowych musiały tutaj odegrać pewną rolę procesy suffozyjne i to zarówno suffozji mechanicznej jak i chemicznej. Gлина zwalowa, która buduje wysoczyznę, zwana przez miejscową ludność "białychną", składa się z ziarn kwarcu o średnicy 0,5-5 mm, z gładzików i gładów oraz drobnych frakcji pylastych, o średnicy poniżej 0,01 mm; ze znaczną domieszką węglanu wapnia /potraktowana HCl silnie burzy/. Skała w całości jest bardzo twarda: poszczególne jej fragmenty są sypkie; po deszczu i roztopach jest lepka i grząska. Dużą zawartość węglanu wapnia zawierają też piaski zwałowe. Częste stosunkowo zalewanie wodą powoduje wylugowywanie węglanu wapnia, oraz wymywanie pylastych cząstek. Sprzyja temu obecność większych frakcji /6/. Procesy te mogły doprowadzić do powstania form bardzo płytkich, natomiast głębsze powstały zapewne w pierwotnych, naturalnych obniżeniach moreny dennej i zostały nieco pogłębione przez procesy suffozyjne.

Wiele drobnych obniżeń bezodpływowych w znacznym stopniu przekształcił człowiek. W środkowej części są one sztucznie pogłębione, dla gromadzenia wody do poje-  
nia bydła. Gromadzący się w zagłębieniach szlam wywoz  
się na pola. Przekształcenia niektórych drotnych form są  
tak znacznie, że zatraciły już swoje pierwotne cechy. W  
miejscach, gdzie ilość naturalnych obniżeń jest mała, jak  
naprzykład w okolicy Korzyczewa, stwierdzono sztuczne wy-  
kopy o wymiarach naturalnych, maleńkich obniżeń bezodpły-  
wowych; stąd nieraz trudno obniżenia naturalne i sztuczne  
odróżnić od siebie.

Poza zagłębieniami bezodpływowymi, morena denna uro-  
zmałcona jest w kilku miejscach suchymi dolinkami denuda-  
cyjnymi naprzykład na północ od jeziora Steklińskiego i  
na południowy wschód od jeziora Sumińskiego. Są to formy  
wydłużone, które dochodzą 1 - 2 km długości, o szerokim  
stosunkowo /80 - 150 m/ płaskim dnie, nie mają krawędzi  
i przechodzą stopniowo w otaczającą je wysoczyznę moreno-  
wą. Brak krawędzi powoduje, że wysoczyzna pochyła się sto-  
pniowo pod kątem  $1^{\circ}$  -  $3^{\circ}$  przechodząc powoli w dno dolinki.  
Niektóre z nich mają charakter typowych dell. /11/ Docho-  
dzą one do krawędzi rynien, gdzie zazwyczaj kończą się  
współczesnym parowem. Nie biorąc pod uwagę parowów, dolin-  
ki te są wysoko zawieszane ponad dnem rynien. W stosunku  
do wysoczyzny, dno ich jest obniżone o 3 - 5 m. Mimo tego,  
że w dnie ich znajdują się rowy odwadniające, nie są to  
formy erozyjne ani współczesne, lecz formy denudacyjne,  
których powstanie związane jest prawdopodobnie ze środo-  
wiskiem peryglacjalnym. /1/ Wniosek ten wymaga jeszcze do-  
kładniejszego udokumentowania geologicznego.

Ponad poziomem moreny dennej wznoszą się nieliczne  
pagórki i wzgórza morenowe. Morfologia i budowa wewnętrzna  
tych form wskazują, że są to formy marginalno - recesyjne,  
powstałe na skutek akumulacji wód glacialnych i samego lo-  
du, ale lodu stagnującego, a może nawet martwego. Pagórki  
zwirowo-piaszczyste, na południe od jeziora Moszczonne,

swrją budowę wewnętrzną zbliżone są do kemów. Łobalne wykształcenie moren dookoła niecki Kikolskiej opisane przez W.Nechaya /8/ raczej nie znajduje potwierdzenia.

Drugim, niezmiernie charakterystycznym dla opisywanego terenu elementem rzeźby są rynny wód glacialnych. Wcinając się głęboko, na 25 - 30 m w wysoczyznę moreny dennej, powodują znaczne urozmaicenia i wielkie kontrasty: z jednej strony wąskie i strome / o nachyleniu  $18^{\circ}$  -  $25^{\circ}$  / zbocza, z drugiej strony płaska lub słabo urozmaicona wysoczyzna morenowa. Dna rynien zajmują liczne jeziora; miejscami są one płaskie i zatorfione, lecz miejscami, na przykład w Kijaszkowcu lub koło jeziora Działyńskiego, są silnie urozmaicone ryglami, niewielkimi gliniastymi pagórkami lub drobnymi wytopiskami. Rynny: rzeki Gnilszczyzny, jezior Działyńskiego i Wielgiego oraz równoleżnikowa rynna jezior Steklińskiego i Moszczonze zostały już opisane przez W.Nechaya /9/.

Oprócz opisanych rynien, istnieje tu kilka innych, mniejszych rynien, położonych na południe od zbójeńskiego obszaru drumlinowego, z których najciekawsze są rynny Kijaszkowiecko-Lubinecka i Liciszewsko-Zajeziorska<sup>3/</sup>. W rynnach tych występują nieopisywane dotychczas formy drumlinoidealne.

#### Formy drumlinoidalne w rynnach

Rynna Kijaszkowiecko-Lubinecka ma prawie dokładnie przebieg z NW na SE, zgodny z panującym w północnej części Ziemi Dobrzyńskiej kierunkiem przebiegu rynien i jest w pewnym stopniu przedłużeniem rynny rzeki Gnilszczyzny, gdyż rynna ta na południe od Mazowsza rozdziela się na dwie odnogi. Jedna z nich biegnie na południe w kierunku Trutowa, druga zaś od Kijaszkowca do jeziora Lubinek. W miejscu rozdzielenia, rynna rzeki Gnilszczyzny ma wybitnie

---

<sup>3/</sup> Nazwy rynien utworzono od najbliższych miejscowości.



nierówne dno, urozmaicone gliniastymi pagórkami i obniżeniami po martwym lodzie.

Rynna Kijaszkowiecko-Lubinecka, do 20 m głęboka ma początkowo zupełnie wyrównane, mało podmokłe, beztorfowe, płaskie dno zajęte częściowo przez stawy rybne. Dalej natomiast, w kierunku Lubinka, występują w niej formy drumlinoidalne. Rynna rozcina gliniastą wysoczyznę morenową, która leży w poziomie 98 - 107 m n.p.m. Dno rynny leży na poziomie 85 - 88 m n.p.m. Zbocza są wyraźnie erozyjnego pochodzenia, wysokie /8 - 15 m/ i strome /nachylenie  $12^{\circ}$  -  $18^{\circ}$ , miejscami nawet bardziej strome/. Szerokość rynny wynosi od 250 - 750 m. Formy drumlinoidalne rozpoczynają się poprzecznym wałem, ale dalej wszystkie inne wały ułożone są równoległe do rynny. W rozszerzeniu rynny występuje 5 rzędów wałów, w zwężeniach zaś 2 - 3 rzędy, /zob. rys. nr 2/.

Wały mają długość od 200 - 750 m, nie licząc zaś 50 - 200 metrowych przerw pomiędzy nimi, długość ich dochodziłaby 2000 - 2500 m. Wysokość wałów wynosi zazwyczaj 3 - 6 m, jednakże są formy o wysokości od 6 - 10 m, stąd linia grzbietowa wałów jest nierówna, falista. Są to wały wąskie, u podstawy mają szerokość od 20 - 40 m, na wierzchołku - miejscami zaostrome przez orkę - mają grzbiety o szerokości tylko 1 - 3 m. Zbocza symetryczne /o podobnym nachyleniu/ mają nachylenie 6 -  $10^{\circ}$  u form niższych, u wyższych nawet  $15^{\circ}$  -  $20^{\circ}$ . Odległość między wałami wynosi kilkadziesiąt metrów. Między wałami ciągną się równoległe, podłużne rynienki o szerokości podobnej do szerokości wałów, o dnie nierównym, z ryglami i przegłębieniami. Głębsze miejsca były dawniej wypełnione jeziorkami bezodpływowymi, obecnie są zatorfione lub zajęte przez wtórne jeziora, powstałe po wybranych torfie. Głębokość tych form dochodzi do 3 - 5 m w stosunku do dna rynienki. Kontrast wysokościowy między wierzchołkami wałów a dnem rynienek dochodził przeto pierwotnie do 15 m. Wały zbudowane są na powierzchni z tłustej brunatnej gliny

zwałowej; głązy wewnątrz nich dochodzą miejscami do 0,5 - 1 m średnicy.

Brak głębszych odsłonieć nie pozwolił na dokładniejsze poznanie struktury wewnętrznej tych form. Dokonane wkopy w środkowym wale wykazały, że na wierzchu zalega 20 - 50 cm warstwa gliny zwałowej brunatnej z głązami, zbitej, tłustej. Niżej występują drobno i średnioziarniste piaski fluwioglacjalne zaburzone glacitektonicznie, o nachyleniu warstw do 40 - 50°, zmiennych biegach i upadach. Miąższość tych utworów nie jest dokładnie znana. Według informacji miejscowej ludności, pod piaskami zalega dolna glina zwałowa. Górna glina zalega niezgodnie na piaskach.

Rynna Liciszewsko-Zajeziorska ma początkowo przebieg NW - SE, przechodząc w Zajeziorku w rynną równoleżnikową. Jest ona płytsza od rynny Kijaszkowiecko-Lubineckiej i ma początkowo 3 - 5 m głębokości, dno płaskie, z drobnymi, zatorfionymi obecnie głęboczkami, dalej się pogłębia, nie przekraczając naogół 10 m głębokości. W stosunku do rynny rzeki Gnilszczyzny jest ona zawieszona, ma lekko kręty bieg i jest stosunkowo wąska /100 - 250 m/. W zachodniej części rynny istnieją jeszcze dwa większe jeziora: Liciszewskie i Dąbrówka i trzecie mniejsze, już prawie zanikłe, na NW od jeziora Liciszewskiego. Dno rynny w tej części jest przeważnie płaskie lub urozmaicone niewysokimi ryglami. Na wschód od szosy z Kikoła od Zbójna, rynna rozszerza się i ma w Zajeziorku podstawę od 500 - 800 m, dalej ku wschodowi ponownie się zwęża do szerokości około 100 m i uchodzi do równoleżnikowej rynny jezior Steklińskiego i Moszczonne.

W rozszerzonej części rynny występuje od 3 - 5-ciu równoległych do rynny rzędów form drumlinoidalnych; zbudowane na powierzchni z gliny, są zupełnie podobne do form drumlinoidalnych rynny poprzednio opisanej. Są to wały niewysokie, przeważnie od 3 - 5 m wysokości; jedynie w najbardziej rozszerzonej części wysokość wałów dochodzi



6 - 9 m. Mimo to nawet i tu formy drumlinoidalne nie dochodzą do poziomu sąsiedniej wysoczyzny, leżą niżej od niej o 5 - 8 m. W odróżnieniu od form rynny Kijaszkowicko-Lubineckiej spotykane są tu znacznie szersze i bardziej płaskie rynienki między wałami. Na linii jezior Ciepień i Moszczonne morena denna jest przzerwana południkowym obniżeniem, dzięki czemu formy tej rynny łączą się z sąsiednimi formami drumlinoidalnymi okolic jeziora Ciepień, które mają charakter kotła eworsyjnego, chociaż nie wykluczone, że jest to obniżenie typu wytopiskowego.

Formy drumlinoidalne okolic jeziora Ciepień także nie były dotychczas opisywane. Leżą one na przedłużeniu rynny jezior Działyńskiego, Wielgiego i Klonowskiego. Podobnie jak i poprzednio opisane formy leżą one w erozyjnym obniżeniu moreny dennej o charakterze zbliżonym do rynny. Morfologicznie są identyczne z formami sąsiednich rynien. Wały są tu jednak łukowato wygięte i naśladują przebieg erozyjnej krawędzi sąsiedniej wysoczyzny morenowej. Jezioro Ciepień leży w otoczeniu tych form, przyczym jeden z wałów dochodzi z południa do samego jeziora urywając się nad nim stromą krawędzią. Dalszy ciąg tego wału znajduje się na północ od jeziora. Podobnie jak i poprzednio omówione wały są one zbudowane na powierzchni z gliny, jedynie nieliczne zbudowane są ze żwirów i głazów. W jednym z wałów 300 m na południe od jeziora Ciepień, w istniejącej na SE-zboczu wału żwirowni stwierdzono budowę geologiczną widoczną na rys.nr 3.

Wszystkie te utwory są spiętrzone glacytektonicznie i ścięte u stropu. W niektórych częściach odkrywki na wierzchu leżą płaty gliny. Biegi i upady warstw wykazują zgodność. Warstwy biegną z ENE - WSW, upady warstw dochodzą do  $55^{\circ}$  -  $60^{\circ}$ , przy czym warstwy zapadają się ku SE. Przy odkrywce wał jest symetryczny /nachylenie  $5-7^{\circ}$ /, ma wysokość 3 - 4 m, długość 150 m, a przebieg osi morfologicznej  $60^{\circ}$  -  $240^{\circ}$ . Oś morfologiczna formy jest zatem równoległa do osi strukturalnej. Godny podkreślenia jest



fakt, że stosunek osi strukturalnej tego wału do osi morfologicznej jest identyczny z wzajemnymi stosunkami osi morfologicznej i strukturalnej form drumlinowych opisanych przez S.Jewtuchowicza /3/.

