

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 38

CECYLIA RADŁOWSKA

RZEŻBA  
PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

WARSZAWA 1963  
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE



Warszawa 26.IV-62.

Wielce szanownemu Panu

Prof. dr Stanisławowi Leszczyńskiemu

autor

POLSKA AKADEMIA NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII

\*

PRACE GEOGRAFICZNE

NR 38

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 38

ЦЕЦИЛИЯ РАДЛОВСКА

РЕЛЬЕФ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СВЕНТОКШИСКОГО  
ГОРНОГО МАССИВА



TRAVAUX GÉOGRAPHIQUES

NR 38

CECYLIA RADŁOWSKA

RELIEF DE LA BORDURE NORD-EST DES MONTAGNES DE S-TE CROIX

POLSKA AKADEMIA NAUK  
INSTYTUT GEOGRAFII

---

PRACE GEOGRAFICZNE NR 38

CECYLIA RADŁOWSKA

RZEŻBA  
PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

WARSZAWA 1963  
WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE

**Komitet redakcyjny**

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: K. DZIEWOŃSKI, R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI,  
J. KOSTROWICKI, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, M. CHILCZUK  
Sekretarz redakcji: J. WŁODEK-SANOJCA

**Rada redakcyjna:**

J. BARBAG, J. CZYŻEWSKI, J. DYLIK, K. DZIEWOŃSKI, R. GALON,  
M. KLIMASZEWSKI, J. KONDRACKI, J. KOSTROWICKI, S. LESZCZYCKI, M. MALICKI,  
B. OLSZEWICZ, J. WĄSOWICZ, M. KIELCZEWSKA-ZALESKA, A. ZIERHOFFER

Redaktor tomu: J. KONDRACKI

Redaktor techniczny: E. PIWOWARSKI

Korektor: L. GRZYBOWSKA

WYDAWNICTWA GEOLOGICZNE — WARSZAWA 1963

Wydanie I. Nakład 810 egz. Ark. wyd. 18. Ark. druk. 11,5+4 zał. Oddano  
do składania 10. IV. 1962 r. Podpisano do druku 28. I. 1963 r. Druk ukończono  
w lutym 1963 r. Cena zł 60,—

Krakowskie Zakłady Graficzne Nr 6 zam. 122/62 F-05

## SPIS TREŚCI

Postawienie problemu . . . . .	str. 7
Stan badań . . . . .	11
Przegląd form terenu . . . . .	15
<b>Formy wierzchowinowe . . . . .</b>	<b>15</b>
Obszar kuestowy na południe od linii Iłża - Ealtów . . . . .	16
Równina nad dolną Kamienną . . . . .	21
Równina lessowa na międzyrzeczu Kamiennej i Krępianki . . . . .	22
Równina denudacyjna na północ od doliny Krępianki . . . . .	24
<b>Formy dolinne . . . . .</b>	<b>27</b>
Dolina Krępianki . . . . .	28
Dolina Iłżanki . . . . .	29
Dolina Kamiennej . . . . .	31
Dolina Wolanki . . . . .	33
Dolina Zwoleńki . . . . .	34
Podsumowanie . . . . .	35
Stosunek rzeźby do litologii i tektoniki podłoża mezozoicznego . . . . .	36
Rzeźba a litologia . . . . .	36
Rzeźba a tektonika . . . . .	43
Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie . . . . .	48
Wiek deformacji tektonicznych otoczki mezozoicznej . . . . .	48
Zrównanie paleogeńskie . . . . .	52
Transgresja dolnooligocieńska . . . . .	66
Rozwój rzeźby w miocenie . . . . .	69
Zrównanie dolnopliocieńskie . . . . .	77
Odmłodzenie rzeźby w górnym pliocenie . . . . .	82
Rzeźba podczwartorzędowa . . . . .	83
Rozwój rzeźby w plejstocenie . . . . .	86
Problem preglacjału . . . . .	86
Analiza wybranych odsłoneń plejstocenu . . . . .	92
Odsłoneńca w dolinie Kamiennej . . . . .	93
Odsłoneńca i przekopy w dolinie Krępianki . . . . .	101
Odsłoneńca i przekopy w dolinie Iłżanki . . . . .	104
Odsłoneńca w dolinie Zwoleńki . . . . .	111
Profil plejstocenu w Jabłonowie . . . . .	113
Zagadnienie lessu podmorenowego . . . . .	115
Stanowisko interglacjału w Stykowie . . . . .	116
Okres najstarszego glacjału . . . . .	120
Znaczenie morfologiczne interglacjału wielkiego . . . . .	124
Anaglacjał, glacjał i kataglacjał zlodowacenia środkowopolskiego . . . . .	126

