

ZOFIA MICHALSKA

## Zagadnienie genezy krawędzi opinogórskiej

**STRESZCZENIE:** Na północny wschód od Ciechanowa, koło Opinogóry, S. Lencewicz stwierdził istnienie okazałej krawędzi, której genezę wiązał z tektoniką podłoża trzeciorzędowego. Autorka po przeprowadzeniu szczegółowych badań dochodzi do wniosku, że krawędź ta stanowi zachodnie, podparte przez lód zbcze rozległego, gliniastego „stożka“ napływowego, zbudowanego z ilastych glin zwałowych, który utworzył się na wschód od masy lodu wypełniającego kotlinę górnej Łydyny w czasie stadium ciechanowskiego zlodowacenia środkowo-polskiego.

### WSTĘP

Jednym z charakterystycznych i zwracających na siebie uwagę rysów morfologicznych północnego Mazowsza, jest wyraźna, kilkudziesięciokilometrowa krawędź, leżąca na północny wschód od Ciechanowa pomiędzy Gruduskiem na północy a Opinogórą na południu. Forma ta, osiągająca długość prawie 30 kilometrów ustawiona jest niemal prostopadle do równoleżnikowo przebiegających wałów moren czołowych. Frapującym momentem jest brak jej odpowiednika po zachodniej stronie Kotliny Ciechanowskiej oraz to, że leży ona powyżej poziomu, na którym rozwinęły się właściwe formy erozyjne.

S. Lencewicz (1927) zajmując się opracowaniem oscylacji mławskiej (str. 67) po raz pierwszy opisał tę krawędź, nazywając ją „krawędzią opinogórską“. Ta ciekawa i oryginalna forma terenu stała się również przedmiotem moich zainteresowań w czasie badań geologicznych prowadzonych na obszarze pn.-wschodniego Mazowsza w latach 1949-55.

Krawędź opinogórska została scharakteryzowana przez S. Lencewicza jako krawędź pochodzenia tektonicznego (1926, 1927). Ponieważ jednak nie dysponował on wówczas danymi dotyczącymi stratygrafii głębiej położonych warstw plejstocenu na tym terenie, wnioski jego opierały się jedynie na analizie geomorfologicznej i przeglądowych, powierzchniowych obserwacjach geologicznych. Uzyskane wnioski zostały nawiązane do ukształtowania podłoża trzeciorzędowego, którego główne rysy dawało kilka wierceń (m. in. Rycice, Mława) opublikowanych przez B. Rychłow-

skiego (1917) i zinterpretowanych przez J. Lewińskiego i J. Samsonowicza (1918), a nieco później przez A. Zierhoffera (1925).

S. Lencewicz (1927) rozważając jej genezę, w pierwszym rzędzie odrzucił możliwość utworzenia się krawędzi opinogórskiej na drodze procesów erozyjnych, gdyż jego zdaniem (str. 74)

„1° nie znaleźliśmy jej odpowiednika zachodniego, 2° moreny ciechanowskie nie mogłyby się ostać na drodze tak potężnej erozji, która zdołała wyrzeźbić 33-35 m wysoki stok, 3° nad krawędzią teren jest równy, erozyjny, a poniżej ma wyraźne cechy świeżej akumulacji lodowcowej, 4° krawędź osiąga 193 m wysokości, dorównując najwyższemu morenom mławskim, a przewyższając moreny ciechanowskie. Toteż zaznaczać ona musi jakiś rys orograficznie starszy, niż okoliczne moreny“.

Nieco dalej (str. 101) S. Lencewicz pisze w odnośniku:

„...przypuszczam nawet, że trzeciorzęd leży bardzo płytko u podstawy tej krawędzi“,

gdyż krawędź opinogórska wypada na przedłużeniu linii tektonicznej biegnącej z Ornety do Nidzicy wyznaczonej przez E. Krausa (1924).

W latach późniejszych już nikt nie poruszał w publikacjach zagadnienia genezy krawędzi opinogórskiej.

Ostrożnie postawione przez S. Lencewicza wnioski stały się punktem wyjściowym niniejszego opracowania, które zostało wykonane pod kierunkiem prof. dr. S. Z. Różyckiego, w oparciu o szczegółowe badania geologiczne finansowane przez Instytut Geologiczny.

Pragnę w tym miejscu serdecznie podziękować prof. dr. S. Z. Różyckiemu za pomoc przy wykonywaniu niniejszej pracy, a szczególnie za poddanie mi wyjściowej koncepcji, dotyczącej mechanizmu powstania krawędzi opinogórskiej.

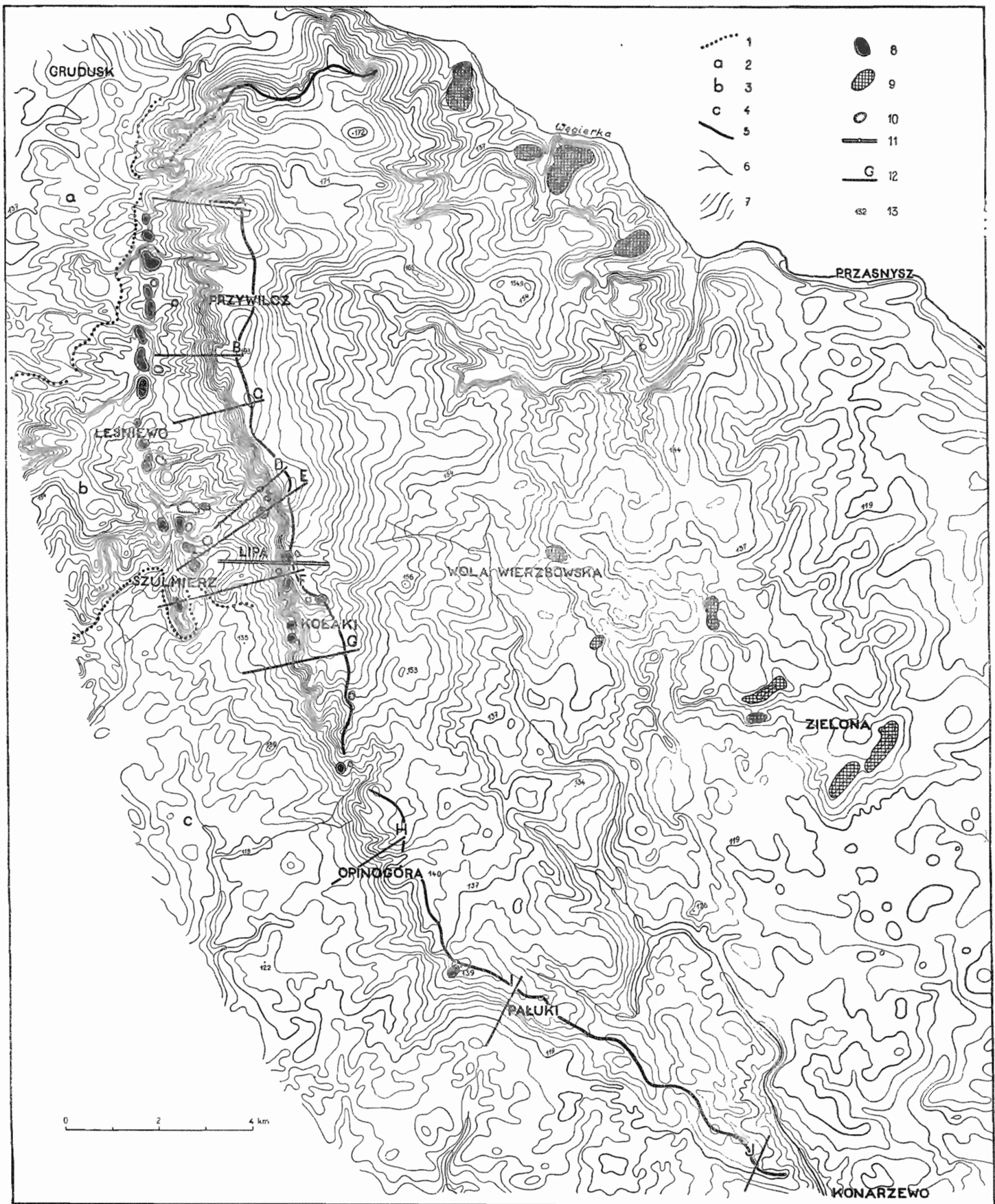
Jednocześnie dziękuję mgr D. Domośławskiej-Baranieckiej i mgr. E. Rutkowskiemu z Zakładu Zdjęć Instytutu Geologicznego, którzy umożliwili mi wykonanie dwóch wierceń do głębokości 75 i 23 m. Mgr Teresie Kamińskiej dziękuję za pomoc w nadzorowaniu wierceń oraz w geologicznych pracach dokumentacyjnych.

Dziękuję również mgr A. Falkiewiczowej za wykonanie badań uziarnienia glin opinogórskich oraz udostępnienie mi wyników badań typowych glin zwałowych i ilów plejstocenijskich, które posłużyły mi jako materiał porównawczy.