Drumlinoidalne formy okolic jeziora Ciepień, leżące na tym samym poziomie nawiązują bezpośrednio do form drumlinowych okolic Zasina i Zbójna opisanych przez W.Nechaya /8/.

Najbardziej odosobnione są formy drumlinoidalne leżące w obniżeniu o charakterze rynnowym, na północ od Mazowsza. Są one zupełnie podobne do innych opisanych wyżej form drumlinoidalnych, które występują w rynnach.

#### Porównanie form drumlinoidalnych w rynnach z drumlinami zbójńskimi

Formy drumlinoidalne w rynnach wykazują uderzające wprost podobieństwo pod względem morfologicznym do form zbójńskich, zaliczanych do drumlinów /3,8/. Podobnie jak i formy zbójńskie mają one przeważnie przebieg NW - SE, występują grupami po kilka rzędów, przeważnie dochodzą do wysokości 3 - 6 m, długość ich wynosi 100 - 400 m. Jedynie szerokość wałów jest nieco mniejsza. Formom tym towarzyszą także podłużne rynierki z przegłębieniami, poprzdzielane poprzecznymi ryglami, oraz większe zagłębienia zaliczane przez Jewtuchowicza /3/ do kotłów wytopiskowych. Zalegają one w obniżeniu moreny dennej w rynnach, formy zbójńskie zaś w znacznie szerszym obniżeniu moreny dennej. Geneza tego obniżenia nie jest dotychczas wyjaśniona. Duże podobieństwo istnieje też w budowie geologicznej. W obu wypadkach na powierzchni występuje glina zwałowa, pod nią często utwory fluwioglacjalne, nieraz zaburzone glacitektonicznie, a głębiej dolna glina. Fakty te pozwalają przypuszczać, że i geneza tych form jest podobna.

Nie ma jeszcze zgodności poglądów co do genezy form okolic Zbójna. W.Nechay /8/, który po raz pierwszy opisał drumliny zbójńskie, wysunął hipotezę, że powstały one

subglacjalnie, podczas oscylacji dobrzyńskiej. Nasuwający się lądolód napotykał na swej drodze moreny czołowe poprzedniego zlodowacenia, wygniatał je i rozwłóczył, nadając kształt eliptyczny, następnie podczas postoju lądolodu osadzały się w tunelach powstałych ponad niektórymi drumlinami, utwory fluwioglacjalne, zaś po osadzeniu ich podczas całkowitego topnienia lądolodu osadzona została glina zwałowa. Jeżeli brak jest utworów fluwioglacjalnych to znaczy, że ponad jądrem drumlinowym nie wytworzył się tunel, a glina została osadzona na jądro gliniaste. S. Jewtuchowicz /3/ analizując strukturę i teksturę utworów, które budują drumliny stwierdza, że nie tylko dolna glina ale i utwory fluwioglacjalne są osadami poprzedniego zlodowacenia, zaś właściwą serię drumlinową tworzy tylko górna glina zwałowa lub utwory pylaste. Nasuwający się /ostatni na tym terenie/ lądolód wkroczył na teren silnie pociętej na wąskie, długie wały moreny dennej, zniszczył w wielu przypadkach przykrywające ją utwory fluwioglacjalne i osadził górną glinę zwałową lub miejscami utwory piaszczyste. Oba autorzy są zgodni, że drumliny zawdzięczają swe powstanie działalności lądolodu, jednakże w rozważaniach swych nie uwzględniają w dostatecznym stopniu najbliższego otoczenia drumlinów.

Jak wykazują istniejące wiercenia /5/, a badania terenowe i dane ze studzien /10/ je potwierdzają, morena denna najbliższego otoczenia drumlinów zbudowana jest z dwu poziomów glin zwałowych, przedzielonych miejscami utworami fluwioglacjalnymi. Górna glina zwałowa, o zabarwieniu brunatno żółtym lub brunatno czerwonym, posiada miąższość od 5 - 9 m, podczas gdy w drumlinach miąższość jej nie przekracza 1 - 1,5 m. Górna glina zwałowa na wysoczyźnie zalega podobnie jak i w niektórych drumlinach bezpośrednio na glinie dolnej lub przedzielona jest utworami fluwioglacjalnymi. Sposób zalegania utworów fluwioglacjalnych na wysoczyźnie nie jest znany, gdyż brak tu głębokich odsłonień. W jednym tylko miejscu, koło PGR Zajeziorza, na

plaskiej wysoczyźnie moreny dennej stwierdzono pod górną gliną zwałową bruk morenowy i około 0,5 m warstwowanych piasków i żwirów fluwioglacjalnych, silnie zaburzonych glaciektonicznie /upady  $40 - 50^{\circ}$  ku NW/ i wskazujących kierunek nasuwania się spiętrzającego je lądolodu. Pod utworami fluwioglacjalnymi zalega bruk morenowy i dolna glina zwałowa. Dolna glina zwałowa, o zabarwieniu bruno-czarnym, ma znaczną miąższość, dochodzącą do 30 - 35 m, przy czym strop jej na wysoczyźnie i w drumlinach leży mniej więcej na tym samym poziomie, lub tylko nieznacznie obniżony jest, na polu drumlinowym.

Przytoczone dane pozwalają stwierdzić, że podobnie jak w formach drumlinowych, na wysoczyźnie moreny dennej występują dwie serie gliny przedzielone miejscami utworami fluwioglacjalnymi. Miąższość gliny górnej jest wyraźnie różna; podczas gdy na wysoczyźnie wynosi ona 5 - 9 m, to w drumlinach tylko 1 - 1,5 m. Różnica ta wynosi mniej więcej tyle, o ile formy zbójeńskie i formy drumlinoidalne w rynnach, leżą niżej niż otaczająca je morena denna. Fakt występowania form drumlinoidalnych w rynnach na zapleczu moren czołowych dowodzi, że powstały one subglacjalnie, w spękanym silnie lądolodzie /prawdopodobnie stagnującym/ oraz, że w powstaniu ich wybitną a może nawet decydującą rolę odegrały wody fluwioglacjalne. Trudno bowiem wyobrazić sobie, by lądolód, lub nawet najbardziej aktywne jego części w postaci prądów, o których pisze W.Nechay /8/, mogły żłobić lub wciskać się w tak wąskie i nawet kręte rynny jak na przykład rynna Liciszewsko-Zajeziorska. Są to więc formy głównie erozyjne, powstałe na skutek działalności erozyjnej wód glacialnych, chociaż nie wykluczony jest w powstaniu tych form pewien współudział lodu i wód glacialnych. Wnioski te odnoszą się także zapewne i do form zbójeńskich. Trzeba jednak przyznać, że wyjaśnienie współudziału obu tych czynników wymaga jeszcze dalszych, szczegółowych badań.



### L i t e r a t u r a

1. D y l i k J. - O peryglacjalnym charakterze rzeźby Środkowej Polski. Łódzkie Towarzystwo Naukowe Wydż. III. Nr 24 Łódź 1953
2. D y l i k o w a A. - O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej Łódź 1952
3. J e w t u c h o w i c z S. - Struktura drumlinów w okolicach Zbójna. Łódź 1956
4. K a l n i e t A. - Zagadnienia genezy i wieku oczek lodowcowych. Wiadomości Muzeum Ziemi. T.VI. z.2 Warszawa 1952
5. Ł y c z e w s k a J. - Materiały archiwum wierceń. T.II, arkusz Płock Państw.Inst.Geolog.Warszawa 1951
6. M a r u s z c z a k H. - Wierceby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. Annales UMCS sectio B t.VIII Lublin 1954
7. M a r u s z c z a k H. - O "czkach lodowcowych" i "zagłębieniach bezodpływowych". Czasop.Geograficzne T.XXV z.1-2 Warszawa 1954
8. N e c h a y W. - Utwory lodowcowe Ziemi Dobrzyńskiej. Sprawozdania Państw. Instytutu Geolog. T.IV, z.1-2 Warszawa 1927
9. N e c h a y W. - Studia nad genezą jezior Dobrzyńskich. Przegląd Geograficzny T.XII. Warszawa 1932
10. N i e w i a r o w s k i W. - Mapa hydrograficzna arkusz Mazowsze w skali 1:25 000 /Rękopis w zbiorach Pracowni Geomorf. i Hydrografii IG PAN w Toruniu/
11. S c h m i t t h e n n e r H. - Die Entstehung der Delten und ihre morphologische Bedeutung. Ztschr. f. Geomorphologie. 1925
12. W e r n e r - W i ę c k o w s k a H. - Zjawiska sufazyjne w okolicach Nidzicy. Przegląd Geograficzny T.XXIV z.3 Warszawa 1952

### Objaśnienia do ilustracji

Rys.3. Budowa geologiczna wału drumlinoidalnego w okolicach jeziora Ciepień

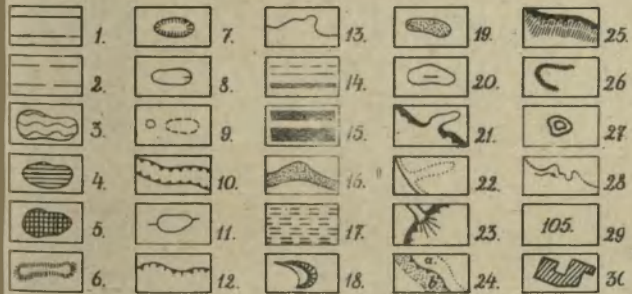
1. glina zwałowa brunatno-żółta z gładzikami wykazująca łupliwość łupkową
2. warstwowane drobne piaski fluwioglacialne przewarstwione drobnymi żwirkami
3. warstwowane żwirki o średnicy 4 - 5 mm
4. warstwowane drobne piaski o frakcji 0,1 - 0,4 mm miejscami silnie zlimonityzowane
5. słabo warstwowane grube żwiry wśród których spotyka się głązy do 20 cm średnicy. Jest to właściwie bruk morenowy
6. warstwowane piaski i żwiry wykazujące antyklinalne wygięcia.





Rys.1. Wycinek z mapy geomorfologicznej  
arkusz Mazowsze

0 0,5 1 1,5 2 km.



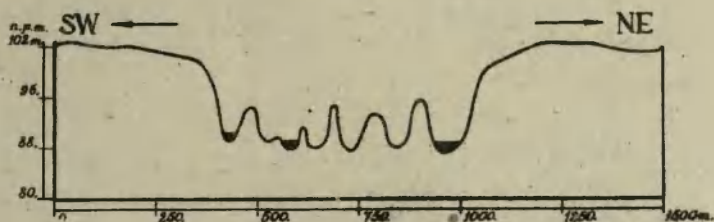
Opracował Wł. Niewiarowski



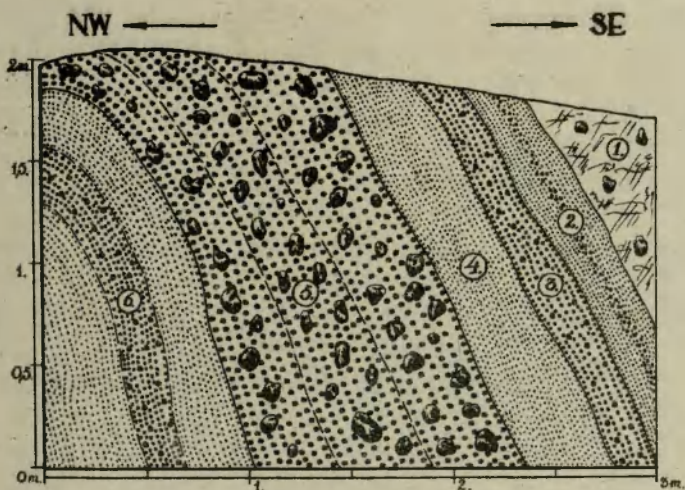




Rys.2. Profil poprzeczny przez rynnę Kijaszkowiecko-Lubinecką



Rys.3. Budowa geologiczna wału drumlinowego w okolicach jeziora Ciepień



Jan Szupryczyński

Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
na arkuszu "Wyrzysk" mapy 1:25 000

W s t ę p

Mapa Wyrzysk obejmuje obszar zawarty między  $17^{\circ}10'$  -  $17^{\circ}20'$  długości geograficznej wschodniej a  $53^{\circ}06'$  -  $53^{\circ}12'$  szerokości geograficznej północnej. Badania terenowe na arkuszu Wyrzysk prowadzone były w sezonie letnim 1956 roku. Obszar opracowanej mapy jest za mały, aby wyprowadzać szersze wnioski, można jedynie postawić pewne problemy dotyczące form morfologicznych.

Ogólna charakterystyka terenu

Obszar mapy Wyrzysk posiada bogatą rzeźbę, wśród której przeważają formy związane z akumulacyjną działalnością lądolodu. Do form tych zaliczyć należy: duże obszary płaskiej moreny dennej oraz wzgórze morenowe. Z okresem glacialnym związana jest również pradolina Noteci-Warty, której fragment obejmuje opracowana mapa. We wczesnym holocenie nastąpiło wytopienie drobnych brył martwego lodu - powstały małe formy wytopiskowe /ok. 50 na opracowanym obszarze/. W holocenie również wytworzył się bogaty system dolin erozyjnych. Wysoczyznę morenową urozmaica głęboko wcięta na 15-20 m dolina rzeki Łobzonki i dolina rzeki Orlej /dopływ Łobzonki/. Południowe ich zbocza opadając ku pradolinie posiadają niezwykle urozmaiconą rzeźbę dolin erozyjnych. Równie bogatą rzeźbę erozyjną posiadają zbocza wysoczyzny, opadające ku dolinie Łobzonki.