---

Zmiany w rzeźbie powstałe podczas interglacjału eemskiego . . . . .	131
Powierzchnia denudacyjna z czasów zlodowacenia bałtyckiego i jej stosunek do zrównań trzeciorzędowych . . . . .	133
Zestawienie wyników . . . . .	140
Literatura . . . . .	141
Резюме . . . . .	147
Résumé . . . . .	164



## POSTAWIENIE PROBLEMU

W latach 1953—1959 z inicjatywy i na zlecenie Instytutu Geografii Polskiej Akademii Nauk prowadzone były badania geomorfologiczne na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Skartowany został obszar o powierzchni ponad 1300 km<sup>2</sup>, położony w okolicach Iłży, Solca i Zwolenia. Granicę terenu wyznaczają w przybliżeniu: od południa dolina dolnej Kamiennej, na północy równoleżnik Zwolenia, po stronie wschodniej krawędź przełomowego odcinka doliny Wisły i na zachodzie — południk Iłży.

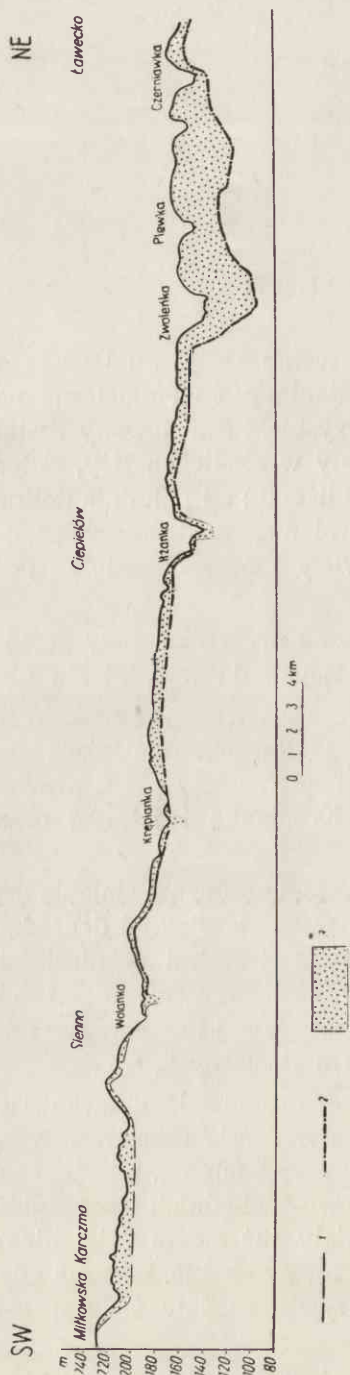
Prace nad mapą geomorfologiczną uzupełnione przez materiały geologiczne umożliwiły podjęcie rozważań zmierzających do wyjaśnienia genezy obecnej rzeźby.

Badany obszar ma powierzchnię łagodnie sfalowaną, obniżającą się stopniowo z SW na NE od 250 do 150 m. Jest on rozcięty przez prawie równoleżnikowe dopływy Wisły: Kamienną, Krępiankę i Hżankę oraz Zwoleńkę, która płynie z NW na SE.

Zgodnie z ogólnym nachyleniem powierzchni topograficznej zmienia się charakter morfologiczny wyżyny. W części SW wskutek wielkiej degradacji osadów plejstocenijskich odsłaniają się na powierzchni wyniosłości podłoża przedczwartorzędowego. Ku NE, w miarę wzrostu miąższości utworów lodowcowych, formy podłoża chowają się głębiej i na powierzchni panuje rzeźba zniszczonych przez denudację form glacialnych.

Rzeźba obecna mimo nieznacznych stosunkowo deniwelacji wykazuje duże zróżnicowanie morfologiczne i to zarówno w sensie przestrzennym, jak i genetycznym. Obszar w całości ma rzeźbę peryglacialną, z tą jednak podstawową różnicą że na peryferiach południowo-zachodnich i południowych procesy morfogenezy peryglacialnej objęły już swym działaniem ekshumowane przez denudację trzeciorzędowe formy skalne, podczas gdy na północy rozwijały się one tylko w pokrywie osadów i form lodowcowych.