#### CHARAKTERYSTYKA MORFOLOGICZNA KRAWĘDZI OPINOGÓRSKIEJ I JEJ OTOCZENIA

Pod określeniem „krawędź opinogórska“, kryje się znacznie większa jednostka morfologiczna niż sugeruje słowo „krawędź“, gdyż wiąże się

Szkic krawędzi opinogórskiej i jej otoczenia  
 Esquisse de l'escarpement d'Opinogóra et de son entourage



1 granice jednostek geomorfologicznych przedpola; 2 strefa abrazji jeziornej; 3 wyżyna polodowcowa; 4 strefa denudacyjna; 5 główny dział wodny w strefie krawędziowej; 6 sieć rzeczna; 7 poziomice co 2,13 m, grube — co 17 m; 8 kulminacje piaszczysto-żwirowe na przedpola i w strefie krawędziowej; 9 wzgórza akumulacji czołowo lodowcowej na zapleczu krawędzi; 10 zagłębienia bezodpływowe lub ich wyraźne ślady; 11 linia przekroju geologicznego (do fig. 3); 12 linie profilów topograficznych (do fig. 1); 13 ważniejsze punkty wysokościowe

1 limites des unités géomorphologiques de la région occidentale; 2 zone de l'abrasion des lacs; 3 plateau glaciaire; 4 zone de la dénudation; 5 ligne principale de partage des eaux; 6 réseau hydrographique; 7 izohypses à l'équidistance de 2,13 m., les plus épaisses — à l'équidistance de 17 m.; 8 culminations de sables et de graviers dans la région occidentale et dans la zone de l'escarpement; 9 collines de l'accumulation du front des glaciers de la région orientale; 10 bassins sans écoulement d'eau ou leur traces distinctes; 11 ligne de la coupe géologique (fig. 3); 12 lignes des coupes topographiques (fig. 1); 13 cotes topographiques plus importants du terrain

z nią w jedną morfologiczną całość rozległy obszar przylegającej wyżyny. Sama krawędź jest niewątpliwie najbardziej rzucającym się w oczy elementem, bądź co bądź dość niezwykłym dla tego terenu, pozbawionego wyraźnych większych form erozyjnych położonych na wyniosłościach. Wobec tego jasne się stało już na początku badań, że prace powinny objąć znacznie większy obszar, gdyż badanie samej krawędzi nie da odpowiedzi na zagadnienie sposobu i warunków jej powstania. Badania powinny objąć rozległe wyżynne zaplecze krawędzi sięgające na wschodzie prawie do dolin Węgierki i Orzyca oraz pewną strefę u jej podnóża.

Na mapie (tabl. I) przedstawiony jest cały obszar związany genetycznie z krawędzią. Można tu wyróżnić trzy zasadnicze elementy morfologiczne: przedpole krawędzi u jej podnóża, właściwy stok oraz wyżynne zaplecze krawędzi.

Właściwa krawędź opinogórska posiada charakter dość łagodnego lecz bardzo wysokiego stoku przebiegającego w kierunku z NNW na SSE, o kącie nachylenia dochodzącym do  $12^\circ$ . Górny poziom krawędzi nie jest równy, ale wyraźnie wykazuje stopniowe obniżanie się na południe. Najwyższe wzniesienie znajduje się w północnej jej części w rejonie miejscowości Przywilcz-Stryjowo, osiągając wysokość 193 m nad poziom morza. Ku północy i południowi obniża się ona łagodnie schodząc do 170 m w odległości 5 km na północ od kulminacji i do 130 m n.p.m. 25 km na południe od niej. Wysokość samego stoku (licząc od płaskiego przedpola do płaskiego zaplecza w strefie szerokości około 1-1,5 km) wynosi 40 m koło Stryjowa na północy i stopniowo obniża się do 30 m koło Koziczyna, do 25 m na wysokości Kołaków, i do 20 m koło Opinogóry Dolnej oraz 17 m koło Pałuk — na południu. Od Pałuk krawędź odchyła się bardziej ku południowemu wschodowi i stopniowo zanika w pobliżu Konarzewa. Obserwujemy więc konsekwentne obniżanie się wysokości stoku ku SSE aż do całkowitego jego zaniku i zrównania się z poziomem wysoczyzny morenowej. Zjawisko „rozpływania się“ krawędzi opinogórskiej widoczne jest wyłącznie na południu, a samo przejście stopnia krawędziowego w równinę jest prawie niedostrzegalne. Na podstawie mapy można go przeprowadzić dalej niż da się to spostrzec w terenie, gdzie zabudowa i roślinność maskują subtelności rzeźby.

Na północy krawędź jest lepiej wyrażona i w okolicach Gruduska przechodzi stopniowo w zbocze doliny erozyjnej rzeczki Węgierki, skręcając dość gwałtownie na wschód, a następnie na południowy wschód.

Bardzo ciekawie przedstawia się rzeźba właściwego stoku. Nie ma na nim, jak już wspomniano poprzednio, śladów większej świeżej działalności erozyjnej. Nieliczne nadcinające ten stok dolinki są prawie zupełnie zamarłe i nie widać tu objawów współczesnej erozji wstecznej ani wgłębnej. Można natomiast zaobserwować tu szereg form, których występo-

wanie w strefie stokowej jest zaskakujące. Spotyka się tu na przykład szereg dobrze wykształconych wzgórz oraz liczne zagłębienia bezodpływowe, leżące zarówno tuż powyżej górnej krawędzi stoku, jak i na nim samym (tabl. I). Oba te typy form grupują się głównie w rejonie Kozi-czyna i Kołaków i nie ulega wątpliwości, że powstanie swoje zawdzię-czają one morfogenezie glacialnej.

Dla scharakteryzowania kształtu stoku krawędzi opinogórskiej ze-stawiono 10 profilów poprzecznych wykonanych na podstawie pomiarów w terenie, nawiązanych do istniejących materiałów kartograficznych. Jak widać na figurze 1, stok ten charakteryzuje się następującymi cechami. Górna jego część posiada profil nieco wypukły, podczas gdy dolna jest wyraźnie wklęsła z nielicznymi lokalnymi nabrzmieniami spowodowa-nymi gromadzeniem się dużych ilości spełzającego materiału gliniastego (zob. str. 408), który w tej sytuacji nie jest dalej transportowany, a gromadzi się u podnóża stoku tworząc rodzaj perypedimentu. Ten dość typowy profil jest lokalnie zaburzony przez istniejące w strefie stokowej kulminacje lub zagłębienia bezodpływowe — glacialniczne (fig. 1, profile D, E, F).

Przedpole stoku krawędzi stanowi strefa kilkukilometrowej szerokości obejmująca obszar znacznie niżej położony niż poziom wyżynnego zaplecza. Na północy nisko położone przedpole leży na wysokości 145 m n.p.m., na linii centralnej części krawędzi dochodzi do wysokości 161 m, na południe od Szulmierza dość gwałtownie obniża się schodząc do wysokości 135 m, a następnie w okolicy Pałuk poniżej 120 m n.p.m. Strefa przedpola jest jednak zróżnicowana nie tylko pod względem swo-jego położenia nad poziomem morza, ale również i z tego względu, że kształtowały ją różne czynniki. Budowa geologiczna całego przedpola jest w ogólnym zarysie taka sama (zob. str. 398); odmiennie tylko prze-biegała ewolucja morfologiczna tego terenu w części centralnej, północnej i południowej.

Centralna część przedpola, najstarsza i najwyższej położona, stanowi fragment pierwotnej wyżyny polodowcowej z dość urozmaiconą rzeźbą. Koło Szulmierza i Leśniewa można tu zaobserwować szereg wzgórz o bu-dowie żwirowej, pomiędzy którymi występują dość świeże zagłębienia bezodpływowe stopniowo wciągane do sieci odpływu.

Obszar wyżyny polodowcowej w części północnej przedpola został prawie całkowicie zniszczony (a w wyniku tego obniżony) przez działal-ność abrazyjną zbiornika wodnego. Ocalał jedynie wąski pas wyżyny u samego podnóża krawędzi opinogórskiej, na którym przetrwały jeszcze drobne formy akumulacji żwirowej. Abrazja zbiornika wodnego, którego tylko wschodni kraniec dochodził na omawiany teren, wytworzyła tu

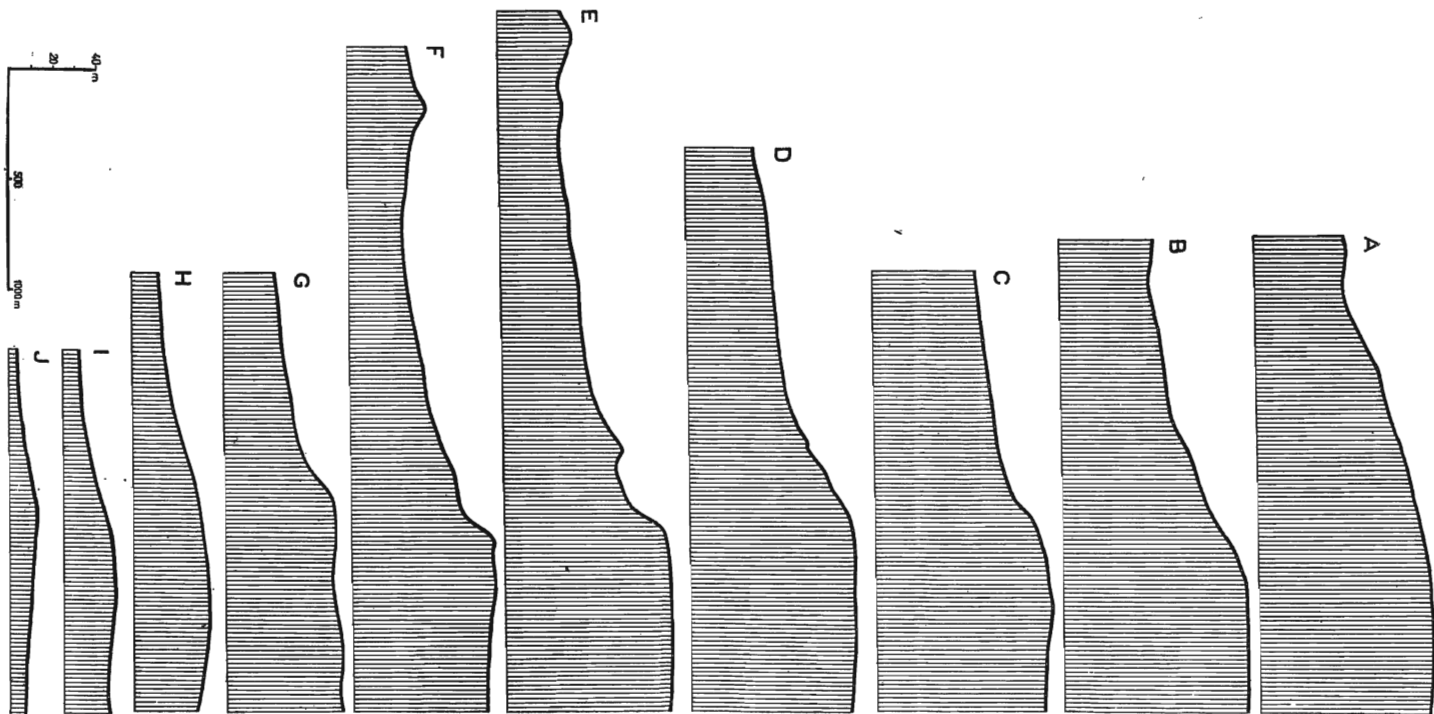


Fig. 1

Profile topograficzne krawędzi opinogórskiej  
(podstawa profilów wynosi 110 m n.p.m.)