Rozpatrywany teren to obszar olbrzymich kontrastów morfologicznych. Obok wklęsłej formy szerokiej pradoliny /52 m n.p.m./, występuje wypukła forma kompleksu Dębowej Góry /193,7 m n.p.m./, z którą graniczy od północy wybitnie płaska morena denna /100 m n.p.m./.



### Moreny czołowe

Na opracowanym obszarze występują dwa typy moren. W północno zachodniej części obszaru rys. 1, znajdują się małe wzgórza morenowe o wysokości względnej przekraczającej 10 metrów /Góra Czubata 120,8 m npm, kulminacja 120,3 m npm. i kulminacja 115 m npm./. Są to łagodne wzgórza o nachyleniu  $6^{\circ}$  -  $10^{\circ}$ , o podstawie długiej 400 - 600 metrów. Na powierzchni wzgórz przeważnie występują utwory piaszczyste, jedynie wierzchołki wzgórz pokrywa glina morenowa. Wśród gliny morenowej, małymi płacami na powierzchni występują iły plioceńskie. Odkrywka, która znajduje się na wzgórzu morenowym na sąsiednim arkuszu mapy Wysoka, w tym samym ciągu wzgórz, sygnalizuje pewną oscylację lodowca. Mianowicie w odkrywce tej spotykamy się z glacitektoniką. Wśród mułków leżących pod przykryciem glin morenowych znajdują się wgniecenia piasków gruboziarnistych, a niżej odłamy iłu plioceńskiego /rys. 2/.

Opisane wzgórza są morenami końcowymi powstałymi w czasie oscylacji lodowca, której towarzyszyło spiętrzenie i wgniecenie materiału. Moreny te mają wyraźne przedłużenie ku zachodowi na obszarze objętym przez arkusz mapy 1:25 000 Wysoka.

Wzgórzem morenowym jest również Dębowa Góra /193 m npm./, położona na południowy zachód od Wyrzyska nad pradoliną Noteci-Warty. Jest to potężny kompleks form morenowych 5,5 km długich i 3 km szerokich. Wysokości względne, w stosunku do otaczającej go powierzchni płaskiej moreny dennej, przekraczają 90 metrów. Deniwelacje wzrastają od strony południowej i dochodzą na tym odcinku do 140 metrów w stosunku do dna pradoliny.

Dębowa Góra to potężne wzgórze morenowe, wyraźnie kulminujące w terenie. Na powierzchni tej olbrzymiej formy znajduje się kilkadziesiąt pagórków, które wznoszą się od 4 do 25 m nad powierzchnię Dębowej. Długość tych pagórków wynosi 200 do 400 m, a przeciętne nachylenie stoków ok.  $15^{\circ}$ .

Pagóry te w centralnej części układają się w wyraźny ciąg o kierunku równoległym do pradoliny. W północnej części pagóry te rozrzucone są chaotycznie, nie wykazując żadnego wzajemnego związku.

Od strony południowej, w stokach Dębowej Góry rozwinął się system parowów - dolinek erozyjnych. Parowy te posiadają dość duże rozmiary: długość ich dochodzi do 1200 metrów, szerokość 200 - 400 metrów, a wcięcie dochodzi nawet do 40 metrów /rys. 3/. Wszystkie parowy są zawieszone w stosunku do dna pradoliny, jedynie niektóre z nich zostały ponownie rozcięte przez wody. Te olbrzymie formy nie są współczesne; wiążą się zapewne z wczesnym holocenem, z okresem panowania klimatu bardziej wilgotnego aniżeli współczesny. Kompleks Dębowej Góry jest w większości przykryty płaszczem glin morenowych, jedynie w centralnej części w pagórach spotyka się utwory piaszczysto-żwirowe. Na południowych stokach na powierzchnię wychodzą łąy pliocénskie.

Ciekawe światło na budowę geologiczną Dębowej Góry rzucają głębokie wiercenia geologiczne. Pod płaszczem utworów czwartorzędowych /maksymalna miąższość w wierceniach 20,80 m/, spotyka się utwory pliocénskie w postaci łąów poznańskich. Ciekawy jest fakt, że pod łąami pliocénskimi ponownie występują utwory czwartorzędowe starszych zlodowaceń. Miąższość łąów pliocénskich wynosi przeciętnie 60 metrów. Zestawione wiercenia pozwalają przypuszczać, że mamy tu do czynienia z olbrzymim porwakiem pliocénskim. Wnioski ten potwierdzają głębokie wiercenia studniarskie wykonane na północ od Dębowej Góry, w których nie spotyka się pliocenu. Duże deniwelacje Dębowej Góry zostały więc uwarunkowane glacitektoniką w czasie ostatniego zlodowacenia.

Przejawy glacitektoniki spotyka się również w utworach powierzchniowych. Stwierdzono zaburzenia w utworach czwartorzędowych: 1/ upad glin ku północy w stokach pro-

ksymalnych oraz 2/ spiętrzenia i wgniecenia w utworach fluwiogłacjalnych /rys. 4/.

Obszar Dębowej Góry nie był przed kartowaniem geomorfologicznym szczegółowo badany. Ma a s w swej pracy o Pomorzu Zachodnim /4/ jedynie wspomina o formach geomorfologicznych w okolicy Wyrzyska, lecz nie opisuje i nie zamieszcza ich na mapce załączonej do pracy. P. W o l d s t e d t na mapie geologiczno-geomorfologicznej /5/, wydanej w 1935 roku, Dębową Górę znaczy jako morenę końcową, przyczem uznaje jej powierzchniowe spiętrzenie /Stauchungsgebiete/. R. G a l o n / 12,3/ i L. R o s z k ó w n a /3/ łączą Dębową Górę z innymi formami nadnoteckimi w ciąg morenowy, towarzyszący od północy pradolinie Noteci-Warty.

Na północny zachód od kompleksu Dębowej Góry koło Kosztowa znajduje się wzgórze 133,6 m npm. wysokie /rys.5/. Wysokości względne w stosunku do moreny dennej przekraczają tu 20 m. Długość wzgórza wzdłuż południkowej osi morfologicznej dochodzi do 1700 m, szerokość zaś do 750 metrów. Od północy, wzgórze to pokryte jest iłem plioceńskim /wypłaty cegielniane/. Powierzchnia wierzchołkowa przykryta jest płaszczem glin morenowych, z pod których miejscami wychodzi na powierzchnię ił plioceński. Brak głębokich wierceń z tego obszaru nie pozwala na dokładne ustalenie jego budowy. Wydaje się jednak, że geneza pagóru kosztowskiego jest analogiczna do genezy Dębowej Góry.

#### Ewolucja form erozyjnych

Mapka geomorfologiczna /rys. 1/ przedstawia północno-zachodni wycinek, z ciekawą rzeźbą form erozyjnych. Koło moreny "Góra Czubata" wyraźnie zaznaczają się dwa szlaki lekkich obniżeń 1 - 3 metrowych w stosunku do otaczającej moreny dennej. Szlaki tych obniżeń dochodzą do moren czołowych, które leżą na północ od moren zaznaczonych na mapce. Nasuwa się przypuszczenie, że płynął tu szeroki, płytki strumień wody od krawędzi lodolodu, który topił się na linii wyżej wspomnianych moren. Na mapie geomorfo-



logicznej, formy te wyodrębniono jako dolinki wód roztopowych.

Wągnięcie Jeziora Młotkowieckiego zalał prawdopodobnie martwy lód. Wody roztopowe z tych dolinek spływały przypuszczalnie po powierzchni tej bryły martwego lodu i odpływały dalej w kierunku południowo-wschodnim. Na mapce zaznaczono w dalszym odcinku współczesną dolinę holocenną, gdyż dawna, płytka dolina roztopowa została silnie przekształcona w okresie późniejszym przez wody, które odpływały z Jeziora Młotkowieckiego do rzeki Łobzonki. Dolinka holocenna jest wcięta w morenę denną do 10 m; dno jej leży około 8 m niżej aniżeli dno dolinki roztopowej, koło wzgórz morenowych.

### L i t e r a t u r a

1. G a l o n R. - O fazach postępu lodolodu na obszarze Pomorza. Towarzystwo Naukowe w Toruniu 1952 r.
2. G a l o n R. - Formy polodowcowe okolic Więcborka. Studia Societatis Scientiarum Torunensis. Toruń 1952
3. G a l o n R. i R o s z k ó w n a L. - Przeglądowa mapa geomorfologiczna województwa bydgoskiego 1:500 000. Przegląd Geograficzny T.XXV. z.3. 1953.
4. M a a s G. - Über Endmoränen in Westpreussen und angrenzende Gebieten. Jahr. Preuss. Geol. L. A. Bd.21 Berlin 1901 r.
5. W o l d s t e d t P. - Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes 1:500 000

### Objaśnienia do ilustracji

Rys.2. Odkrywką na wzgórzu morenowym na arkuszu Wysoka

1. glina morenowa ciemno brązowa, silnie zbita z nielicznymi glazikami
2. piasek gruboziarnisty /a - toczeniec/
3. mułek piaszczysty
4. ił plicieński, silnie przemieszany z piaskiem

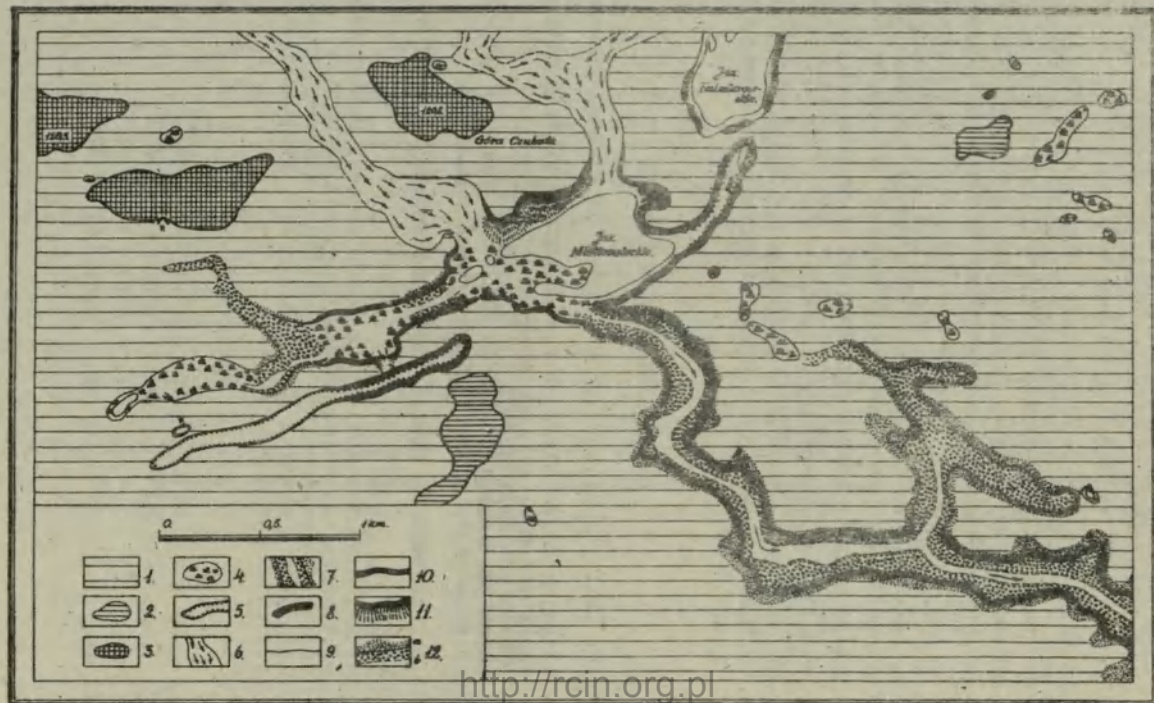
Rys.4. Odkrywką na zachodnim krańcu Dębowej Góry

1. mułek piaszczysty
2. piasek średnioziarnisty, w spągu warstwy zalega piasek gruboziarnisty z toczeńcami ilasto-mulastymi.
3. piasek drobnoziarnisty z nielicznymi ziarnami żwirku. Laminacja w pewnych partiach wyraźna, występują laminy postawione pionowo.