Część południowo-zachodnia ma cechy znamienne dla morfologii otoczki mezozoicznej Gór Świętokrzyskich, część północno-wschodnia i pół-



Ryc. 1. Stosunek rzeźby powierzchni do kopalnej rzeźby podłoża skalnego  
1 - strop skał jurajskich; 2 - strop skał kredowych; 3 - plejstocen

nocna zbliża się raczej swym charakterem do peryglacialnej Polski nizinnej. Występuje tu więc powiązanie elementów rzeźby średniogórza z elementami rzeźby nizin. Zmiana typu krajobrazu dokonuje się stopniowo bez wyraźnych załomów czy linii dzielących. Formy o założeniu różnowiekowym łączą się ze sobą przechodząc jedne w drugie od coraz starszych do coraz młodszych.

Doliny powtarzają również te cechy odmienności między częścią południową i północną. Pozornie niczym nie różnią się one między sobą. Wszystkie występujące współcześnie na powierzchni doliny pochodzą z czasów po zlodowaceniu środkowopolskim, które objęło ten teren, i mają formy na ogół proste o słabo sterasowanych zboczach. Ich wygląd zewnętrzny nie zdradza zróżnicowania wiekowego. Różny jest jednak inwentarz doliny i różny stopień rozczłonkowania terenu. Od Kamiennej po Iłżankę włącznie wszystkie doliny wycięte są w skałach podłoża mezozoicznego, na skraju północnym rzeki nacinają tylko częściowo pokrywę plejstocenską i wiszą w stosunku do zagrzebanej przez osady zlodowacenia środkowopolskiego rzeźby starszego podłoża.

W całej południowej części wyżyny zniszczenie pokryw plejstocenskich na wierzchołkach przyczyniło się do odstąpienia bruzd erozyjnych podłoża podczwartorzędowego, wzdłuż których płyną rzeki. Bruzdy te są jeszcze w znacznej mierze wypełnione przez osady czwartorzędowe i stopień ich odpreparowania jest w obrębie różnych dolin niejednako-

wy: w Iłżance np. przy ujściu w Chotczy miąższość zasypania wynosi 16 m, w Krępiance — 27 m.

W części północnej położenie dolin staje się coraz bardziej niezależne od zagłębień podłoża przedczwartorzędowego. Niektóre obecne rzeki lokują się w miejscach nowych, niekiedy nawet wododziałowych w stosunku do układu dolin kopalnych.

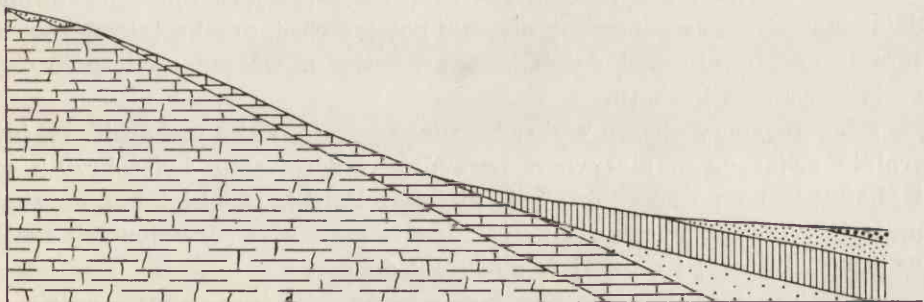
Ogólnie więc stwierdzić można, że w południowych obszarach wyżyny wskutek ekshumacji form przedplejstocenijskich jest prawie jedna wspólna rzeźba podłoża i powierzchni, z tym że doliny są płytsze i deniwelacje mniejsze, natomiast na peryferiach północnych rzeźba kopalna jest różna od rzeźby powierzchni (ryc. 1).