Coupes topographiques de l'escarpement d'Opinogóra  
(la base des coupes atteint 110 m. au-dessus du niveau de la mer)

dziś już słabo zachowane krawędzie abrazyjne, których budowa jest analogiczna do centralnej części przedpola.

Południowa część przedpola odwadniana przez dolinę Sony (wpadającej do Wkry) nosi na sobie piętno intensywnej denudacji i łączy się bezpośrednio z obszarem Kotliny Ciechanowskiej. Doliny południowej części przedpola są niezwykle płytkie i zabagnione, brak tu jest śladów erozji wgłębnej. Jedynie w górnych biegach dopływów Sony, nacinających centralną, wyżynną część przedpola, można zaobserwować ślady intensywniejszej erozji wgłębnej, połączonej z wciąganiem w odpływ drobnych zagłębień pierwotnie bezodpływowych.

Obszar wyniesiony znajdujący się na zapleczu stoku posiada charakter typowej wyżyny polodowcowej, w przeciwieństwie do jego niskiego przedpola, pozbawionego prawie zupełnie form akumulacyjnych. Jest to rozległa równina, na pozór zupełnie płaska, łagodnie pochyłona w kierunku wschodnim, przecięta przez nieliczne, niezwykle płaskie obniżenia, rozchodzące się radialnie w kierunku wschodnim i pd.-wschodnim, z wyraźną przewagą kierunku wschodnio-południowo-wschodniego. Wyznaczenie wschodniej granicy zaplecza jest dość skomplikowane, gdyż charakter morfologiczny powierzchni i jego budowa nie ulegają zasadniczym zmianom i łączą się one z obszarem leżącym na prawym brzegu dolin Węgierki i Orzyca. Pomędzy tymi rzekami a krawędzią opinogórską, koło Zielonej i Gostkowa, zaobserwowano szereg niewielkich pasemek czołowo-morenowych, które po przeprowadzeniu szczegółowej analizy paleomorfologicznej, zostały zaliczone do form starszych, datujących inny etap historii tego terenu. Tak więc z punktu widzenia morfogenezy, strefa moren czołowych okolic Zielonej, stanowi wschodnią granicę zaplecza krawędzi opinogórskiej.

## BUDOWA GEOLOGICZNA

### *Badania powierzchniowe*

Utwory geologiczne, występujące w głównych wyróżnionych wyżej strefach terenu, wykazują duże zróżnicowanie, zwłaszcza przy zestawieniu profilów stratygraficznych na wyżynie i w strefie przedpola.

Przedpole stoku, jak już wspomniano wyżej, posiada jako całość taką samą budowę geologiczną, z tym że w części północnej i południowej usunięte zostały wyżej leżące utwory. W centralnej, najmniej zniszczonej części przedpola zanotowano następujący profil. Na glinie zwałowej, ukażującej się sporadycznie na powierzchni w poziomie ok. 130-140 m n.p.m., występuje kilkunastometrowa seria piasków bardzo drobnych i pylastych, wyraźnie warstwowanych i zawierających w górnej swej części drobne

wkładki ilów warwowych. Piaski te pokryte są cienką warstwą gliny zwałowej (miąższości do kilku metrów). Na skutek erozji i denudacji zachowała się ona na przedpolu jedynie w małych strzępach, podczas gdy dalej, na zachód od Leśniewa, tworzy ona znaczne płyty (o takiej samej miąższości), pokrywając obszar kilku kilometrów kwadratowych i znacząc swoim zasięgiem powierzchnię ocalałej wyżyny polodowcowej.

Spomiędzy piasków drobnoziarnistych sterczą niewielkie wzgórza, uszeregowane w jeden ciąg, biegnący z północy na południe, równoległe do krawędzi opinogórskiej (koło 1-1,5 km na W od niej). Na południu, w okolicy Szulmierza, daje się zauważyć pewne zaburzenie w rozmieszczeniu tych wzgórz, gdyż zajmują one szerszą strefę, odbiegając od układu liniowego. Zbudowane są one wszystkie z utworów wodnolodowcowych, głównie piasków drobnoziarnistych ze żwirem i niewielkimi otoczkami. Wśród żwirów można ponadto spotkać dość liczne toczące ilów warwowych. Niezależnie od nich pojawiają się w odsłonięciach niewielkie wkładki mułków i piasków drobnoziarnistych. Wzajemne przewarstwianie się wymienionych wyżej utworów świadczy o niezwykle zmiennym przepływie wód, które dość gwałtownie przechodziły od akumulacji materiału bardzo grubego do bardzo drobnego i przeciwnie. Stosunkowo duża ilość sztucznych odsłonień związanych z eksploatacją piasków i żwirów (prawie w każdym wzgórzu) pozwala na dostateczne poznanie ich budowy i określenie cech genetycznych.

Zarówno budowa jak i wzajemne rozmieszczenie tych kulminacji, uszeregowanych jedna za drugą w dość wąskiej strefie o przebiegu z N na S wskazuje, że są to formy o charakterze kemów lub poszczególnych członów ozu.

Przekroje znajdujące na zachód od Stryjewa Małego dostarczyły dowodów na to, że wzgórza żwirowe w tej strefie są starsze od piasków drobnoziarnistych, które je zatapiają.

W związku z procesem zatapiania ozu, które miało największe nasilenie na północy (źródło materiału drobnopiaszczystego leżało na północy), wzgórza żwirowe północnej części ozu (do Leśniewa na S) posiadają bardzo małą wysokość względną. Dalej na południu już znacznie wyraźniej sterczą one ponad powierzchnię piasków drobnoziarnistych. Związane to jest tu już nie tylko z procesem zatapiania, ale również z późniejszym niszczeniem erozyjnym i denudacyjnym południowej strefy przedpola, doprowadzającym do wypreparowania form żwirowych z otaczających je piasków drobnoziarnistych.

Jak już wspomniano, w okolicy Szulmierza zanika prawidłowość w przebiegu osi ozu i wzgórza żwirowe rozmieszczone są nieregularnie. Istnieją pewne dane ażeby przyjąć, że wiek ich jest inny, choć geneza pozostaje taka sama. W odsłonięciach w okolicy Szulmierza żwirów tych



wzgórz leżą w otoczeniu strzępów najmłodszej gliny zwałowej, pokrywającej centralną część przedpola, co pozwala przyjąć, że są one genetycznie i wiekowo z nią związane i znaczą ślady akumulacji fluwioglacjalnej typu kemów. Tak więc mamy na obszarze przedpola dwie generacje glin zwałowych i związanych z nimi osadów fluwioglacjalnych, przedzielone serią piasków drobnoziarnistych i pylastych z wkładkami ilów warwowych (seria interstadialna).

Budowa geologiczna właściwego stoku jest trudna do zbadania. Wszystkie szurfy i sondy do 4,5 m głębokości wykazywały w profilu glinę zwałową, a tylko nieco bliżej podstawy stoku pojawiały się wśród niej sporadycznie drobne przewarstwienia piaszczyste nasuwające przypuszczenie, że mamy tu do czynienia z utworami sphyłowymi. Sam stok, całkowicie pozbawiony odsłoneń, przeważnie zajęty pod uprawę lub miejscami gęsto zarośnięty przez krzaki, nie dostarczył żadnych dodatkowych danych. Oporając się więc na istniejących materiałach, można się spodziewać, że w budowie stoku bierze udział wyłącznie glina zwałowa, a tylko powyżej jego górnej krawędzi pojawiają się płyty piasków kilkumetrowej miąższości. Jedynym urozmaiceniem strefy stokowej są wspomniane wzgórza (str. 399). Zbudowane są one z analogicznych utworów jak kulminacje występujące na przedpolu koło Szulmierza. Są to więc również formy pochodzenia fluwioglacjalnego jak gdyby „przylepione“ do stoku krawędzi opinogórskiej (np. koło Kołaków Kwasów) lub leżące bezpośrednio w sąsiedztwie górnej jego krawędzi.

Obszar wyżynny znajdujący się na zapleczu stoku również zbudowany jest z gliny zwałowej. Liczne wykonane tu sondy do głębokości 4,5 m nie przebijały nigdzie pokładu gliny zwałowej, a jedynie stwierdzały pojawianie się dość cienkich przewarstwień piaszczystych w stropowych warstwach gliny zwałowej.

Na figurze 2 podano w ujęciu schematycznym wzajemny stosunek piasków i glin. Piaski te, przeważnie drobno- i średnioziarniste, charakteryzują się dość dobrym przemyciem i segregacją. Mimo że na profilu tym widoczny jest dość duży spadek terenu ku wschodowi (przewyższenie 10-krotne), to jednak obliczając średni kąt pochylenia, otrzymamy zaledwie niecałe pół stopnia, co stanowi w praktyce bardzo mały spadek, uniemożliwiający intensywniejsze przemieszczanie się gruntu. Tak więc należy przyjąć, że przewarstwienia piaszczyste nie powstały na skutek spęływania materiału, a związane są z pierwotną budową tego obszaru i utworzyły się przy udziale wód płynących.