### Pomiary

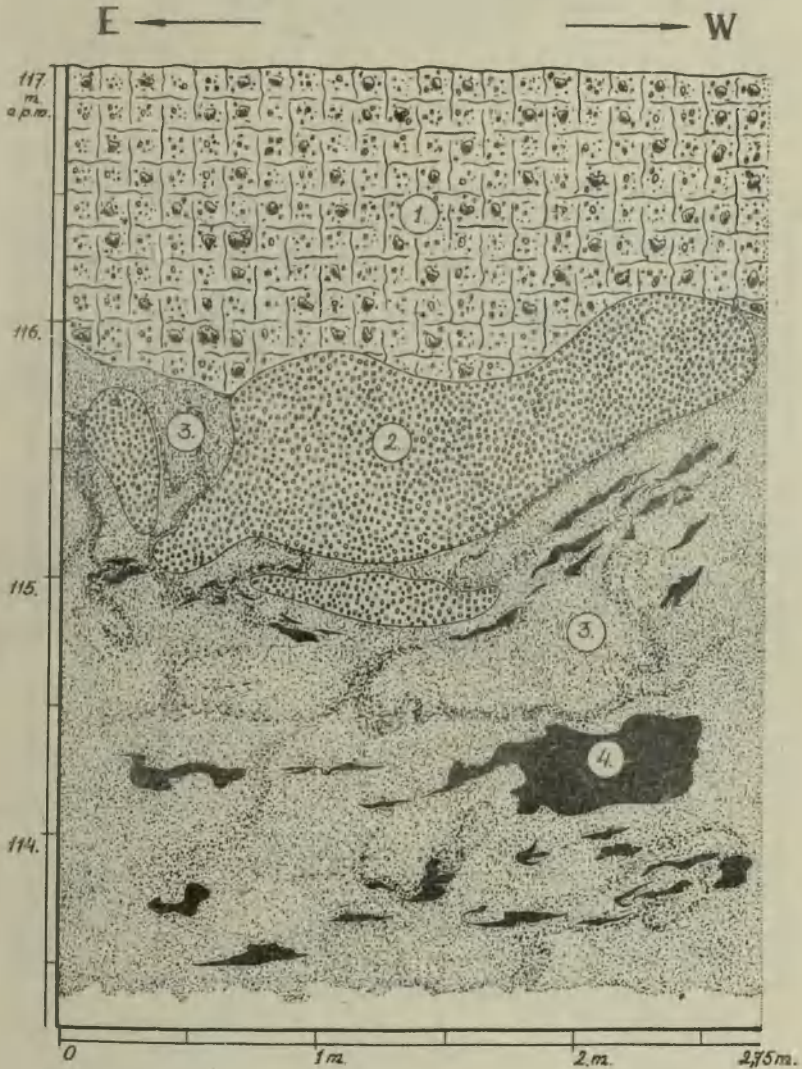
- |         |          |        |      |                          |
|---------|----------|--------|------|--------------------------|
| 1. upad | 50 - 55° | ku NW, | bieg | 50° - 230° <sup>1)</sup> |
| 2. upad | 54 - 57° | ku NW, | bieg | 40° - 220°               |
| 3. upad | 45 - 55° | ku NW, | bieg | 45° - 225°               |
| 4. upad | - 32°    | ku NW, | bieg | 45° - 225°               |

Rys.1. Wycinek z mapy geomorfologicznej - ark. Wyrzysk

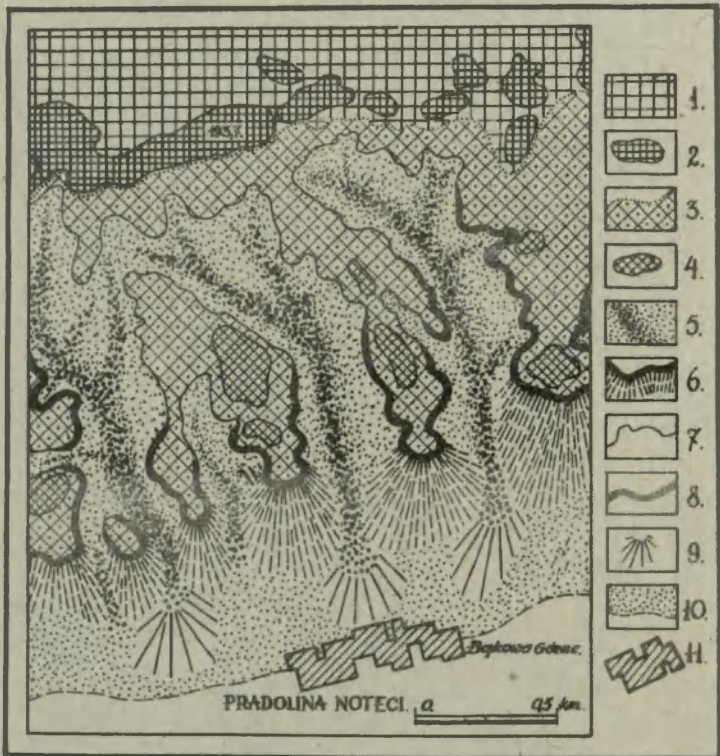




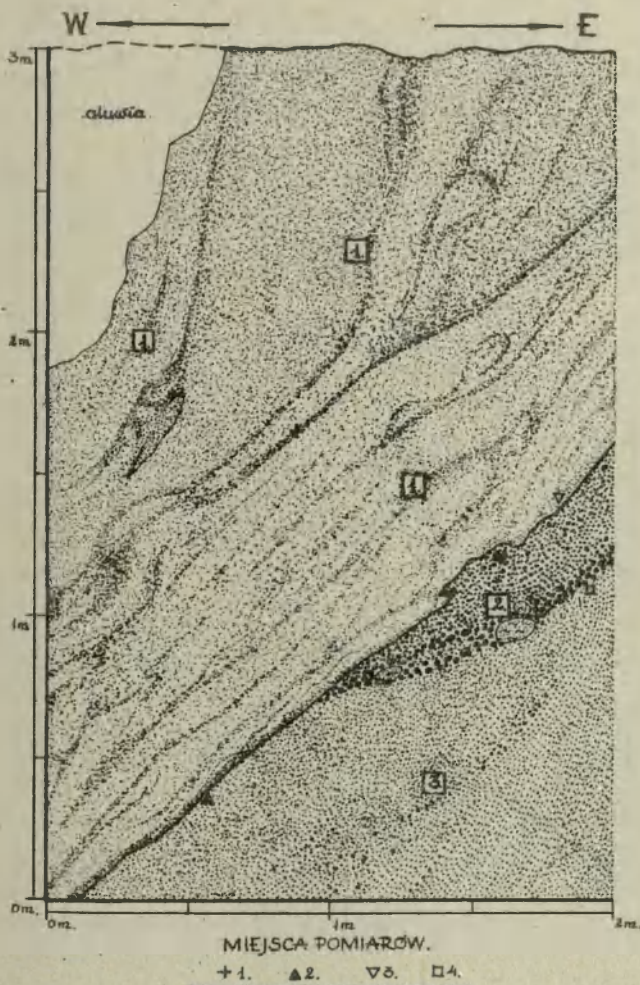
Rys.2. Odkrywka na wzgórzu morenowym  
na arkuszu Wysoka



Rys.3. System parowów na południowych stokach Dębowej Góry

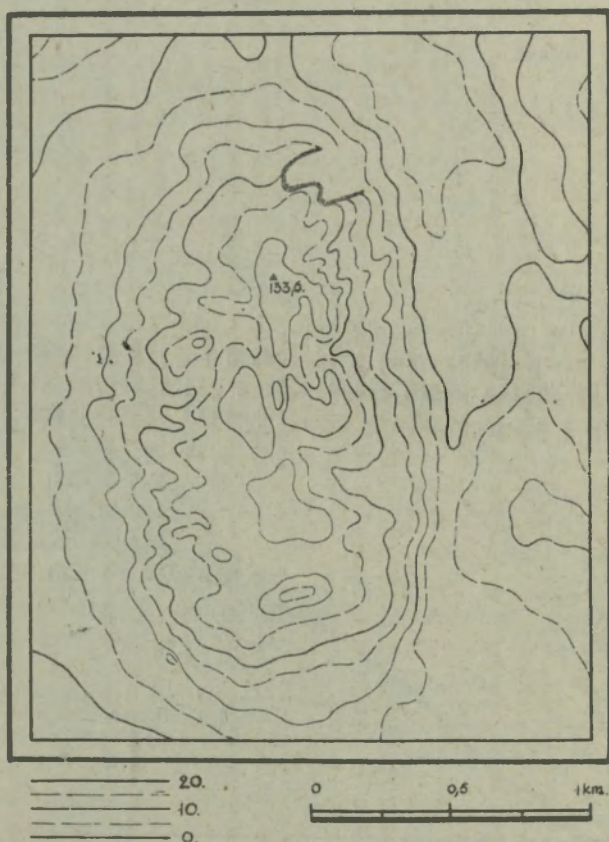


Rys.4. Odkrywka na zachodnim krańcu  
Dębowej Góry





Rys.5. Mapka hipsometryczna  
pagóra Kosztowskiego



Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
na arkuszu "Opatów" mapy 1:100 000

W lecie 1956 r. przeprowadzona została reambulacja zdjęcia geomorfologicznego terenu, położonego między Dębową Wolą - Bałtowem - Ćmielowem - Opatowem i Ostrowcem, a więc w zachodniej części arkusza "Opatów" mapy 1:100 000. W oparciu o materiały uzyskane podczas reambulacji, a także o materiały hydrograficzne i geologiczne zebrane w czasie kartowania hydrograficznego w 1955 r. oraz o literaturę dotyczącą badanego terenu i obszarów sąsiednich, została opracowana mapa geomorfologiczna w skali 1:50 000. Mapę tę, wykonaną według legendy do ogólnopolskiej mapy geomorfologicznej, przedstawiono na konferencji toruńskiej 30 listopada 1956 r.

Zdjęcie geomorfologiczne, przeprowadzone na omawianym terenie przez ośrodek łódzki, jak również reambulacja z 1956 r. prowadzona przez ośrodek warszawski nie dostarczyły materiałów, na podstawie których można byłoby dokładnie i szczegółowo zanalizować genezę i ewolucję rzeźby tego obszaru. Przyczynę tego stanu rzeczy stanowi zbyt mała liczba osób kartujących, skąpe fundusze oraz szybkie tempo pracy, pociągające za sobą małą jej dokładność. Mimo to uzyskane materiały pozwoliły na dobre zorientowanie się w charakterze rzeźby i dały ogólny zarys jej ewolucji i genezy. Poza tym w czasie pracy terenowej i kameralnej nasunęło się szereg problemów, którym należy poświęcić maksimum uwagi podczas późniejszych badań.

Na obszarze badanym można wydzielić dwie części położone na północ i południe od równoleżnikowego odcinka doliny Kamiennej, różniące się od siebie, budową geologiczną i charakterem obecnej rzeźby. Elementy rozdzielającym te tereny, a jednocześnie łączącym je w procesie ich rozwoju jest dolina Kamiennej, do której uchodzą wszystkie doliny rozcinające oba obszary.

Teren położony w granicach arkusza "Opatów" na północ i zachód od doliny Kamiennej, stanowi fragment równiny denudacyjnej obejmującej duże przestrzenie na sąsiednich arkuszach "Solec" i "Iłża", a także na arkuszu "Opatów" na zachód od Kamiennej. Równina ta /w podanych powyżej granicach/ zbudowana jest z utworów piejstocieńskich, przeobrażonych peryglacjalnie i pokrywających starsze podłoże warstw o nierównej miąższości.

Podłoże czwartorzędu stanowią na omawianym obszarze utwory doggeru i malmu/ w pobliżu Bokszyckiej i Chmielowa także liasu - piaskowce serii ostrowieckiej/pokryte niekiedy osadami lądowymi wieku miocenińskiego. Bajos i baton, złożone głównie z ilów, iłozupków, piasków i piaskowców, zalegają w podłożu doliny Kamiennej i ciągną się pasem od Chmielowa w kierunku na Wymysłów. Na powierzchnię wychodzą tylko w Grójcu, a w Ostrowcu nawiercono je w otworach świdrowych. Kelowej reprezentowany jest przez rdzawe piaski i płytowe, wapniste piaskowce, które budują na znacznej przestrzeni północne zbocze doliny Kamiennej. W przeciwieństwie do klastycznej jury środkowej osady oksfordu, rauraku i astartu wykształcone są w postaci wapieni różnych typów: marglistych, płytowych, eolitowych, rafowych itp. Utwory te zalegają na znacznej przestrzeni, niekiedy nawet wychodzą na powierzchnię. Są one ujęte w dwie łagodne antykliny i synkliny o kierunku osi NW - SE. Ten sam kierunek zachowują biegi warstw osadów doggeru, przyczem ich upady /na NE/ wyrażone są wielkościami kilkustopniowymi.

Utwory jurajskie pokryte są bardzo często przez osady lądowe wieku miocenińskiego złożone z kwarcowych, białych piasków przeważnie czystych oraz bardzo tłustych ilów białych, zielonkawych, szarych i czarnych. Osady te podesłane są bardzo miąższą niekiedy, warstwą gliny i rumoszu ostrokrawędzistego, stanowiącego zwietrzelinę utworów jurajskich. Osady mioceniskie wypełniają obniżenia w powierzchni utworów jurajskich. Obniżenia te mogą mieć różną genezę: na terenach wapiennych są to w większości leje krasowe, rza-



dziej doliny erozyjne, na terenach niewapiennych /lias i dogger/ są to wyłącznie doliny. Tak więc na obszarze oksfordu, rauraku i astartu, produkty sedymentacji mioceńskiej występują w postaci płatów, zalegających zarówno na wyżynie jak i w dolinach /np. koło Maksymilianowa, w dolinie Sudolskiej/ przy czym płatów tych jest więcej, niż to zaznaczono na mapie geologicznej 1:100 000 /takie nieznanne płaty istnieją np. na południe od Jeziorka/. Na obszarze liasu i doggeru, utwory mioceńskie występują w zboczach dolin rzecznych, dość wysoko nad obecnymi dnami dolinnymi np. w dolinie Kamiennej w pobliżu Kraskowa, w dolinie Lipówki pod Podolem /w dolinie Kamiennej są one także w Przepaści i w Borowni, lecz już na Wapieniach/.

Badania geologiczne prowadzone w 1953 r. na obszarze Kątów Denkowskich przez M. Franczyk z Instytutu Geologicznego /1/ wykazały, że w powierzchni jury wycięta jest szeroka dolina wypełniona rumoszem i glinami trzeciorzędowymi do głębokości około 30 m. W materiale rumoszowym wycięta jest z kolei druga forma dolinna wypełniona płaskami i ilami mioceńskimi.