Rzeźba podczwartorzędowa, podobnie jak rzeźba dzisiejsza, nie jest homogeniczna. Zawiera ona również formy różnego wieku. Wskazuje na to jej zróżnicowana budowa geologiczna przedstawiona na mapie geologicznej odkrytej ark. Radom 1 : 300 000. Znaczne obszary mają formy przedplejstocenijskie wykształcone w skałach górnej jury i kredy. Te formy są przysłonięte w północnej części wyżyny przez osady morza dolnooligocenijskiego, na których z kolei leżą jeziorne utwory miocenu i pliocenu. Im młodsza pokrywa trzeciorzędowa tym mniejszy jej zasięg przestrzenny.

Na obszarach wyżyny, które nie miały osłony osadów trzeciorzędowych wodnego (morskiego i jeziornego) pochodzenia, rzeźba rozwijała się suberycznie przez cały trzeciorzęd (ryc. 2).

SW

NE



Ryc. 2. Schemat układu strukturalnego NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich  
1 — jura: dogger, malm; 2 — kreda: neokom, alb, cenoman, turon, emszer, santon, kampan, mastrycht; 3 — dan; 4 — oligocen; 5 — miocen; 6 — pliocen

W części północnej nakładające się utwory trzeciorzędowe grzebią uprzednie powierzchnie i stwarzają nowe podstawy dla rozwoju rzeźby.

W rezultacie na podłożu skał jurajskich i niektórych starszych kre-

dowych występuje dziś jedna policykliczna rzeźba kopalna, a im dalej ku północy tym więcej tych powierzchni kopalnych, przedzielonych osadami akumulacji trzeciorzędowej.

Powierzchnia topograficzna rzeźby kopalnej jednoczy więc również formy o różnym założeniu wiekowym, coraz młodszym w kierunku północnym. Stwierdzenie to dotyczy w głównej mierze form wierzchowinowych. Pewne natomiast doliny uległy pogłębieniu już podczas plejstocenu.

Dalsza modyfikacja powierzchni przedczwartorzędowej dokonała się w czasie epoki lodowcowej. Świadczy o tym wypełnienie bruzd erozyjnych, wyciętych w podłożu skał mezozoicznych i trzeciorzędowych, przez osady plejstoceniowe oraz obecność materiału lokalnego w glinie morenowej i utworach dolinnych.

Tylko te z dolin kopalnych można uznać za formy przetrwałe od trzeciorzędu, które nie są wypełnione aż po samo dno przez osady akumulacji wód plejstoceniowych.

Zarówno rzeźba kopalna, jak i rzeźba obecnej powierzchni mają charakter poligeniczny. Pierwsze ich zręby zostały założone po ustąpieniu morza górnokredowego. Długa ewolucja trzeciorzędowa, kształtowana w zmiennych klimatach, przerywana była przez okresy sedymentacji wodnej (morskiej i jeziornej) oraz procesy natury tektonicznej.

Cykle glacialne poprzez własny materiał i formy stwarzały nowe odrębne warunki dla rozwoju rzeźby subaerycznej. Glacialny szkielet form zachował się do dziś tylko szczątkowo.

W środowisku peryglacialnym ostatniego glacialu powstały najbardziej znamienne cechy rzeźby obecnej powierzchni, przekształconej w małym tylko stopniu pod działaniem procesów morfogenezy współczesnej umiarkowanego klimatu.

Rozpatrywany obszar wykracza nieco poza otoczkę mezozoiczną, integralnie związaną z masywem hercyńskim górotworu świętokrzyskiego, i obejmuje na północy skrawek nizinnej Polski. Dzięki temu uzyskano materiały porównawcze dla prześledzenia procesów rozwojowych rzeźby w strefie bliższej i dalszej w stosunku do gór.

Zróznicowanie przestrzenne jest wyraźne. W tym samym czasie panowały podczas trzeciorzędu odmienne warunki dla rozwoju rzeźby: gdy na południowych obszarach rozwijała się rzeźba subaeryczna, na sąsiednich, przyległych od północy, osady morskie czy jeziorne przerywały cykl rozwojowy, zagrzebywały formy uprzednie i wyrównywały powierzchnię.

Uchwycenie różnic w sposobie nakładania się różnych cykli geograficznych pozwoli wyjaśnić genezę współczesnej rzeźby i jej stosunku do rzeźby terenów przyległych, a w szczególności Gór Świętokrzyskich.

Rozważania zmierzają nie tylko do ujęcia zagadnień w aspekcie regionalnym, lecz również do przedstawienia wyników na tle problematyki geomorfologii ogólnej.