Podsumowując można stwierdzić, że powierzchnia wyżyny znajdująca się powyżej stoku krawędzi opinogórskiej w głębszych partiach zbudowana jest z gliny zwałowej, a w stropie wykazuje obecność szeregu

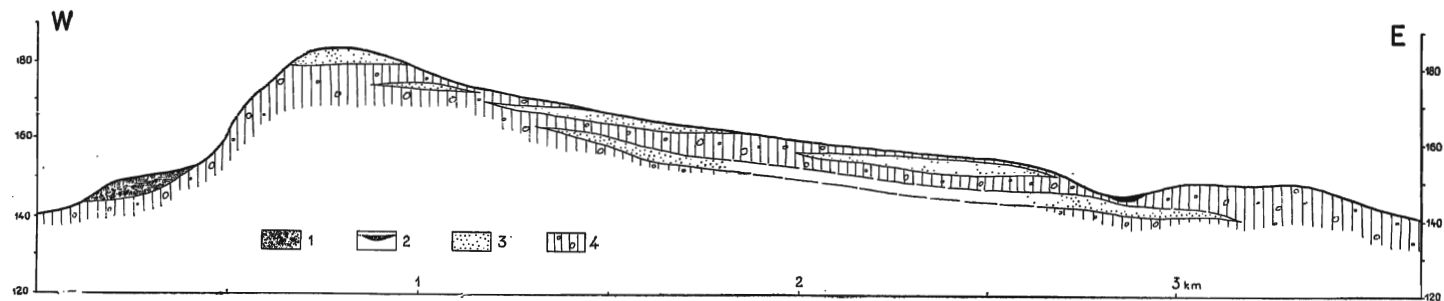


Fig. 2

Syntetyczny przekrój geologiczny przez krawędź opinogórską i jej zaplecze  
 1 przemieszczone serie gliny zwałowej u podnóża stoku, 2 utwory aluwialne, 3 piaski  
 drobno- i średnioziarniste, 4 gliny zwałowe oraz częściowo gliny opinogórskie

Coupe géologique synthétique de l'escarpement d'Opinogóra

1 argiles morainiques déplacé par solifluction au pied du versant, 2 dépôts alluviaux,  
 3 sables à grains fins et à grains moyens, 4 argiles morainiques et, partiellement,  
 argilles d'Opinogóra

płasko ułożonych soczewkowatych wkładek piaszczystych, których powstanie należy wiązać z okresem tworzenia się obszaru wyżyny.

### *Budowa geologiczna w oparciu o głębokie wiercenia*

Dla wyjaśnienia problemu budowy i genezy krawędzi opinogórskiej, w końcowym okresie prac w 1955 roku wykonano w strefie stokowej tej

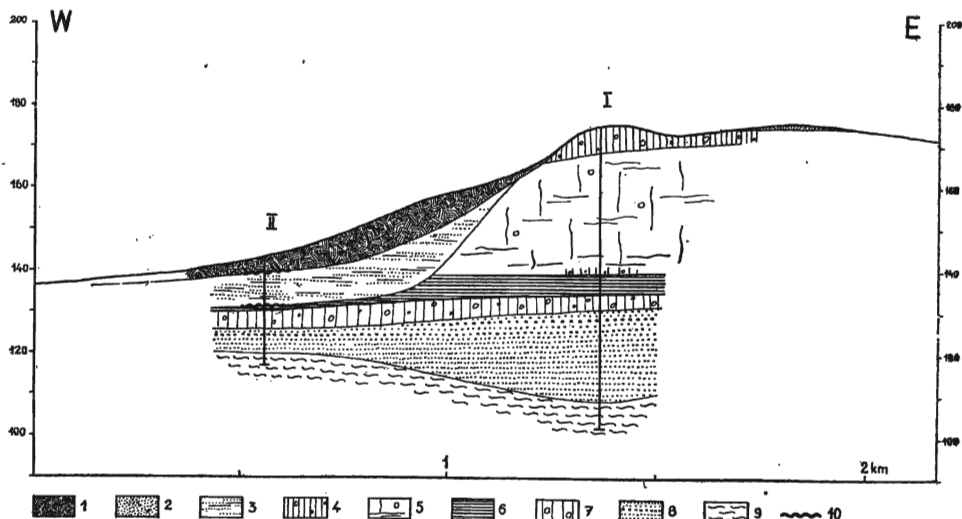


Fig. 3

### Przekrój geologiczny przez krawędź opinogórską

1 przemieszczone serie gliny zwałowej, 2 powierzchniowe piaski drobno- i średnioziarniste, 3 piaski pylaste z miką i drobnymi przewarstwieniami ilów warwowych, 4 glina zwałowa brązowa, niżej szara, 5 utwór gliniasto-ilasty z gładzikami — gliny opinogórskie, 6 mułek warstwowany z wkładkami ciemnoszarych ilów (warwowych?), 7 glina zwałowa ciemnoszara, 8 seria piaszczysto-żwirowa przechodząca ku dołowi w piaski, 9 piasek pylasty przechodzący ku dołowi w muł warstwowany, 10 poziomy niszczenia i odwapnienia

### Coupe géologique de l'escarpement d'Opinogóra à Lipa

1 argiles morainiques déplacées par solifluction, 2 sables de surface à grains fins et à grains moyens, 3 sables à grains fins avec mica et avec fines intercalations d'argiles à varves, 4 argile morainique brune, vers le bas — grise, 5 dépôt argileux avec blocs — „argiles d'Opinogóra“, 6 limon stratifié avec intercalations d'argiles gris foncé (celui à varve), 7 argile morainique gris foncé, 8 série de sables et de graviers, passant vers le bas aux sables, 9 sable à grains fins passant vers le bas au limon stratifié, 10 niveau de décalcification

krawędzi dwa wiercenia, w celu ostatecznego rozwiązania stosunku tej formy do podłoża plejstocenu, gdyż poprzednie badania dawały materiał pozwalający na poznanie wyłącznie płytkiej warstwy przypowierzchniowej. Wiercenia te wykonano w pobliżu miejscowości Lipa w centralnej części krawędzi, zgodnie ze wskazówkami autorki.

Pierwsze z tych wierceń usytuowane zostało ponad krawędzią na wysokości około 175 m n.p.m., drugie u jej podnóża w odległości około 800 m od poprzedniego na wysokości około 143 m n.p.m. Na przekroju geologicznym (fig. 3) zestawione są profile obu wierceń. Szczegółowe profile tych wierceń znajdują się na str. 412.

W wierceniu I położonym na wyżynie, od góry występuje kilkumetrowa seria gliny zwałowej. Jest ona piaszczysta i zawiera dość liczne

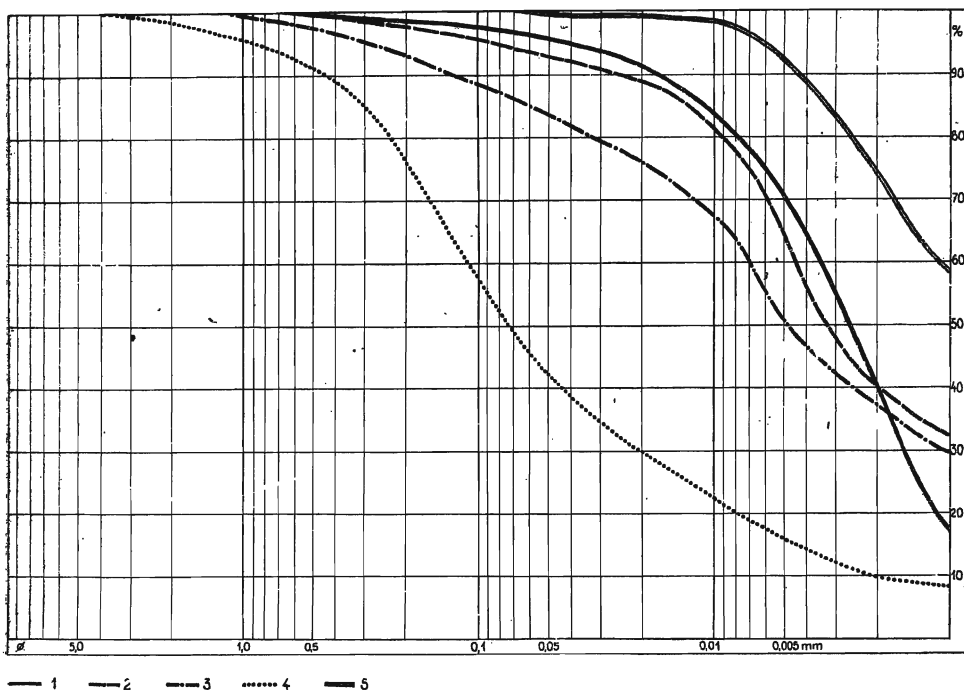


Fig. 4

Wykresy uziarnienia glin opinogórskich oraz dla porównania gliny zwałowej i iltu warwowego

Gliny opinogórskie: 1 próbka 1, 2 próbka 2, 3 próbka 3; 4 glina zwałowa; 5 iltu warwowy (warstwa zimowa)

Courbes granulométriques des argiles d'Opinogóra et, pour la comparaison, celles de l'argile morainique et de l'argile à varve

Argiles d'Opinogóra: 1 échantillon 1, 2 échantillon 2, 3 échantillon 3; 4 argile morainique; 5 argile à varve (varve d'hiver)

głazy. Do głębokości 3,8 m ma ona barwę jasnobrązową a niżej przyjmuje kolor szary. Górna warstwa gliny do głębokości 1,3 m jest odwapniona. Plastyczność jej jest stosunkowo mała i zwiększa się tylko w sąsiedztwie poziomu wody gruntowej na głębokości 2,5 m<sup>1</sup>.

Na głębokości 6 m typową glinę zwałową zastępuje utwór ilasty, zbity, z pojedynczymi głazikami o średnicy 0,2—4 cm, barwy szarej, silnie reagujący z HCl, twardo-plastyczny. Nazywam go gliną opinogórką. Na 11 metrach pojawiają się paromilimetrowe wkładki piasku zorsztynizowanego, które nieregularnie powtarzają się w dalszym ciągu profilu. Od 15 m brak już jest wkładek piaszczystych, choć sam utwór ilasty w dalszym ciągu aż do głębokości 35 m nie ulega zmianie. W spągu tych utworów (na głębokości 35 m) natrafiono na duży głaz granitowy o średnicy 0,5 m oraz sporą ilość większych głazików wapiennych. Poniżej warstwy głazów leży jeszcze około 1 m warstwa typowej gliny zwałowej z dużą ilością głazów.