Na uwagę zasługuje również fakt, że płaski i łył mioceńskie złożone są wyłącznie z drobnodziarnistego materiału kwarcowego, którego brak jest na terenach wapiennych. Materiał taki występuje natomiast w płaskach liasowych, kełowejkich i innych, zalegających na południe od doliny Kamiennej. Wszystkie te fakty, a więc:

1. występowanie płatów miocenu w lejach krasowych i dolinach na terenie wapiennym;
2. występowanie utworów miocenu na obszarach nie wapiennych, w dolinach wysoko nad ich dnami;
3. wypełnienie kopalnej doliny przez utwory mioceńskie;
4. materiał kwarcowy w płaskach mioceńskich, nie występujący nigdzie na terenach wapiennych, lecz na obszarach sąsiednich, zdają się świadczyć, że w okresie sedymentacji płasków i łyłów mioceńskich istniał tu duży zbiornik śródlądowy obejmujący obszar wapienny i nie

wapienny a także dolinę Kamiennej. Dno tego zbiornika leżało prawdopodobnie wyżej niż dna dolin współczesnych, dla tego też wydaje się, że obejmował on nie tylko istniejące wówczas doliny lecz także dużą część obecnych wyżyn, zalewając swymi wodami także leje i kotły krasowe, które znajdują się na działach wodnych między dolinami. Tylko wtedy można bowiem wytłumaczyć pochodzenie i występowanie na terenach wapiennych kwarcowych piasków mioceńskich, które mogły być przyniesione z terenów okolicznych i osadzone przez wody wolnopłynące /piaski mioceńskie są bowiem warstwowane/. Jednak prędkość i ilość wody musiały ulegać zmianom. Świadczą o tym niekiedy dość grube wkładki ilów występujące wśród piasków. Zanikanie zbiornika odbywało się prawdopodobnie stopniowo poprzez wyodrębnianie się z całości mniejszych jezior. Jeziora te niekiedy stopniowo zarastały, czego dowodzi występowanie w górnej części osadów mioceńskich ilów barwy czarnej, a wśród nich warstewek /ok. 40 cm miąższości/ utworu pylastego z domieszkami części próchnicznych.

Na uwagę zasługuje jeszcze kwestia kontaktu tego zbiornika z mioceńską zatoką morską w dolinie Opatówki, lub z helweckim zbiornikiem śródlądowym w tejże dolinie. Na podstawie dotychczas posiadanych materiałów trudno jest ten problem rozwiązać, gdyż nie mamy bliżej sprecyzowanego wieku osadów śródlądowych z dorzecza Kamiennej. Pewne podobieństwa facjalne wskazywałyby na wiek helwecki i wtedy zarysowywałyby się możliwość istnienia połączenia zbiornika Opatówki ze zbiornikiem Kamiennej tymbardziej, że utwory podobne do czarnych ilów obu tych zbiorników znaleziono na arkuszu Bodzentyn na wysokości około 300 m n.p.m. Oczywiście, w tej chwili są to hipotezy o słabej dokumentacji, wymagające dalszych badań.

Należy jednak stwierdzić, że przed miocenem, a więc w paleogenie, teren na północ od Kamiennej stanowił równinę pociętą przez subsekwentne doliny rzeczne /np. dolina Sudolska/, na której odbywały się intensywne procesy

wietrzenia, a na wapieniach rozwijał się ponadto kras powierzchniowy i podziemny. Po krótkim okresie sedymentacji mioceńskiej teren ten znowu poddany był działaniu procesów niszczących, które ścięły osady trzeciorzędowe na równi z jurajskimi i pozostawiły te pierwsze w postaci oddzielnie rozrzuconych płatków, tak na wysoczyźnie jak i w dolinie. W tym oazie, a więc w pliocenie, istniały tu zapewne szerokie i głębsze od dzisiejszych doliny, oddzielone od siebie grzbietami wododziałowymi o kierunku NW - SE. Grzbiety nie miały chyba charakteru kuest, gdyż zbudowane są z utworów różnowiekowych, a z tektoniką podłoża czwartorzędu są związane tylko poprzez subsekwentny bieg dolin przy czym związek ten wyraża się jedynie w ogólnym kierunku grzbietów /NW - SE/.

W plejstocenie, po ustąpieniu ostatniego na tym terenie zlodowacenia, które pozostawiło tu swe osady szczególnie dobrze zachowane w obniżeniach, /prawdopodobnie śródkowopolskiego/, a wraz z transgresją zlodowacenia bałtyckiego, na omawianym obszarze zapanowała ożywiona denudacja peryglacialna. Zniszczyła ona i zmodyfikowała istniejące tu wówczas formy, w tym także i lodowce, usunęła olbrzymie masy materiału oraz miejscami odsłoniła podłoże czwartorzędu. To ostatnie występuje na działach wodnych, gdzie spod pokrywy czwartorzędu wychodzą grzbiety starszego podłoża. Grzbiety te mają wpływ na obecne ukształtowanie terenu, a szczególnie dobrze uwydatniają się przy analizie materiału geologicznego z wierceń i studni. W niektórych wypadkach najwyższe partie grzbietów zostały zupełnie pozabawione pokrywy czwartorzędowej, przekształcone przez denudację w ostańce denudacyjne zbudowane wyłącznie z utworów podłoża jurajskiego. W innych miejscach, pokrywa czwartorzędowa na równinie denudacyjnej ma dość dużą miąższość /nawet ok. 7m/ przy czym na powierzchni zbudowana jest z płasków różnoziarnistych z kamieniami północnymi i krzemieniami, podsłanych przeważnie czerwoną gliną zwałową. Utwory te są zaburzone peryglacialnie. W strukturach peryglacialnych



obok osadów czwartorzędowych biorą udział także górne partie utworów mioceńskich oraz zwietrzzelina jurajska.

Stratygrafia czwartorzędu na tym terenie nie jest dotychczas dokładnie znana. Pewne światło na to zagadnienie mogłoby rzucić dokładniejsze zbadanie dolin Sudolskiej i potoku Denkowskiego. Pierwsza z nich jest formą wyciętą w wapieniach malmu i wypełniających ją utworach miocenu, zasypiana do wysokości 9 m plejstocześnymi piaskami poziomymi, przykrytymi materiałem soliflukcyjnym. Płaskie, suche jej dno, zbudowane jest z piasków fluwioglacjalnych, prawdopodobnie wieku środkowopolskiego, noszących w stropie ślady struktur peryglacjalnych. Jest ono w środkowym i dolnym odcinku doliny rozcięte przez pokaźne wcięcie /obecnie 3 - 6 m głębokości, miejscami ponad 40 m szerokości/, które jednak nie przecięło piasków fluwioglacjalnych. Na dnie tego wcięcia znaleziono również struktury peryglacjalne, co mogłoby świadczyć o jego przedbałtyckim wieku. Jak wynika z powyższego, dno doliny na wzmiankowanych odcinkach przybrało postać tarasu.

Górny odcinek doliny Sudolskiej, oddzielony od pozostałej części formy polem piasków wydymionych, stanowi bardzo rozległą dolinę o płaskim dnie i bardzo łagodnych, długich zboczach. Na powierzchni zboczy i dna znajdują się płaski drobnoziarniste z glazikami, które prawdopodobnie spłynęły z obszaru wyżynnego. Dno pozbawione jest wcięcia, które zresztą występuje od miejsca połączenia się kilku bocznych dolinek z główną formą. Na ich zboczach ulokowały się wydmy mające niekiedy postać paraboliczną, przeważnie jednak są to formy zniszczone - wały wydymowe lub pola piasków przewianych.

Dolina Sudolska jest więc typową formą suchej, płaskodennej doliny, czynnej niegdyś w innym klimacie, nie prowadzącej dzisiaj wód także ze względu na przepuszczalne utwory dna /piasek i spękany wypień/.

Dolina potoku Denkowskiego jest formą również bardzo rozległą o długich, bardzo łagodnych zboczach i płą-

skim, szerokim dnie. Wyródowana jest ona na kontakcie batonu i keloweju, a więc w słabo przepuszczalnych utworach piaszczysto-ilastych. Ta ostatnia okoliczność sprawia, że dolina prowadzi niewielki ciek stały i ma stale podmokłe dno. Subsekwentny bieg formy jest zakłócony w jej dolnym odcinku przez zakręt w kierunku SW. Być może, ten fragment doliny stanowił w trzeciorzędzie jej odcinek ujściowy do doliny Kamiennej. Ujście to zostało w starszym plejstocenie zagrodzone przez taras Kamiennej /prawdopodobnie V wg klasyfikacji K.Pożaryskiej/, który został następnie rozcięty przez dolinę, obecnie uchodzącą w Denkowie.

Innym problemem występującym bardzo wyraźnie na obszarze wapiennym jest zagadnienie krasu. Praktycznie odozuwalne rezultaty zjawisk krasowych przejawiają się w suchości terenu wapiennego, braku stałych cieków powierzchniowych oraz w dużej głębokości zalegania wód gruntowych /przeciętnie 35 m, maksimum 90 m/. Zjawiska krasowe występują tu zarówno w formie powierzchniowej /lejki/ jak i podziemnej /szczeliny, korytarze/. O lejkach krasowych na tym obszarze pisał już J.Samsonowicz /7/ oraz B.Krukowski /4/. Początek rozwoju zjawisk krasowych miał miejsce już w paleogenie, o czym świadczy istnienie lejków i kotłów wypełnionych miocenem oraz szczeliny i korytarze wypełnione rumoszem i gliną, opisywane przez M.Franczyk. W pliocenie, a także po ustąpieniu zlodowacenia środkowopolskiego miało miejsce odnowienie się procesów krasowych. Lejki, wypełnione miocenem i czwartorzędem zaznaczają się niekiedy w obecnej rzeźbie, chociaż znane są takie wypadki, gdy na miejscu dawnej formy krasowej rozpościera się obecnie zupełnie płaska równina. Współcześnie spotykane lejki krasowe mają postać niegłębokich /2 - 3 m/, lecz szerokich /ok. 30 m/ okrągłych miseczek o dnie płaskim lub wklęsłym. W dnie oraz na łagodnych zboczach formy występują piaski pylaste ze strukturami peryglacjalnymi, mające niekiedy miąższość większą

niż 5 m. Pod piaskami zalegają najczęściej utwory piaszczysto-ilaste miocenu. Stąd też rozwój tych form musiał iść nieco inną drogą niż form krasu opoczyńskiego i starachowickiego, opisywanych przez S.Zb.Różyckiego /6/. Najgęstsze skupisko lejków krasowych znaleziono między wsią Krzemionki i kamieniołomami bodzechowskimi. Formy te, niekiedy bardzo płytkie, występują przeważnie pojedynczo, a tylko w trzech wypadkach zauważono połączenie dwóch lejków w jedną większą formę. W okolicy tej zanotowano 13 lejków krasowych, przy czym jednak dotychczas trudno jest doszukać się wyraźnego związku pomiędzy ich rozprzestrzenieniem w terenie, a biegiem czy upadem utworów raurackich lub astarckich. Poza tym 3 bardzo ładne lejki krasowe stwierdzono na gruntach wsi Sudół /na polu Tobiaszowej/, a przez jeden z nich wykonano profil geologiczny.

Na omawianym obszarze znaleziono również ślady istnienia korytarzy podziemnych. We wsi Sudół, na dnie studni Przydatka, mającej głębokość 35 m, wykutej w spękanych wapieniach rafowych rauraku, stwierdzono istnienie komory, do której uchodzą liczne szczeliny o szerokości około 20 cm. Komora ta znajduje się w odległości kilku metrów od studni. Ma ona kształt nieregularny, wysokość około 2 m, a dno jej zajęte jest przez niezbyt głębokie, owalne jeziorko o średnicy około 3 m. Woda w jeziorku jest kryształowo czysta o temperaturze około 9 stopni i według informacji studniarza nie zanika. Dno komory i jeziorka zasłane jest gruzem skalnym. Na ścianach komory brak jest jakichkolwiek nacieków. Od strony studni prowadzi do niej dość szeroka szczelina /szerokość około 1 m/, przy czym podobne szczeliny idą również w innych kierunkach w głąb skał, rozszerzając się niekiedy do 1 i pół m. Całość ma charakter tworu, który powstał przez rozszerzenie się szczelin skalnych dzięki zapadnięciu się fragmentu stropu niżej znajdującej się wolnej przestrzeni. Tak więc system korytarzy znajdował by się nieco poniżej 35 m, a zapadnięcie się części stropu jednego z nich spowodowało rozsunięcie się poprzednio istniejących wąskich szczelin i powstanie wyżej opisanej komory.



Badania przeprowadzone nad wodami gruntowymi obszaru wapiennego wskazują na istnienie w wapieniach sieci szczelin, przy czym jednak zwierciadło wód krasowych nie układa się na jednym poziomie wysokościowym lecz istnieje tu wiele szczelin wodonośnych o różnych wysokościach zwierciadła wody n.p.m. Często spotyka się również wody występujące pod ciśnieniem /w jednym przypadku woda w wierceniu studziennym podniosła się nawet o 45 m/.

Teren położony na południe od doliny Kamiennej, w trójkącie Ostrowiec - Opatów - Ćmielów, różni się zasadniczo od poprzednio omawianego obszaru mimo, że główne drogi rozwoju tych terenów są jednakowe. Przyczyna różnicy w ich obecnym charakterze geomorfologicznym tkwi w odmienności litologicznego składu podłoża i pokrywie lessowej, występującej w sposób zwarty na południu, a nie istniejącej zupełnie na terenie północnym /w omawianych granicach/.