Cała opisana seria utworów ilastych, osiągająca miąższość 29 m posiada cechy pośrednie pomiędzy gliną zwałową a iłami. Dla ilustracji i porównania składu granulometrycznego glin opinogórskich i typowych glin zwałowych wykonano szereg analiz, których wyniki zestawione są na figurze 4.

Analizy powyższe były wykonane metodą areometryczną w Zakładzie Gruntoznawstwa Katedry Geologii Inżynierskiej U. W. przez mgr A. Falkiewiczową.

Dodatkowo w formie tabelki podano zawartość poszczególnych frakcji w cyfrach. Jednocześnie należy zaznaczyć, że do badań uziarnienia glin opinogórskich i glin zwałowych brano próbkę, z której odrzucono głaziki.

Z zamieszczonych zestawień widać, że gliny opinogórskie w stosunku do właściwej gliny zwałowej mają znacznie mniejszą ilość materiału piaszczystego, natomiast od typowych iłów odróżnia je niewielka ilość grubszych ziarn i domieszka otoczków, jak również brak jakiegokolwiek rytmiczności powstałej w wyniku sedymentacji.

Zasługują więc one na specjalny termin gliny opinogórskie, którym zostały nazwane w tej pracy. Zarówno przy ocenie makroskopowej, jak i genetycznie, jest to skała, która zajmuje stanowisko pośrednie pomiędzy gliną zwałową i iłami zastoiskowymi. Powstanie glin opinogórskich należy więc również niewątpliwie wiązać ze środowiskiem przejściowym między strefą bezpośredniego wytapiania się materiału z lodu a strefą tworzenia się zastoisk, w bliskim sąsiedztwie czoła lądolodu.

Wracając do profilu wiercenia I — widzimy poniżej 36,4 m mułki

<sup>1</sup> Plastyczność określano w sposób przybliżony, stosując metodę wałeczkania (metoda Z. Wiłuna), polegającą na kilkakrotnym formowaniu wałeczka grubości 3 mm aż do jego rozkruszenia.

frakcje (fractions)	gliny zwałowe <sup>2</sup> (argile morainique)		gliny opinogórskie <sup>3</sup> (argile d'Opinogóra)			iły warwowe <sup>4</sup> (argile á varve)
	pr. 1	pr. 2	pr. 3	pr. 2	pr. 1	
<1,0 mm	4,92	4,20	0,08	0,21	0,12	—
1,0-0,5	4,70	4,70	2,25	0,52	0,48	—
0,5-0,25	9,68	9,45	3,14	1,31	0,61	—
0,25-0,1	22,64	23,44	5,54	2,73	1,57	—
0,1-0,05	13,56	16,51	3,99	2,23	2,22	—
0,05-0,01	16,50	19,50	17,50	11,50	11,50	1,50
0,01-0,001	21,00	14,00	38,50	49,50	66,50	49,50
<0,001	7,00	8,20	29,00	32,00	17,00	59,00
Razem (Total)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
frakcje o $\phi < 0,1$ mm	58,06%	58,21%	88,99%	95,23%	97,22%	100,00%

warstwowane, barwy ciemnoszarej, w których można zaobserwować cieniutkie warstewki tłustego łu przedzielone mułkiem. Ilość i zagęszczenie warstewek ilastych są zmienne, najwięcej jest ich na głębokościach 38,9-39,4 m oraz 39,9-40,2 m. Ta niezbyt gruba (3,8 m) seria mułków ma już zdecydowanie charakter utworów zastoiskowych, z wyraźną rytmiką sedymentacji.

Od głębokości 40,2-43,4 m występuje ponownie glina zwałowa z głazami, w facji dość typowej. Jest ona zbita i ma barwę ciemnoszarą, wyraźnie różniącą się od glin wyżej leżących.

Niżej występują żwirry z piaskami, przechodzące stopniowo w piaski z mniejszą domieszką żwiru, a w końcu w piaski drobne i bardzo drobne.

Od 68,9 m natrafiono w wierceniu na muły szaro-brązowe, miejscami o charakterze kurzawki, które nie zostały przewiercone do głębokości 75,4 m.

Cała seria piaszczysta od żwirów na głębokości 43,4 m do mułów w jej spagu stanowi osady jednego cyklu sedymentacyjnego powstające

<sup>2</sup> Przytoczono wyniki badań glin, pobranych w miejscowości Dyszobaba koło Różana nad Narwią.

<sup>3</sup> Przytoczone wyniki odnoszą się do 3 kolejnych próbek pobranych z wiercenia I na różnych głębokościach.

<sup>4</sup> Przytoczone wyniki badań iłów warwowych pobranych w miejscowości Dębe nad Bugo-Narwią. Do badań użyto tylko warwę ilastą — zimową.

bez większych przerw czasowych, a tylko przy zmieniającym się środowisku i różnych warunkach akumulacji.

Profil II wiercenia, wykonanego u podnóża stoku, jest zupełnie odmienny w górnej części, ale w dolnej daje się bez trudu nawiązać do profilu wiercenia I.

Na głębokości 12,4 m od powierzchni, ale prawie na tej samej wysokości nad poziomem morza, co w profilu I, pojawia się tu ciemnoszara glina zwałowa, którą bez żadnych wątpliwości można paralelizować z dolną warstwą gliny zwałowej wiercenia I. Powtarza się również leżąca pod tą gliną seria żwirów, piasków i mułów, posiadająca tu zupełnie podobny charakter. Jedynie miąższość serii piaszczystej leżącej w spągu żwirów jest nieco mniejsza.

O ile analogia pomiędzy utworami nawierconymi w dolnych częściach obu otworów jest zupełnie wyraźna, o tyle serie leżące w stropie dolnego poziomu gliny zwałowej są już zdecydowanie odmienne.

W wierceniu II od powierzchni występują utwory ilasto-piaszczyste i gliniaste z gładzikami, odwapnione do 2 m, barwy ciemnoszarej, brązowej i rudej. Miejscami można w nich zauważyć ślady uławiczenia i przewarstwień piaszczystych. Utwory te dochodzą do 5,4 m. Poniżej pojawiają się piaski pylaste z dużą domieszką miki, barwy jasnożółtej, w górnej części bardzo słabo reagujące z HCl. Widać w nich szereg warstewek zrudziałych, związanych z orsztyniczacją. Na głębokości 7,4-7,9 m pojawiają się w piaskach pylastych wkładki ilów warwowych. Seria ta dochodzi do 11,7 m głębokości, a podściela ją warstwa mułu szarego, warwowego z widocznymi warstewkami ciemnoszarego łu o miąższości 0,7 m. Warstwa ta jest prawie zupełnie odwapniona.

Genezę utworów występujących w obydwu wierceniach uwzględniającą pewne elementy paleomorfologiczne można ująć w następujących punktach:

A. W pierwszym okresie istnieje zbiornik, w którym gromadzą się dolne muły. Musiało już wtedy istnieć źródło dość intensywnego dopływu materiału, a jednak w warunkach nie sprzyjających okresowemu różnicowaniu się segregacji materiału, co spowodowało brak rytmiczności w tworzących się osadach.

B. Przejście od mułów do bardzo drobnych piasków pozwala przypuszczać, że pomiędzy tymi utworami nie było przerwy sedymentacyjnej, a tylko zmieniał się charakter wód transportujących materiał. Ponadto pojawiło się nowe ich źródło, pozwalające na akumulowanie drobnych piasków, później grubych, a następnie nawet żwirów. Należałoby to interpretować jako stopniowe zasypywanie jakiejś starej formy dolinnej, fragmentarycznie zarysowanej w stropowej powierzchni mułów. Następn-

stwo utworów, przechodzące w jednym cyklu od ziarn drobnych do grubych, jest charakterystyczne dla warunków nasuwania się łądolodu z coraz bliższym źródłem akumulowanego materiału oraz większym i szybszym przepływem wód transportujących ten materiał.

C. Po zakończeniu okresu akumulacji piaszczysto-żwirowej, na prawie wyrównanej powierzchni osadził się dolny poziom gliny zwałowej, stanowiącej dowód wkroczenia łądolodu na omawiany teren.

D. Po stopieniu się lodu, który pozostawił dolną warstwę gliny zwałowej, osadzają się bezpośrednio muły warwowe z dobrze zaznaczoną rytmiką okresową typowego zastoiska.

E. Ponad serią mułów pojawia się ponownie cienki poziom gliny zwałowej, w stropie przeładowanej głazami, a wyżej dużej miąższości seria glin opinogórskich, związanych jeszcze z akumulacją glacialną.

F. Po okresie akumulacji glin opinogórskich istniał okres niszczenia. Wyraził się on w tym przekroju (fig. 3) erozją, która usunęła część glin opinogórskich leżących u podnóża krawędzi i naruszyła podścielające je osady warwowe. Trzeba jednak od razu zaznaczyć, że miąższość glin w miejscu gdzie znajduje się wiercenie II prawdopodobnie nigdy nie dorównywała miąższości ich w wierceniu I, a możliwe, że wiercenie II leży już w obrębie obniżenia, w którym ich nie było, gdyż na zachód od niego nigdzie nie stwierdza się szczątków tego rodzaju utworów. Ponadto w tym samym czasie, lub raczej po zakończeniu erozji zachodziły procesy wietrzenia chemicznego, które spowodowały odwapnienie utworów warwowych i gliny zwałowej.

G. Po omówionej przerwie reprezentowanej erozją i wietrzeniem chemicznym, u podnóża krawędzi nastąpił okres akumulacji w zbiorniku wodnym z dość dużym dopływem materiału oraz wyraźnie zaznaczoną rytmicznością sedymentacji, w czasie którego niezgodnie na utworach glacialnych akumulowane były piaski pylaste znane z wiercenia II. O okresach pewnych przerw w tej akumulacji świadczą drobne warstwy ilaste znajdowane w stropie tej serii.