Podłoże czwartorzędu obszaru południowego stanowią drobnoziarniste piaskowce kwarcowe naprzemianległe z ilami i iłolupkami. Utwory te, należące doliasu, wykazują niewielkie pochylenie w kierunku NE. Jedynie w okolicach Podola, Lipowej i Rosoch występują osady triasu, cechsztynu /zlepieńce/ i dewonu /piaskowce/ przy czym te ostatnie tworzą niewielką antyklinę ściętą uskokiem. Dyslokacje tektoniczne objęły również osady jurajskie, lecz w wyniku procesów denudacyjnych trwających w paleogenie, a potem w pliocenie, wpływ ich na obecną rzeźbę terenu wcale się nie zaznacza. Wydaje się, że większe doliny tego obszaru, np. dolina Kamionki i Obręcznej, musiały powstać już w paleogenie. W niektórych miejscach na ich zboczach, wysoko nad obecnym dnem zalegają lądowe osady mioceny. O istnieniu tych dolin przed zlodowaceniem, które zostawiło tu czerwona glinę zwałową /prawdopodobnie zlodowacenie środkowopolskie/ świadczy fakt zalegania w dolinach pod lessem i gliną poziomo warstwowanych utworów piaszczysto-mułkowych typu rzeczno-

Stratygrafia utworów czwartorzędowych na omawianym obszarze nie jest jeszcze dostatecznie znana. Przeważnie na litym podłożu zalegają luźne jego odłamki niekiedy zmieszane z północnymi głazami. Są one przykryte serią płasków i żwirów fluwioglacjalnych, podścielających glinę zwałową. Miąższość tych utworów plejstoceńskich jest niewielka /około 5 m/. Powierzchnia gliny zwałowej jest bardzo często równa, ścięta, lecz w niektórych odkrywkach, położonych na zboczach dolin, kontakt gliny z wyżej zalegającym lesssem jest niewyraźny nawet przy dużej miąższości lessu. Spąg serii lessowej jest nierówny, less bierze udział w strukturach peryglacjalnych występujących w glinie, zresztą bardzo zmienionej pod wpływem procesów soliflukcyjnych /np. odkrywki w Bodzechowie i Frankopolu/. Można więc przypuszczać, że równina denudacyjna, istniejąca tu przed sedymentacją lessową, była podobna do równiny rozpościerającej się dziś na północ od Kamiennej. Obecnie istniejąca na terenie południowym sieć dolinna istniała w znacznym stopniu przed sedymentacją lessu. Sedymentacja lessu spowodowała zmniejszenie ówczesnej deniwelacji, pewne wypełnienie lesssem dolin i nadbudowała równinę denudacyjną pokrywą lessową o miąższości niekiedy około 15 m. Trwające później, a więc w postglacjale procesy denudacji stokowej na zboczach lessowych oraz działalność potoków okresowych powodują zaakumulowanie den dolin /prowadzących wody tylko periodycznie /warstwowanymi utworami mułkowymi, wśród których często spotykane są szczątki roślinne oraz można wyróżnić 2-3 poziomy gleby kopalnej. Miąższość tych utworów wynosi kilka metrów. Obecnie doliny tego typu są formami suchymi. Górne ich odcinki, gdzie przeważały procesy denudacji stokowej mają charakter form nieckowatych, natomiast odcinki dolne, w wyniku większego udziału w akumulacji płynących wód okresowych, przybrały postać dolin płaskodennych. Szereg takich dolin /rozciętych później przez wąwozy / uchodzi do doliny Kamiennej od strony południowej między Ostrowcem i Ćmielowem / np. dolina Miłkowska, Goździeliń-

ska itp./. Płaskie ich dna, zawieszane dość wysoko nad obecnym dnem doliny Kamiennej, łączą się z poziomem soliflukcyjnym lub deluwialnym, występującym na południowym jej zboczu. Poziom ten, zaznaczający się wyraźnym spłaszczeniem na stoku, zalegający na wysokości 10 - 11 m nad tarasem łakowym Kamiennej, zbudowany jest całkowicie z lessu. Bliższych danych, dotyczących charakteru tego lessu brak i to uniemożliwia dokładniejsze określenie omawianego poziomu. Na podstawie faktu łączenia się z tym poziomem płaskich, suchych den dolinnych można przypuszczać, że formy te są genetycznie podobne. Poziom ma wyraźny stok opadający ku tarasowi łakowemu doliny Kamiennej, należy więc sądzić, że stok ten został w znacznej mierze wymodelowany przez wody rzeki w okresach jej dużych wylewów.

Doliny Kamionki i Obręcznej, o których była już wyżej mowa różnią się od suchych, płaskodennych form wielkiem /sądzę, że są to formy paleogeńskie/, oraz przewagą czynnika erozyjnego nad denudacyjnym w procesie ich powstawania. Są to więc formy głęboko wcięte, szerokie, mające płaskie, często podmokłe dno, które przechodzi w taras II /dno/ doliny Kamiennej. Płaskie dno tych dolin zbudowane jest z utworów mulistych, lessowatych przykrywających płaski i żwir.

W okresie holoceńskim suche doliny uchodzące w poziom soliflukcyjny lub deluwialny nad Kamienną, zostały rozcięte przez wąwozy lessowe. Wąwozy te, mające niekiedy długość około 5 km oraz głębokość około 8 m, rozcinają pokrywę lessową, utwory starszego plejstocenu i często nadcinają również piaskowce liasowe. Są to formy przeważnie płaskodenne o stromych zboczach. Ich górne odcinki oraz krótkie, boczne odgałęzienia mają charakter wąwozów wciosowych, a więc form, gdzie przeważającym czynnikiem rzeźbotwórczym jest erozja wód okresowych. Tam też występują bardzo liczne kotły "krasu lessowego", dające również początek formom wąwozowym.



Środkowe odcinki wąwozów charakteryzują się płaskim, akumulacyjnym dnem oraz stromymi zboczami, przy czym wysokość pionowych ścianek tych zboczy zmniejsza się w kierunku ujścia wąwozu przy jednoczesnym powiększaniu się wysokości osypisk zalegających poniżej pionowych ścianek, co powoduje łagodzenie spadku zbocza.

W dolnym odcinku formy, pionowe ścianki już nie występują, a wąwóz przybiera charakter parowu. Cechuje go płaskie, akumulacyjne dno oraz wyraźne, dość strome jednak /około 20 - 30°/ zbocza zbudowane z lessu, niekiedy nawet uprawiane.

Bardzo często wąwóz nadcina poziom wodonośny, wtedy dno formy jest podmokłe i płynie nim ciek stały.

Różny charakter odcinków wąwozu jest przeważnie wynikiem procesu rozwoju formy, jednak duży wpływ wywiera również gospodarka człowieka. Dlatego też na terenie lessowym występują krótkie, nieckowate, dość głęboko wcięte dolinki będące rezultatem zaorywania wąwozów i wzięcia ich pod uprawę oraz ożywionych dzięki temu procesów erozji gleb.

Dolina Kamiennej jest formą paleogeńską, na odcinku między Ostrowcem i Ćmielowem subsekwentną, wyżłobioną w ilach i piaskach bajosu i batonu. Między Ćmielowem i Bałtowem przybiera ona kierunek południowy tworząc przełom przez piaskowce kelowejskie i wapienie malmu. W miocenie osadziły się w dolinie utwory lądowe, których strzępy spotykamy dość wysoko nad dnem doliny w Piaskach Brzustowskich, Przepaści i w okolicach Borowni.

Rozwój doliny Kamiennej w okresie czwartorzędowym nie został dokładnie wyjaśniony. W oparciu o pracę K. Pożaryskiej /5/ wyróżniono w dolinie Kamiennej 4 tarasy, przy czym dwa najwyższe byłyby formami kopalnymi, przykrytymi jedną lub dwiema glinami zwałowymi, które jednak w wielu wypadkach mogły ulec zniszczeniu. Wydaje się, że odpowiednik tarasu V, K. Pożaryskiej występuje w dolinie Kamiennej w okolicach Denkowa i Wólki Bodzechowskiej. Szereg studni wykopanych w tych wsiach wykazuje istnienie mułków przy-

krytych piaskami drobno i średnio ziarnistymi bez kamieni. Utwory te pokryte są przez glinę zwałową lub różnoziarniste piaski z kamieniami. Poziom ten nie zaznacza się w morfologii doliny; wysokość utworów przykrywających piaski i mułki wynosi około 20 m ponad jej dnem. Taras V oraz taras IV, występują również według K.Pożaryskiej /5/ w okolicach Maksymilianowa. Być może, że szczątki tarasu IV znajdują się także pod Ćmielowem, gdyż można tam stwierdzić poziom zalegający na wysokości około 12 m nad dnem doliny. We wszystkich tych przypadkach brak jest jednak niewątpliwych dowodów geologicznych, co powoduje, że wyróżnione tarasy mogą być traktowane tylko jako przypuszczalne.

Taras III, który K.Pożaryska wiąże ze zlodowaceniem bałtyckim i utożsamia z poziomem fluwioglacjalnym J.Samsonowicza /7/, zbudowany jest z piasków i żwirów przewarstwionych mułkami. Utwory takie stwierdzono w okolicy Kraskowa, Bodzechowa i w Ćmielowie. Wzniesienie tego tarasu nad dnem doliny wynosi tam od 4 - 6 m. Opierając się na tożsamości poziomu fluwioglacjalnego i tarasu III można byłoby wyróżnić jeszcze taras III w okolicach Podgródzia. Wydaje się jednak, że stawianie znaku równości między poziomem fluwioglacjalnym J.Samsonowicza i tarasem III, K.Pożaryskiej jest niezupełnie słuszne. W Wąchocku poziom fluwioglacjalny mający wysokość 16 m nad dnem doliny, zawiera w górnej części struktury peryglacjalne /wg H.Klatkowej /3// natomiast tarasy w Kraskowie itd. są znacznie niższe i nie wykazują nawet śladów tych struktur.

Taras II, stanowiący dno doliny Kamiennej, zbudowany jest z utworów warstwowych, mulisto-piaszczystych, zalegających na piaskach i żwirach. Seria ta ma w Ostrowcu miąższość około 30 m. Dlatego też wydaje się, że tylko jej część mulisto-piaszczysta może być związana wiekowo z holocenem, natomiast piaski i żwiry leżące na bajosie należałoby kwalifikować jako plejstoceny.

Taras I K. Pożaryskiej na badanym odcinku doliny nie występuje; Kamienna wcina się w dno doliny do głębokości 3 i pół metra.

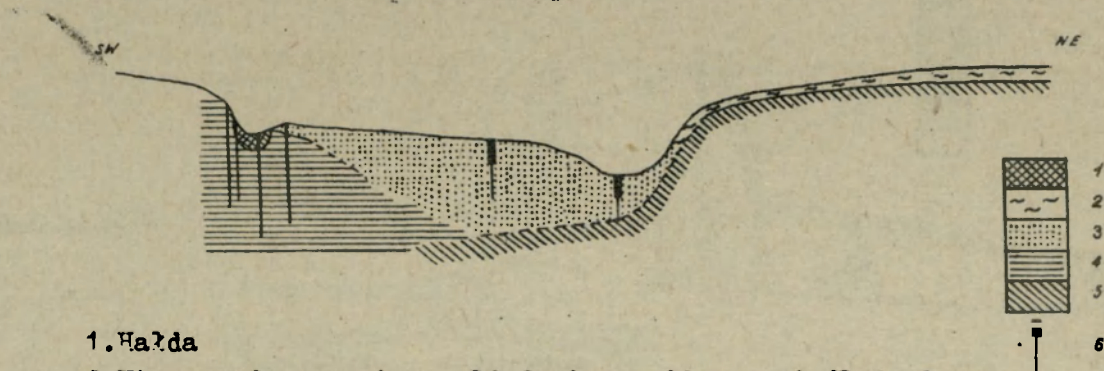
Jak widać, zagadnienie ewolucji omawianego obszaru na arkuszu "Opatów" jest jeszcze dość dalekie od rozwiązania. Istnieje szereg luk, które mogą być wypełnione po przeprowadzeniu dokładnych, systematycznych badań terenowych, po wykonaniu wielu wkopów, odsłonień itd. Zwłaszcza cenną byłaby tutaj współpraca z geologami, którzy mają wiele jeszcze nie opracowanych materiałów z tego terenu,

#### L i t e r a t u r a

1. F r a n c z y k M. - "Zdjęcie geologiczne okolic Koszar i Kątów Denkowskich koło Ostrowca Św.". Maszynopis w posiadaniu Inst. Geol. w Warszawie
2. J a h n A. - "Wyżyna Lubelska, rzeźba i czwartorzęd" 1956. Warszawa.
3. K l a t k o w a H. - "Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem" Biuletyn Peryglacjalny, 2, 1955. Łódź.
4. K r u k o w s k i B. - "Krzemionki Opatowskie". 1939, Warszawa.
5. P o ż a r y s k a K. - "Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej" 1948, Warszawa.
6. R ó ż y c k i S. Z. - "Przyczynki do znajomości krasu Polski". Przegląd Geograficzny t. XX, 1946 i t. XXII, 1948/49. Warszawa.
7. S a m s o n o w i c z J. - "Objaśnienia arkusza Opatów". 1934. Warszawa.