H. W profilu wiercenia II nie natrafiono na całą serię akumulacyjną przedpola krawędzi opinogórskiej, gdyż nieco dalej na zachodzie, na piaskach, występuje jeszcze jeden poziom gliny zwałowej — najmłodszej. Gлина ta pierwotnie pokrywała całą strefę przedpola krawędzi opinogórskiej, zachodząc również na samą krawędź, lecz później została stąd usunięta. Szczątek jej zachował się jeszcze w górnej części profilu wiercenia I, gdzie pokrywa on gliny (fig. 3). Z tym poziomem związany jest cały zespół form glacialnych, występujących w strefie stokowej krawędzi opinogórskiej, oraz w centralnej części przedpola krawędzi, koło Szulmierza.

I. Okres denudacji i erozji następujący po tej oscylacji, zniszczył



całkowicie glinę zwałową u podnóża stoku. Poza faktem braku tych osadów, przerwa w sedymentacji wyrażona jest ponadto słabym poziomem odwapnienia stropu piasków pylastych przedpola.

J. W końcowym etapie na terenie tym następuje okres wzmożonych masowych ruchów gruntu, które wyraziły się pięciometrowej miąższości warstwą przemieszczonej gliny, nagromadzonej u podnóża stoku, na odwapnionych piaskach pylastych.

#### PRÓBA WYJAŚNIENIA GENEZY KRAWĘDZI OPINOGÓRSKIEJ

Na podstawie przytoczonych materiałów oraz ich wstępnej interpretacji można potwierdzić tezę S. Lencewicza (1927), że krawędź opinogórska nie powstała na skutek erozji, lecz również zdecydowanie należy odrzucić pogląd, że pochodzenie jej wiąże się z tektoniką podłoża plejstocenu, gdyż:

1. Ułożenie utworów plejstocenijskich na większych głębokościach nie nawiązuje do współczesnego ukształtowania powierzchni, ale ukazuje zupełnie płaskie ułożenie.

2. Właściwa forma krawędzi opinogórskiej wyrzeźbiona jest w utworach ilasto-gliniastych — glinach opinogórskich, których nie stwierdzono na jej przedpolu poniżej krawędzi.

Tak więc forma krawędzi opinogórskiej ani jej budowa nie jest w żadnym stopniu zależna od podłoża plejstocenu i nie związana z jakikolwiek procesami tektonicznymi, czy glacitektonicznymi. Jednak takie stwierdzenie nie przyczynia się do wyjaśnienia jej genezy, zwłaszcza że również odrzucony zostaje pogląd na erozyjne pochodzenie krawędzi.

Dla łatwiejszej interpretacji jej genezy należy spojrzeć na to zagadnienie na szerszym tle, powołując się na dalsze spostrzeżenia w rejonie opinogórskim i ciechanowskim oraz na pewne analogie ze współczesnymi dużymi lodowcami polarnymi.

Już z sformułowań S. Lencewicza (1927) wynika, że jedynym odpowiednikiem morfologicznym krawędzi opinogórskiej na zachodzie mogłyby być moreny ciechanowskie (znajdujące się na zachód od linii kolejowej Ciechanów—Mława), ale myśli tej nie rozwija on szerzej, używając jej tylko jako argumentu przeciw ewentualnej erozyjnej teorii powstania krawędzi opinogórskiej.

Można jednak do tego zagadnienia podejść od zupełnie innej strony. Chodzi mianowicie o to, czy moreny ciechanowskie rzeczywiście nie są odpowiednikiem krawędzi opinogórskiej, ale w sensie akumulacyjnym, to znaczy, czy nie jest to pewien typ marginalnej formy akumulacji glacialnej, powstałej po wschodniej stronie jezera lodowcowego, który na zachodzie usypał wały moren ciechanowskich.

Postawienie takiego wniosku zawdzięczam prof. S. Z. Różyckiemu, który, w czasie swych badań na Spitsbergenie w roku 1934 przy czołach lodowca Finsterwaldera, stwierdził następującą sytuację. Szerokie czoło lodowca schodząc na płaskie przedpole, tworzyło w różnych miejscach zupełnie odmienne formy. Obok dość typowych w naszym ujęciu moren czołowych, występowały również formy inne. W jednym przypadku była to prawie zupełnie płaska, słabo pochylona płaszczyzna gliniasta przywierająca do wałów morenowych, wśród których znajdowało się zagrzebane czoło lodowca, jak gdyby podpierające od tyłu całą gliniastą równinę pochyłą, uformowaną z błota lodowcowego (Różycki 1958). Kąt pochyleń takiej powierzchni był niewielki, rzędu jednego stopnia lub nawet mniejszy (fig. 5).



Fig. 5

Schemat powstawania formy marginalnej typu krawędzi opinogórskiej  
 Schema de la genèse de la forme marginale typique pour l'escarpement d'Opinogóra

Jest to więc forma marginalna, zbudowana niemal wyłącznie z materiału gliniastego, spełzającego czy też zmywanego z lodowca.

Duża analogia w budowie i kształcie tzw. krawędzi opinogórskiej z formą ze Spitsbergenu nasunęła pytanie, czy i tu nie mamy do czynienia z podobnym utworem. Z przebiegu izohips na wyżynnym zapleczu krawędzi opinogórskiej dokumentujących spadek tej powierzchni ku południowemu wschodowi i wschodowi widać wyraźnie, że w całości jest to forma analogiczna do ogromnego stożka, który ze względu na skalę można by porównać z okazałym sandrem. Fakt, że forma ta od strony północnej nie ma zarysu stożka, należy tłumaczyć konfiguracją czoła lodowca oraz późniejszym zniszczeniem północnego krańca tej formy. Zanikanie stożka w miarę przesuwania się ku południowi potwierdza dodatkowo tę hipotezę, gdyż byłoby to miejsce naturalnego kończenia się strefy akumulacji tego typu. Niecelowym byłoby zastanawianie się, jakiego rodzaju erozja wytworzyła samą krawędź, gdyż w tym ujęciu jest to stok pochodzenia akumulacyjnego, powstały po stopieniu się lodowca wypełniającego dzisiejsze obniżenie i który należałoby traktować jako normalne zbocze na zapleczu moreny czołowej od strony lodowca.

Dużą skalę tej formy można łatwo wytłumaczyć. Tam — na Spitsbergenie — mieliśmy do czynienia z czołem lodowca posiadającego charakter piedmontowy. Tu — było to czoło lodowca, którego oddzielny jezior

posiadał szerokość kilkunastu kilometrów oraz ogromne zaplecze, które nieustannie dostarczało nowego materiału skalnego.

Wreszcie pozostaje kwestia samego materiału, z którego zbudowany jest omawiany obszar. Gliny tego typu (gliny opinogórskie) są dość wyjątkowym utworem, który na Mazowszu grupuje się prawie wyłącznie na tym terenie. Na Przeglądowej Mapie Geologicznej Polski w skali 1:300 000 (Różycki & Zwierz 1953) wyróżniony on został częściowo jako strefa występowania iłów warwowych — co wyraźnie podkreśla jego przejściowy charakter między gliną zwałową a iłami.

Gliny opinogórskie znane są również gleboznawcom jako tzw. „ciężkie gliny ciechanowskie“<sup>5</sup>. S. Miklaszewski (1904, str. 104) podaje taką ich charakterystykę:

„Ilość produktu najdrobniejszego (w glinach zwałowych opinogórskich) wynosi około 80%, co wobec ...drobności tego produktu i jego jakości (duża zawartość gliny koloidalnej) nadaje tym glebom wyjątkową spójność i nieprzepuszczalność“.

Analizy składu granulometrycznego wykonane metodą Schönegego wykazują w podglebiu do 90% części poniżej 0,1 mm, podczas gdy zawartość ziarn o średnicy powyżej 1 mm rzadko osiąga kilka procent (Miklaszewski 1904).

W tej sytuacji staje się jasne, że gliny opinogórskie są utworem dość wyjątkowym, związanym ze specyficznymi warunkami akumulacji.

Obecnie należałoby się jeszcze zastanowić, jak przebiegał sam proces tworzenia się formy krawędzi opinogórskiej w nawiązaniu do jej otoczenia.

W oparciu o badania autorki w terenach sąsiednich można stwierdzić, że seria glin opinogórskich powstała w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego. Podścielające je interstadialne muły warwowe oraz starsza glina zwałowa związana jest również z tym zlodowaceniem, ale z wcześniejszą jego fazą. Niżej leżąca seria żwirów, piasków i mułów, zwiastująca nasuwanie się lądolodu jest tylko nieco starszym utworem, związanym już z transgresją tego zlodowacenia i nie ma żadnych powodów, ażeby zaliczyć ją do interglacjału poprzedzającego zlodowacenie środkowo-polskie.

Możliwości powstania krawędzi opinogórskiej zamykają się więc całkowicie w okresie najmłodszego zlodowacenia na tym terenie, to znaczy zlodowacenia środkowo-polskiego.

Po osiągnięciu maksymalnego zasięgu, lądolód ten stopniowo ustę-

<sup>5</sup> Nazwa „ciężkie gliny ciechanowskie“ o tyle jest nieprawidłowa, że nawiązuje do podziału administracyjnego (powiat ciechanowski), podczas gdy wychodnie tych utworów grupują się w otoczeniu miejscowości Opinogóra.

pował, zatrzymując się co jakiś czas i sypiąc wały moren czołowych. W rejonie Ciechanowa mamy do czynienia z jednych z takich postojów. Ogromne łuki moren czołowych (na zachód od linii kolejowej Ciechanów-Mława) opisane już przez S. Lencewicza (1927) świadczą, że postój ten był dość długi. Na ich przedpolu od strony pd.-zachodniej rozwinęły się rozległe sandry, wśród których stare, zatopione pasemka moren czołowych świadczą o tym, że i tu topnienie przebiegało etapami.

Takie formy tworzyły się na zachodnim obrzeżeniu jezora ciechanowskiego. Od wschodu natomiast w tym samym czasie powstawała pochyla powierzchnia, zbudowana z glin opinogórskich, leżących dziś na zapleczu krawędzi opinogórskiej. Brak tu sandru, gdyż całe wytapiające się z lodu błoto lodowcowe, nie przemywane przez wody, bez segregacji i przesortowania osuwało się w stanie niemal płynnym do podnóża łądolodu.