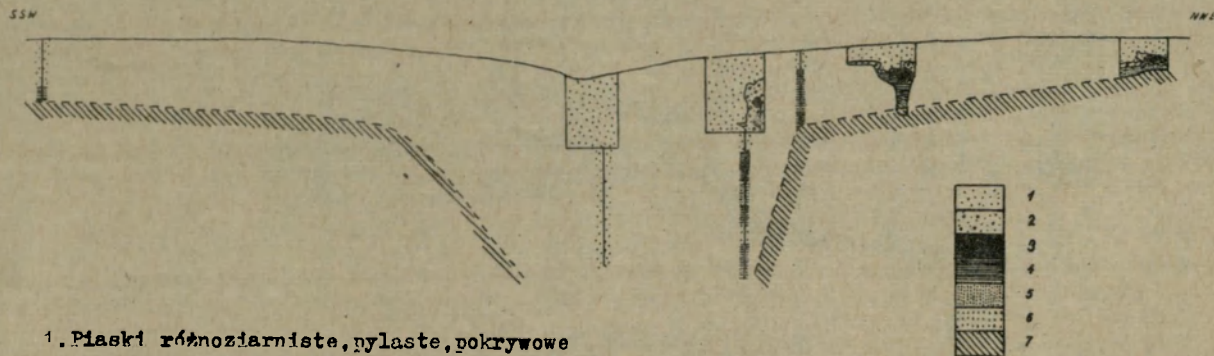


Rys.1. Profil poprzeczny przez dolinę Sudolską  
podziałka pionowa 1:600  
podziałka pozioma 1:3000

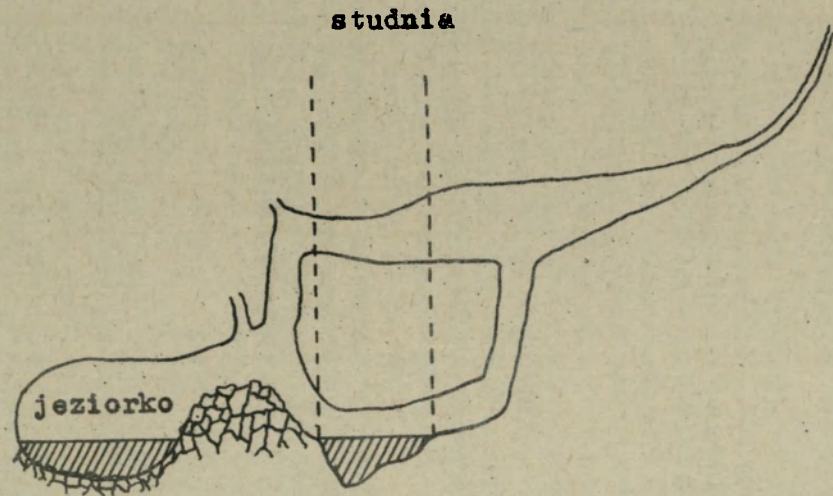


1. Hałda
2. Utwory piaszczysto - gliniaste z widocznymi śladami przemieszczenia peryglacjalnego
3. Piaski fluwioglacjalne ze strukturami peryglacjalnymi w stropie
4. Piaski i iły miocenne
5. Wapienie raurackie
6. Szurfy i wiercenia

Rys. 4. Profil przez lejek krasowy w Sudole  
podziałka 1:150



1. Piaski różnoziarniste, pylaste, pokrywowe
2. Piaski różnoziarniste, pylaste, zorażtyńizowane
3. Gлина zwałowa, oiemno - brązowa
4. Il tłusty, żółto - brązowy, mioceński
5. Piaski średnioziarniste, oiemne - żółte
6. Piaski różowe mioceńskie
7. Wapienie raurackie



Rys.3. Szkic komory i szczelin w studni  
w Sudole

skala 1:100

<http://rcin.org.pl>



Wybrane zagadnienia z badań geomorfologicznych  
na arkuszu "Sandomierz" mapy 1:100 000

W ramach prac nad mapą geomorfologiczną Polski w sezonach letnich 1955 i 1956 została skartowana znaczna część arkusza Sandomierz 1:100 000 /do linii Wisły/, obejmująca następujące arkusze mapy 1:25 000: Włostów, Klimontów, Osiek, Świątniki, Koprzywnica, Łonów, Sandomierz i część Trzeźni. Dorzecze Opatówki było już w latach poprzednich skartowane przez Katedrę Geografii Fizycznej Uniwersytetu Warszawskiego. Prace w sezonie letnim 1956 r. objęły jedynie reambulację tego terenu.

Opracowywany obszar rozciąga się między doliną Opatówki na północy, a współczesnym korytem Wisły na południu i wschodzie. Jego znaczna część leży w dorzeczu trzech strumieni: Opatówki, Gorzyczanki i Koprzywianki. Wysokości bezwzględne wahają się w granicach od 140 m n.p.m. - w rejonie doliny Wisły /koło Dwikoż/, do 307 m n.p.m. - na północ od Jurkowiec, w zachodniej części arkusza. Różnica poziomów wynosi więc 167 m.

Pod względem rzeźby skartowany teren można podzielić na dwie części: nizinną, która obejmuje szeroką, płaską dolinę Wisły i wysoczyznową, oddzieloną od części nizinnej stromą, kilkudziesięciometrową krawędzią, wyższą na północy, a obniżającą się w górę doliny Wisły.

Część wysoczyznowa podnosi się ku zachodowi. Wyższe partie tworzą grzbiety o przebiegu zgodnym z ogólnym kierunkiem świętokrzyskim - z WNW na ESE.

Próba wyjaśnienia ewolucji rzeźby

W badaniach geomorfologicznych na Wyżynie Sandomierskiej, zwrócono szczególną uwagę na poznanie ewolucji rzeźby w plejstocenie, która pokrywa się w znacznym stopniu z rzeźbą starszą przedczwartorzędową.

Istnieje tu wyraźna permanencja kierunków. Współczesna sieć dolinna jest zgodna z pasami osadów trzeciorzędowych, osadzonych między starymi trzonami paleozoicznymi.

Najstarszym utworem plejstocenijskim spotykanym na tym terenie jest silnie przemyta glina morenowa, barwy ochrowej, która występuje jedynie we fragmentach. Ślady jej spotyka się w głębokich wierzeniach. W otworze wiertniczym na rynku w Sandomierzu, zalega ona pod warstwą mułków i drugą nadległą mało zniszczoną gliną brunatną na wysokości bezwzględnej 154 m n.p.m., a 36 m pod powierzchnią rynku. Gлина brunatna występuje, na omawianym terenie powszechnie, pod warstwą lessu; schodzi w dolinach do wysokości minimalnych 170 m n.p.m. Taką jej wysokość notujemy w Złotej, u krawędzi doliny Wisły, ponadto w odkrywkach nad Opatówką, Koprzywianką i Gorzyczanką.

W omawianym przypadku można więc mówić o wskaźniku porównawczym opartym na minimalnych wysokościach spągu, danej warstwy. Tą minimalną wysokością dla górnej gliny jest 170 m n.p.m. /w zboczach doliny Wisły/, dla dolnej zaś 154 m n.p.m. W drugim przypadku podana wysokość nie stanowi prawdopodobnie bezwzględnego minimum dla dolnej gliny. Są dane aby przypuszczać, że glina tą schodziła pierwotnie niżej, lecz została później wyprzątnięta przez erozję.

Rozcięcie współczesne dolin nie daje pełnego obrazu stratygrafii plejstocenu. Odsłania ono jedynie następujące warstwy:

1. less
2. brunatna glina morenowa + utwory zastoiłskowe
3. mułki, piaski lub drobne żwirry z fragmentami materiału północnego.

Utworu najstarszego, wspomnianej wyżej, rozmytej gliny barwy ochrowej, rozcięcia dolinne nie odsłaniają. Istnienie jej potwierdza jednak duża zawartość fragmentów skał północnych, występujących w kilkunastometrowej warstwie nadległych piasków i żwirów interglacialnych /war-

stwa 3/. Przykładem mogą tu być następujące odsłonięcia: duże odsłonięcie żwirowe w Gnieszowicach /na W od Koprzywnicy/, odkrywki w rejonie Klimontowa w dolinie Koprzywnicki, w Chobrzeżanach na prawym brzegu Gorzyczanki i w dolinie Opatówki.

W obrębie dolin na płaskach interglacialnych zalega glina morenowa brunatna, która w północno wschodniej i środkowej części arkusza /dolina Wisły, Opatówki i dorzecze Gorzyczanki/ jest podścielona przez utwory zastoiskowe, iły warwowe brunatno-czekoladowe, często z nią zazębiane. W nomenklaturze Samsonowicza<sup>x/</sup> jest to zastoisko górne.

Dwa poziomy gliny morenowej, różnej tak pod względem stopnia zniszczenia jak i barwy, rozdzielonej ponadto dużym kompleksem osadów rzecznych naswiają przypuszczenie o dwukrotności zlodowacenia tego obszaru.

Dolną glinę, naogół bardzo silnie rozmytą, należy przypuszczalnie łączyć ze zlodowaceniem krakowskim, górną zaś brunatną, słabo przemytą i występującą tu powszechnie, ze zlodowaceniem środkowo-polskim.

Zupełnie odmiennie przedstawiają się stosunki stratygraficzne na wysoczyźnie. Na podłożu skalnym zalegają tu żwiry /prawdopodobnie ślad po glinie morenowej/, a na nich kilkumetrowej grubości kompleks iłów, popielatych i niebieskich, przedzielonych często ciemną, ilastą warstwą. Dopiero powyżej zalega less, przeważnie dwupoziomowy. Poziom wyższy jest jasny, niższy - ciemniejszy, żółto-brunatny. Ze względu na różny typ osadu, na wierzchowinie i w dolinach, trudno między nimi przeprowadzić korelacje. Brak niebieskich i popielatych osadów ilastych w dolinach nasuwa przypuszczenie, że albo osady te zostały kompletnie z dolin wyprątnięte, lub też, co wydaje się bardziej prawdopodobne, osadziły się jedynie na wierzchowinie w okresie regresji lodowca, kiedy doliny wypełniał martwy lód. Brak jakichkol-

---

x/ Samsonowicz J. - Zastoiska lodowcowe nad górną i środkową Wisłą. Sprawozdanie PIG. Warszawa 1920 - 22 r.



wiek osadów młodszych, od omawianego ilastego utworu /z wyjątkiem lessu/, wskazywał by na to, że jest to utwór osadzony po ostatnim, na tym terenie, zlodowaceniu. Hipotezę tę potwierdza fakt istnienia spływów soliflukcyjnych tego utworu wchodzących na osady dolinne zlodowacenia środkowopolskiego.

Omawiane osady ilaste zalegają na wierzchowinie do wysokości bezwzględnej 270 m npm.

Najmłodszym osadem, przykrywającym całą prawie powierzchnię /z wyjątkiem południowo-zachodnich części arkusza/ jest less. Jak wspomnieliśmy już wyżej jest on przeważnie dwupoziomowy. Ogólna miąższość osadu lessowego waha się w dość szerokich granicach od 0 do 20 metrów, rosnąc z zachodu na wschód.

Południowo-zachodnią część arkusza pokrywają osady piaszczyste pochodzenia wodno-lodowcowego. Płaszcz lessowy nachodzi na nie jedynie niewielkimi fragmentami w wąskiej strefie granicznej.

Zebrałe obserwacje wskazują na pewną zależność rozmieszczenia lessu od frakcji podłoża. O ile ta frakcja była drobna /iły, zwiaterzelina glin morenowych, itd./ less na takim podłożu osadził się łatwo. O ile natomiast frakcja podłoża różniła się znacznie od frakcji lessowej, less nie osadzał się prawdopodobnie na skutek zbyt małego tarcia stawianego przez podłoże i był łatwo przewiewany dalej.

### Doliny

Cały omawiany obszar leży w lewym dorzeczu Wisły. Strumieniami tworzącymi największe i najszersze doliny są Koprzywianka i Opatówka, z tym, że ta ostatnia wchodzi na omawiany teren jedynie kilkunasto kilometrowym odcinkiem ujściowym.

Dolina Koprzywianki jest szeroką, płaskodenną doliną o stromych stokach i nie zaznaczającej się asymetrii zboczy. Szerokość dna /terasa nadzalewowa/ waha się w granicach 700 - 1000 metrów. Podobny charakter doliny ma prawoboczny dopływ Koprzywianki - Kacanka.

Terasa nadzalewowa jest na całej swej długości terasą rozciętą przez kilkumetrowe /3-5 m/ współczesne wcięcie koryta. Budują ją utwory różne, tak pod względem składu jak i rodzaju materiału. W dolnym odcinku doliny Koprzywianki, koło Gnieszowic i Trzykos, w przekopie przez terasę nadzalewową odsłaniają się warstwowane piaszki; wyżej w rejonie Nawodzie i Szymanowic powierzchnię terasy nadzalewowej pokrywają naniesione przez wodę, warstwowane lessy. W rejonie Klimontowa występują na tym poziomie warstwy torfowe. Podobnie głębokie torfy budują terasę nadzalewową Kacanki.

W zboczach obu dolin /Koprzywianki i Kacanki/ odsłaniają się piaszki i żwiry terasowe przykryte brunatną gliną morenową /warstwa 2 i 3 omówiona już w poprzednim rozdziale/. Wysokość stropu tych utworów nad dnem doliny waha się od 10 do 15 metrów, malejąc w górę doliny. W podobnej wysokości zachowały się fragmenty teras erozyjnych w dolinie Kacanki w rejonie wsi Kolonia Wiązownica. Przerwały również ślady starych przepływów zachowane w poziomie 17 - 20 metrów nad obecnym dnem Koprzywianki, urywające się stromą krawędzią współczesnego zbocza doliny. Przykładem może tu być obniżenie dolinne ciągnące się na północ od dworu w Suliszowie przez Sulisławicę, aż do Bazowa.

W poziomie teras wysokich występują również załamania w profilu poprzecznym małych, suchych dolin nieckowatych uchodzących do Koprzywianki. Tego rodzaju progi i załamania notuje się np. w dolinkach Gieraszwic, małej dolince na południe od Klimontowa, w płaskodennej dolince w Górkach itd. Progi te są dość silnie zatarte i często rozcięte przez późniejszą erozję.

Opisane wyżej formy można przypuszczalnie łączyć z okresem zlodowacenia środkowo-polskiego. Silne, kilkunastometrowe rozcięcie dolin w okresie po tym zlodowaceniu odmłodziło dużą część starych form, część jednak pozostała niezmieniona, odseparowana jedynie od czynnej

działalności, względne porozcinana dyskordantnie przez nowe, młode formy erozyjne. Przykładem takim jest wyżej opisana forma dolinna Sulisławic i Bazowa rozcięta poprzecznymi dolinkami dopiero w następnej fazie erozyjnej.

Dolina Koprzywianki sięga swoją historią znacznie odleglejszych czasów niż zlodowacenie Środkowo-polskie. Utwory tortonu i sarmatu odsłaniające się w zboczach doliny świadczą o obniżeniu istniejącym już w tym okresie. Prawdopodobnie w pliocenie utwory te zostały rozcięte i powstała forma doliny zgodna ze współczesną, tylko o znaczeniu szerszym profilu poprzecznym. W tak utworzoną formę w plejstocenie zostały włożone osady glacialne i interglacialne, które obserwujemy w dzisiejszych zboczach dolinnych.

W dolinie Opatówki występują, podobnie jak w dolinie Koprzywianki, fragmenty teras piaszczystych i żwirowych /16 m ponad poziom dna dolinnego/ przykrytych utworami zastoiskowymi i moreną górną. Dno doliny Opatówki, szerokie aż po Ocinek, wąskie od Ocinka do Dwikoz wypełnia terasa nadzalewowa rozcięta. Na terasę nadzalewową Wisły Opatówka uchodzi podobnie jak Koprzywianka szerokim wachlarzem stożka napływowego.

Następną grupą dolin są doliny węższe i krótsze od dwóch omówionych poprzednio. Długość ich waha się w granicach 8 - 20 km, a szerokość dna nie przekracza 250 metrów. Do tej grupy zaliczamy dolinę Gorzyczanki z wszystkimi jej większymi dopływami /strumienie Wielogóry, Faliśzowic i Postronnej/, dolinę Polanowa, Rzeczycy, Żurawicy, górne dopływy Koprzywianki, oraz na obszarach piaszczystych w południowo-zachodniej części arkusza doliny Pliskowoli i Suchowoli. Wspólną cechą jaka występuje we wszystkich wyżej wymienionych dolinach jest silnie zaznaczone zjawisko asymetrii zboczy. Zbocza ciepłe są strome, zimne łagodniejsze. Specjalnie wyraźnie występuje to w dolinach o przebiegu południkowym/asymetria wschód-zachód/. Zjawisko asymetrii zboczy dolinnych występuje również w do-



linkach mniejszych. Pomiary przeprowadzone w całym szeregu dolin wykazały, że występowanie tegoż zjawiska zależy od długości samej doliny. Minimalną granicą jest długość formy dolinnej około 1 km. Doliny krótsze są przeważnie symetryczne.

Pod względem charakteru osadów odsłaniających się w zboczach, doliny te różnią się nie wiele od omawianych dwóch poprzednich grup. Podobnie jak one posiadają terasę nadzalewową, rozciętą przez współczesne wcięcie koryta. Wysokość tej terasy waha się w granicach od 2 - 3,5 m.

W zboczach doliny Gorzyczanki odsłaniają się piaski rzeczne przykryte warstwą żwirów fluwioglacjalnych i moreną brunatną /Chobrzany, Janowice/. Wysokość stropu piasków rzecznych waha się w granicach 10 - 20 metrów nad dno doliny /osiągając maksymalną wysokość 24 m na wschód od Gorzyczan w lewym zboczu doliny/. W górnym biegu Gorzyczanki oraz w jej wszystkich dopływach występują łąki zastoiskowe podścielające morenę brunatną. Miąższość ich waha się w granicach 1 - 3 metrów. Podobny zespół warstw obserwuje się w zboczach dolin Rzeczy i Żurawicy.

Ciekawym jest zagadnienie genezy łąk zastoiskowych. Występują one w dolinie Opatówki, w dolinie Rzeczy, w zboczach doliny Wisły pod Sandomierzem i w Złotej, w dolinie Żurawicy i w całym dorzeczu Gorzyczanki. Dalej na południe już się ich nie spotyka. Miąższość ich maleje od północy ku południowi.

Genezę powstania łąk można łączyć z najściem na ten teren zlodowacenia środkowo-polskiego. Lodowiec posuwając się ku południowi obniżeniem doliny Wisły, zatamował odpływ rzek, tworząc płytkie szerokie zastoisko, które weszło swoimi ramionami w doliny przykrawędne. Zbiornik ten pogłębiał się ku północy. Wniosek ten wynika z faktu, że łąki zastoiskowe, występujące w zboczach dolin Opatówki, Rzeczy i doliny Wisły pod Sandomierzem, mają strukturę nie zaburzoną mrozowo, gdy tymczasem w dolinie Gorzyczanki jak również w Złotej w dolinie Wisły strop łąk zastoiskowych jest silnie pocięty

klinami mrozowymi i popękany. Płytki zbiornik zamarzał do dna tworząc w stropie lódw zaburzenia typu mrozowego. Spływanie się zbiornika ku południowi potwierdza również fakt malejącej miąższości osadu.

Zupełnie inny charakter mają doliny w południowo-zachodniej części arkusza /dolina Pliskowoli i Suchowoli/. Przysypane prawdopodobnie w czasie zlodowacenia środkowo-polskiego dużą miąższością piaszków fluwioglaokalnych, w następnych cyklach erozyjnych odmłodziły się w nieznacznym stopniu zachowując łagodne formy o połączonych zboczach. Zjawisko asymetrii zboczy występuje tu słabiej niż w dolinach omawianych poprzednio.

Ostatnią grupą dolin są doliny małe przeważnie suche. Podzielić je można zasadniczo na trzy grupy: doliny płaskodenne, nieckowate i wąwozy. Podział ten dotyczy jedynie obszarów lessowych, gdyż na obszarach piaszczystych typ wąwozów nie jest spotykany.

Cechą wspólną dla wszystkich wyżej wymienionych form na obszarach lessowych jest ich założenie na liniach form starszych, przedlessowych. Jedynie pewien procent wąwozów jest wycięty w lessie jako forma pierwotna, nie wykorzystująca starych zagrzebanych linii dolinnych.

Zbocza dolin płaskodennych są pokryte cienką warstwą utworów soliflukcyjnych, lessowych /do 1,5 m miąższości/, głębiej odsłania się już podłoże, w którym dolina została wycięta. Podobnie płytka warstwa lessów namytych wyściela dno tych dolin.

Inaczej przedstawia się profil przez dolinkę nieckowatą gdzie znacznie większy udział ma less "in situ". Wąwozy są formami późniejszymi. Rozcinają one dolinki nieckowate /rys.1/.

Dolinki płaskodenne i nieckowate są przeważnie zawieszane nad obecnym dnem doliny głównej /terasą nadzalewową/. Wysokości zawieszenia są różne. Wyższe - w poziomie teras wysokich zostały już omówione powyżej, tu więc zajmujemy się drugą grupą, występującą częściej. Należą do niej za-

wieszienia w wysokości 5 - 7 metrów. Poniżej progu, dolinki te kończą się przeważnie stożkiem schodzącym na terasę nadzalewową.

Zjawisko zawieszenia wykazują również formy wąwozowe. Często jest to wynikiem dotarcia erozją wgłębną do dna starej formy dolinnej.

#### Pokrywa lessowa, wydmy

Najmłodszym utworem pokrywającym prawie cały opracowywany obszar jest less. Jak już wspomniano poprzednio, miąższość jego jest różna, przyjmując jednak najogólniej, maleje ze wschodu na zachód. Płaszcz lessowy sięga do linii przechodzącej przez Łoniów, Bukową, Gieraszwice i Jurkowiec zazębiając się z piaskami wydmy. Dalej na południowy-zachód less już nie występuje, a rozległe obszary piaszczyste pokryte są płatami piasków przewianych z wałami wydmy.

Less na obszarach Wyżyny Sandomierskiej składa się z wyraźnych dwóch poziomów: poziom jasny, górny i ciemny, silnie zgliniony, dolny. Less górny dzieli się często na trzy podpoziomy, które nie wszędzie jednak dadzą się zauważyć.

Syntetyczny profil lessowy przedstawia się następująco:

less jasny	{	gleba współczesna /miąższość od 0 - 0,3 m/
		less płytki, podpowierzchniowy /miąższość od 0,5 - 1,5 m/
		szara gleba kopalna bez śladów soliflukcji /m. od 0,8 - 1 m/
		less II /czasem dwudzielny/ kilku lub kilkunasto-metrowej miąższości
		utwór soliflukcyjny
		gleba kopalna
		utwór soliflukcyjny
less brunatny	{	less I
		utwór soliflukcyjny
		podłoże



Bardziej kompletnym odsłonięciem, na którym podział ten się opiera jest dziewiętnastometrowy wkop studzienny na wschód od Żurawnik rozcinający 9-cio metrową warstwę lessu górnego /less II/ podścielonego glebą kopalną i utworem soliflukcyjnym. Niżej zalega less ciemno brunatny /3,5 m miąższości/ leżący również na utworze soliflukcyjnym. /rys.2/ Kilkadziesiąt metrów niżej w ścianie wywozu odsłania się w stropie lessu II, metrowej miąższości warstwa szarej gleby kopalnej, przykrytej 1,5 m warstwą lessu płytkiego, podglebowego, gleby współczesnej.

Podobnie szeroki profil lessowy jest widoczny w nowym odsłonięciu we wsi Żurawicy. Na piaszczysto żwirowym podłożu zalega warstwa lessu I silnie zaburzona w stropie. Wskład utworu soliflukcyjnego wchodzi również gleba kopalna. Powyżej zalega less II - dwudzielny: popielaty i jasno żółty. Warstwa dolna, popielata ma ślady spływów soliflukcyjnych. Profil ten jest zgodny z opisanymi przez W. Pożaryskiego z Międzygórza i Żurawicy<sup>x/</sup>.

Innym ciekawym odsłonięciem jest ściana lessowa w wąwozie w Sośniczanach. Poniżej dużej miąższości warstwy lessu II występuje wyraźna strefa zaburzeń mrozowych leżąca na gliniastej warstwie lessu I.

Dwa poziomy lessowe widoczne są także w ścianie wąwozu na zachód od Ułanowic. Odsłania się tu less II podeślany utworem soliflukcyjnym - poniżej zalega less I, ciemno brunatny.

Ciekawy profil przedstawia również wąwóz w Swojkowie. Pod glebą współczesną zalega warstwa lessu płytkiego, niżej szara gleba kopalna bez śladów spływów soliflukcyjnych. Największą miąższość wykazuje niżej występująca warstwa lessu II podścielonego glebą kopalną i utworem soliflukcyjnym.

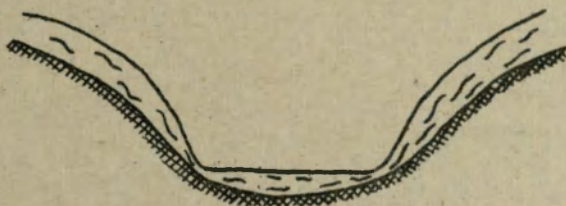
---

x/ W. Pożaryski - Stratygrafia plejstocenu' w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowo-polskich Przegląd Geograficzny t. XXVIII. z.2. 1956 r.

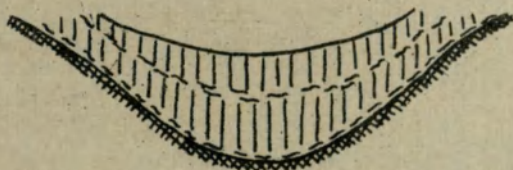
Przedstawione wyżej dwa poziomy lessowe wiążą się z okresem zlodowacenia bałtyckiego. Jedynie najwyższy, szary poziom gleby kopalnej, można łączyć już w postglacialnym ociepleniu /brak śladów soliflukcji/. Poniżej nastąpił okres wilgotny, o wzmożonej erozji, który spowodował rozcięcie głębokimi wąwozami powierzchni lessowych i zasypanych niecek dolinnych.

Na obszarach piaszczystych południowo-zachodniej części arkusza utworami najmłodszymi są piaski przewiane i wały wydmore. Budowa wydmy wskazuje na kierunek nawiania z SW. W pasie granicznym utwory te zazębiają się z lessem. Wiercenia w lasku Chobrzeńskim /na zachód od Sośniczan/ i w Jeziorach wykazały, że pod oienką warstwą lessu zalegały piaski wydmore leżące na niższym poziomie lessu II. Zazębianie się tych dwóch utworów jest niesłychanie ważne dla określenia dolnej granicy fazy wydymotwórczej. Problem ten jest w trakcie dokładniejszego opracowywania.

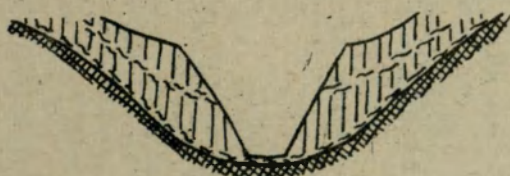
Rys.1. Rodzaje małych dolinek



Dolinka płaskodenna



Dolinka nieckowata



Wąwóz



less



less zaburzony soliflukcyjnie



podłoże podlessowe



Rys.2. Przekrój studni w Żurawnikach