Dlaczego istniała tu taka „asymetria“ zjawisk i procesów działających po obu stronach jezora? Wyjaśnienie jej nie jest proste. Powodów można by szukać w różnicach ukształtowania powierzchni łądolodu, od zachodu łagodnej, od wschodu bardzo stromej, w odmiennym kształcie czoła lodu, lub w zróżnicowanych warunkach odwodnienia czoła. Na zachodzie musiał istnieć dobrze rozwinięty układ odwadniający i zorganizowany odpływ powierzchniowy, który zbierał większość wód z powierzchni całego jezora i na jego przedpolu tworzył sandry oraz moreny, wykazujące wyraźne ślady uwarstwienia i segregacji wodnej. Na wschodzie brak było sieci odpływu. Jedynie u podnóża krawędzi istniał przepływ wód o charakterze eworsyjnym, którego śladem jest między innymi oz, ciągnący się równoległe do krawędzi. Ku wschodowi i południowemu wschodowi tylko w końcowym okresie recesji spływały niezbyt duże ilości wody dając niegrube soczewkowate przewarstwienia piaszczyste w glinach i morfologiczne ślady odpływu tych wód, możliwe jeszcze do odczytania na powierzchni wyżyny zbudowanej z glin opinogórskich.

Można jeszcze zadać dalej idące pytanie — co spowodowało tę „asymetrię“ czoła, dlaczego powstały takie warunki?

Sądzę, że można to wyjaśnić wyłącznie kierunkiem naporu mas lodowcowych z zaplecza. Tutaj prawdopodobnie główna siła działała od strony pn.-zachodniej, co poza dopływem większej ilości mas lodu ku południowemu wschodowi, mogło nawet spowodować pewne spiętrzenie brzeżnych partii materiału gliniastego akumulowanego przed czołem lodowca.

Tak można próbować wyjaśnić genezę samej formy. Dalsze fazy historii tego terenu dotyczą już raczej tylko dziejów przedpola krawędzi opinogórskiej. Po stopieniu się omawianego jezora, powstała między łukami właściwych moren czołowych a krawędzią misa końcowa lodowca,

zarysowana dzisiejszą Kotliną Ciechanowską. Czoło lodowca stacjonowało znacznie dalej na północy. Na obszarze obniżenia rozpoczął się okres niszczenia, a następnie akumulacji materiału piaszczystego tworzącego przedpole. Jest to okres odpowiadający tzw. interstadiówi regimińskiemu (Michalska 1957), po którym nastąpiła następna niewielka oscylacja (mławska), pokrywająca gliną zwałową zarówno osady interstadialne jak i brzeżną strefę krawędzi. Z nią też związany jest szereg młodych form glacialnych, stwierdzonych w strefie stokowej i na jej przedpolu w okolicach Szulmierza. Dalszy ruch łądolodu tego stadium ku południowi już nie nastąpił, gdyż było to tylko niewielkie wahnięcie ku przodowi łądolodu, znajdującego się już w dosyć zaawansowanym stadium recesji. Właściwy, dłuższy okres postoju miał miejsce w rejonie Mławy i Przasnysza, gdzie powstały dość okazałe ciągi moren czołowych.

Na tym właściwie kończą się główne etapy historii tego terenu. Dalsze działające tu procesy, polegały w zasadzie na niszczeniu poprzednio utworzonych form, ich łagodzeniu, tworzeniu się spływów i zmywów u stóp krawędzi, działalności erozyjnej i kształtowaniu się dolin rzecznych.

W ten sposób w ogólnym zarysie przedstawia się historia rejonu opinogórskiego, widziana pod kątem genezy krawędzi opinogórskiej.

Główne wnioski można podsumować następująco:

- 1° Krawędź opinogórska jest formą akumulacyjną, glacialną, powstałą u czoła lodowca.
- 2° Forma ta jest niezależna od ukształtowania podłoża plejstocenu.
- 3° Wiek jej należy odnieść do okresu stadium ciechanowskiego, zlodowacenia środkowo-polskiego.

#### PROFILE WIERCEŃ W LIPIE

Wiercenie Lipa I wys. n.p.m. 175 m

współrzędne geograficzne — E — 20°41'10"

N — 53°01'58"

0,0-0,3 m — gleba gliniasto-piaszczysta z głazami, szara

0,3-0,8 m — podglebie gliniasto-piaszczyste z głazami, jasnobrązowe, HCl —

0,8-3,8 m — glina zwałowa piaszczysta, brązowa, HCl +, na głębokości 2,5 m poziom wody gruntowej

3,8-6,0 m — glina zwałowa, szara, HCl ++

6,0-11,0 m — utwór ilasto-gliniasty z pojedynczymi głazikami 0,2-4,0 cm, szary, HCl + (głina opinogórska)

11,0-15,0 m — utwór ilasto-gliniasty z pojedynczymi głazikami i drobnymi wkładkami piasku, szary, HCl + (głina opinogórska)

15,0-34,9 m — utwór gliniasto-ilasty z głazikami, szary, HCl + (głina opinogórska)

34,9-36,4 m — glina zwałowa z głazami — głaz granitowy o średnicy ca. 0,5 m oraz liczne otoczaki wapieni, okruch bursztynu, barwa szara, HCl +

- 36,4-40,2 m — mułek warstwowany (warwowy?), szary, z wkładkami ciemnych ilów, zwłaszcza na głębokości 38,9-39,4 m oraz 39,9-40,2 m, HCl +
- 40,2-43,4 m — glina zwałowa z głazami, ciemnoszara, HCl +
- 43,4-56,2 m — żwir z domieszką piasku o średnicy do 1,2 cm, w stropie zaglioni, szary HCl +. W stropie serii drugi poziom wody gruntowej
- 56,2-62,2 m — piasek gruboziarnisty z domieszką żwirku, szary, HCl +
- 62,2-64,7 m — piasek drobnoziarnisty z domieszką grubego i pojedynczymi żwirkami, szary, HCl +
- 64,7-65,9 m — piasek drobnoziarnisty, szaro-żółty, HCl +
- 65,9-66,4 m — piasek drobnoziarnisty, z przewarstwieniami bardzo drobnego, zbitego, szaro-zielonkawy, HCl +
- 66,4-68,9 m — piasek bardzo drobny, zbity, lekko pylasty, szaro-zielonkawy, HCl +
- 68,9-73,4 m — piasek pylasty przechodzący w muł (kurzawka) szary, HCl +
- 73,4-75,4 m — muł z przewarstwieniami ilastymi, szaro-brązowy, HCl +

*Wiercenie Lipa II*, wys. n.p.m. 143 m

współrzędne geograficzne — E — 20°40'28"

N — 53°02'00"

- 0,0-0,4 m — gleba gliniasto-piaszczysta z nielicznymi głazami o średnicy 3-5 cm, szara, HCl —
- 0,4-0,9 m — podglebie gliniasto-piaszczyste z małymi głazkami, jasnobrązowe, HCl —
- 0,9-2,0 m — utwór ilasto-pylasty, śmugowany, zbity, ciemnoszary, jasnoszary i rdzawy, HCl —
- 2,0-5,4 m — utwór ilasto-pylasty z wkładkami piasku, barwy rudobrązowej i szarej, HCl +
- 5,4-11,7 m — piasek pylasty z dużą domieszką miki, jasnożółtawy ze śladami smug rudawych, w stropie odwapniony, niżej HCl +. Na głębokości 7,4-7,9 m drobne wkładki ilu
- 11,7-12,4 m — mułek warstwowany z wkładkami ilu (warwowy?), szary, bardzo słabo reagujący z HCl
- 12,4-16,1 m — glina zwałowa z głazkami o średnicy do 8 cm ciemnoszara, HCl +
- 16,1-22,0 m — żwir z dużą domieszką piasku, lekko otoczony HCl + Z na poziomie 17,3 m nawiercono poziom wody gruntowej, po czym obniżył się do 19,8 m. Ku dołowi maleje domieszka grubego materiału
- 22,0-25,0 m — piasek pylasty przechodzący w muł (kurzawka), szary, HCl +

*Zakład Nauk Geologicznych*

*Polskiej Akademii Nauk*

*Pracownia Kenozoiku*

*Warszawa, w kwietniu 1958 r.*

#### LITERATURA CYTOWANA

- KRAUS E. 1924. Die Quartärtektonik Ostpreussens. — Jb. Preuss. Geol. L.-A., Bd. XLV. Berlin.
- LENCEWICZ S. 1926. Czwartorzędowe ruchy epirogeniczne i zmiany sieci rzecznej w Polsce Środkowej (Quartäre epirogenetische Bewegungen und Veränderungen im Flussnetz Mittelpolens). — Przegl. Geogr., t. VI. Warszawa.

- 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla (Glaciation et morphologie du bassin de la Vistule moyenne). — Prace P.I.G. (Trav. Serv. Géol. Pol.), t. II, z. 2. Warszawa.
- LEWIŃSKI J. & SAMSONOWICZ J. 1918. Ukształtowanie powierzchni, skład i struktura podłoża dyluwium wschodniej części Niżu Północno-Europejskiego (Oberflächengestaltung, Zusammensetzung und Bau des Untergrundes des Diluviums im östlichen Teile des nordeuropäischen Flachlandes). — Prace TNW (Trav. Soc. Sc. Vars.), nr 31. Warszawa.
- MICHALSKA Z. 1957. Struktury peryglacialne w osadach zbiornika interstadialnego w Gąskach koło Ciechanowa (Periglacial structures in the sediments of the interstadial natural reservoir in Gąski near Ciechanów). — Biul. Perygl. (Bull. Perigl.), nr 5. Łódź.
- MICZYŃSKI K. 1900. O glebach w okolicy Ciechanowa. IX Zjazd Lekarzy i Przyrodników Polskich w Krakowie. — Dziennik nr 5. Kraków.
- MIKLASZEWSKI S. 1904. Rozbiory mechaniczne gleb opinogórskich w powiecie ciechanowskim gub. płockiej (Analyses mécaniques des sols d'Opinogóra). — Pam. Fizjogr., t. XVIII. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. 1958. Próba odtworzenia procesu formowania się rzeźby polodowcowej (An experiment in geomorphology reconstructing the formation of glacial relief). — Acta Geol. Pol., vol. VIII/1. Warszawa.
- RÓŻYCKI S. Z. & ZWIERZ S. 1953. Przeglądowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1 : 300 000 ark. Warszawa. Wyd. A. Warszawa.
- RYCHŁOWSKI B. 1917. Materiały do hydrogeologii Królestwa Polskiego i ziem przyległych. Warsz. Tow. Nauk. Warszawa.
- ZIERHOFFER A. 1925. Zagadnienie powierzchni poddyluwialnej na ziemiach polskich. Pokłosie Geogr., str. 273-328. Lwów.

### З. МИХАЛЬСКА

#### ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА ОПИНОГУРСКОГО УСТУПА (МАЗОВШЕ)

(Резюме)

На северо-восток от Цеханова в окрестности Опиногурсы Ст. Ленцевичем (3) был найден большой уступ, генезис которого этот автор объяснял тектоникой третичных пород основания. Топография уступа представлена на фиг. 1 и 2. Уступ и его восточный склон построен из глинистых и суглинистых отложений, которые автор статьи называет „опиногурскими глинами”. Их механический состав показан на фиг. 4. Территория расположенная у подножия уступа сложена из осадков иного типа (пылеватые пески с прослойками ленточных глин), а на ее поверхности существуют следы молодой ледниковой аккумуляции в виде гранисто-песчаных холмов. Геологическое строение уступа иллюстрирует разрез (фиг. 3). Опиногурский уступ представляет собой

западный склон обширного глинистого конуса, который образовался на восток от края ледника, заполняющего котловину верхнего течения Лыдыни во время Цехановской стадии Среднепольского оледенения.

Z. MICHALSKA

### PROBLÈME DE LA GENÈSE DE L'ESCARPEMENT D'OPINOGÓRA

(Résumé)

Au Nord-Est de Ciechanów, à proximité d'Opinogóra, Stanislas Leniewicz a constaté l'existence d'un haut escarpement, dont l'origine il a lié avec la tectonique du substratum préquaternaire. Cet escarpement s'étend du Nord au Sud sur un secteur de 30 km. Sa hauteur et sa forme sont caractérisées par la carte ci-jointe et les coupes topographiques (tabl. I et fig. 1). Il est intéressant de noter que cet escarpement n'a pas été formé par l'érosion.

L'auteur discute le problème de la genèse de l'escarpement plus largement, en prenant en considération son entourage, car ces unités bien qu'elles diffèrent du point de vue de leur structure géologique sont étroitement liées entre elles. Le versant de l'escarpement, ainsi que le terrain avoisinant du côté oriental se composent d'argiles qui constituent un dépôt intermédiaire entre les argiles morainiques et celles des lacs barrés. La composition granulométrique de ces argiles est représentée sur la fig. 4. Par contre, la région occidentale de cet escarpement constitue un fragment de plateau glaciaire, dans la coupe duquel apparaît une série d'environ vingt mètres de sables à grains fins, avec des intercalations d'argiles à varves, recouverte d'une couche d'argile morainique. Dans sa partie centrale apparaissent des collines de sables et de graviers de l'accumulation du front de glacier (tabl. I).

Deux forages exécutés dans le rayon du versant ont permis d'identifier définitivement le rapport entre les dépôts de l'escarpement et de son entourage (fig. 3).

Après une analyse détaillée des matériaux géologiques concernant la structure du terrain, l'auteur discute des étapes principales du développement de ce terrain.

A. Les échantillons obtenus des forages les plus profonds témoignent de l'existence sur ce terrain d'un bassin d'eau, dans lequel se sont déposés des limons à varves.



B. Plus tard sur ce terrain se développe une forme de vallée, dans laquelle se sont accumulés des sables et ensuite des graviers.

C. Après la sédimentation de ceux dépôts, un glacier a transgrédié sur ce terrain, laissant une série de quelques mètres d'argile morainique.

D. Immédiatement après la disparition du glacier, vient l'accumulation des limons à varves, après laquelle le glacier transgredit de nouveau sur ce terrain.

E. Sur ces limons repose une série de 29 mètres d'argiles d'Opinogóra, qui construisent l'escarpement-même. Du côté occidental, du même lobe du glacier se forment les remparts typiques de la moraine frontale.

F. Après le stationnement plus long du glacier vient une relâche dans le processus de sédimentation témoignée d'une destruction des dépôts.

G. Dans l'immense affaissement du terrain sur lequel stationnait le lobe du glacier en question, dans le lac barré a eu lieu l'accumulation des sables à grains fins avec des intercalations d'argiles à varves, dont l'épaisseur atteint environ 20 mètres.

H. La transgression suivante du glacier sur ce terrain a laissé le niveau d'argile morainique supérieur apparaissant dans la partie occidentale du terrain constatée dans le forage I.

I. Après la regression définitive du glacier, dans le climat périglacière se manifestent des mouvements du sol d'une intensité remarquable; pendant cette regression au pied du versant se groupent des dépôts argileux.

Pour conclure, l'auteur constate que l'escarpement d'Opinogóra s'est formé comme résultat de l'accumulation glaciaire. Il constitue la pente occidentale d'un cône alluvial construit d'argiles morainiques. Ce cône alluvial s'est formé à l'Est de la masse de glace, remplissant le bassin de la rivière Łydyńia au cours du stade de Ciechanów de glaciation de la Pologne Centrale (Riss).

Cette forme ne dépend en aucun cas de la formation du substratum préquaternaire.

*Institut des Sciences Géologiques  
de l'Académie Polonaise  
Laboratoire Cénozoïque  
Warszawa, Avril 1958*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ XXXV-XXXVI  
DESCRIPTION DES PLANCHES XXXV-XXXVI

PL. XXXV

Fig. 1

Stok krawędzi opinogórskiej koło Koziczyna od strony pn.-zachodniej  
Versant de l'escarpement d'Opinogóra à proximité de Koziczyn

Fig. 2

Jedno z zagłębień bezodpływowych u podnóża krawędzi opinogórskiej widocznej  
na horyzoncie. Okolice Lipy

Un des bassins sans écoulement d'eau de la région occidentale de l'escarpement  
d'Opinogóra visible à l'horizon. Environs de Lipa

PL. XXXVI

Fig. 1

Wzgórza piaszczysto-żwirowe na północ od Szulmierza, na przedpolu krawędzi  
opinogórskiej

Collines des sables et de graviers de la région occidentale au Nord de Szulmierz

Fig. 2

Odosobnione wzgórze piaszczysto-żwirowe w Leśniewie, na przedpolu krawędzi  
opinogórskiej

Collines isolées de sables et de graviers de la région occidentale à Leśniewo

*Wszystkie fotografie wykonał autor*

*Toutes les photographies furent exécutées par l'auteur*

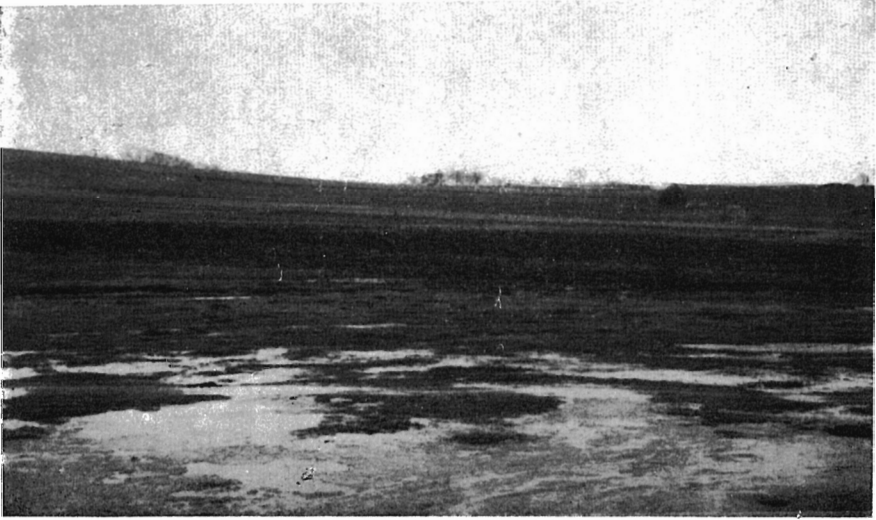


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 1

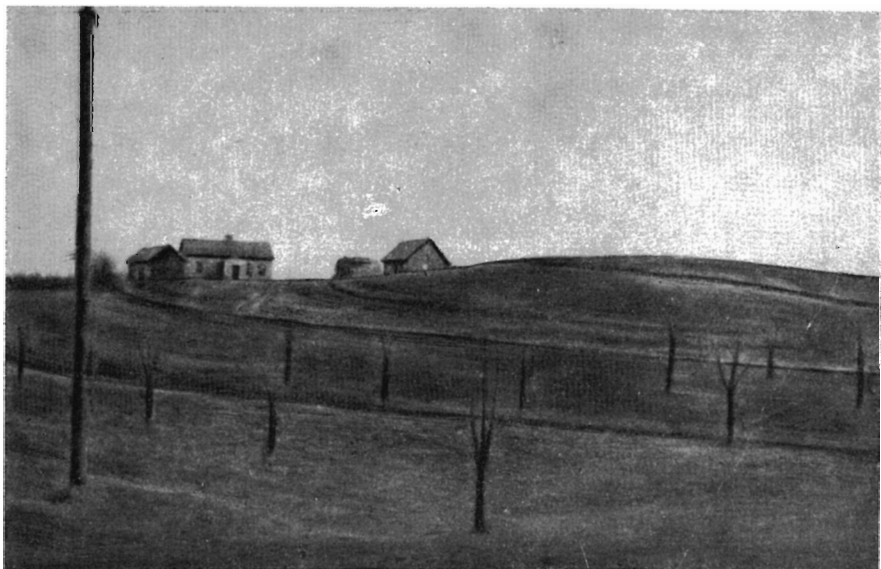


Fig. 2