## STAN BADAŃ

Istnieje bogata literatura geologiczna dotycząca obszaru otoczki mezozoicznej Gór Świętokrzyskich. Teren ten stanowił od dawna przedmiot zainteresowań wielu geologów i był badany z różnych punktów widzenia zarówno czysto poznawczych naukowych, jak i użytkowych, zmierzających do wykrycia złóż surowców i sposobu ich występowania. Z biegiem lat wzbogacała się problematyka badań i rosła szczegółowość poznania. Pierwsze studia poświęcone są w głównej mierze opracowaniu stratygrafii i litologii, w następnych pojawia się także zagadnienie tektoniki.

**Mezozoik.** Wielkie zasługi w podjęciu tematyki mezozoiku Gór Świętokrzyskich ma J. Lewiński [56, 57], którego poglądy stają się punktem wyjściowym dla dalszych badań.

A. Łuniewski [61] śledząc wychodnie jury i kredy między Ożarowem i Zawichostem wykrywa transgresywny charakter dolnego turonu w stosunku do różnych ogniw górnej jury i na tej podstawie przyjmuje okres denudacji „platformy jurajskiej” przed odłożeniem osadów dolnoturońskich. Tektonika pogranicza jury i kredy wyraża się istnieniem zapadliska wypełnionego przez utwory kredowe. Jest ono obcięte od zachodu przez dyslokację na linii Zawada—Pętkowice nad Kamienną.

J. Samsonowicz [98, 99, 100] rozważa wiele zagadnień geologicznych dotyczących litologii, stratygrafii i tektoniki mezozoiku. Podaje on wnikliwej analizie strefę kontaktu jury z kredą i opisuje elementy tektoniczne jury ujętej w siodła i niecki.

Podsumowanie jego poglądów na całość wydarzeń geologicznych w obrębie wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich znajdujemy w objaśnieniu arkusza Opatów [100]. Problematykę geologiczną Opatowa ustawia Samsonowicz na tle terenów przyległych, m. in. położonych również na północ od dolnej Kamiennej.

S. Z. Różycki [87] prowadząc badania nad przebiegiem środkowo-jurajskiej strefy rudonośnej omawia tektonikę siodła inowłodzkiego, w stosunku do którego skały górnej jury okolic Iłży zajmują położenie peryferyczne na skrzydle północno-wschodnim. W pracy o krasie starachowickim [89] wyjaśnia monoklinalną strukturę i cechy litologiczne środkowej oraz górnej jury.

Obszar północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest głównym terenem badań W. Pózarzyckiego. Jego szczegółowe studia

o różnej tematyce stanowią podstawowe źródło do rozwiązania wielu problemów zarówno geologicznych, jak i morfogenetycznych.

Wstępem do systematycznych jego badań nad kredą jest publikacja o stratygrafii senonu w przełomie Wisły [74]. Na materiale odsłonięć wzdłuż Wisły rysuje profil geologiczny o długości 60 km i omawia kolejno zróżnicowanie facjalne górnej kredy. Wszystkie utwory kredowe mają charakter serii coraz bardziej regresywnych; pochylają się one ku NNE przy malejącym w tym kierunku upadzie warstw. Biegi warstw są jednak zmienne na poszczególnych odcinkach przełomu. Jest to bardzo ważne dla wyjaśnienia stosunku obecnych dolin do tektoniki podłoża mezozoicznego. Nie mniejszą wartość dla wyjaśnienia tego zagadnienia ma wykrycie związku między fleksuralnym zagięciem na kontakcie jury i kredy a przebiegiem hercyńskiego masywu świętokrzyskiego, który ukryty w głębi przedłuża się daleko na wschód pod pokrywą skał kredowych Wyżyny Lubelskiej.

Rezultaty poszukiwań fosforytów występujących w dolnych piętrach górnej kredy zostały przedstawione w dwu pracach [75, 76]. Jest w nich zawarta dokładna charakterystyka tektonicznego kontaktu jury z kredą na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich oparta na licznych pomiarach układu warstw. Pożaryski powtarza swój poprzedni pogląd o zależności tektoniki mezozoiku od budowy głębszego podłoża. Pożaryski, podobnie jak Łuniewski, stwierdza przerwę sedymentacyjną przypadającą na okres ruchów fazy młodokimeryjskiej.

Charakter syntezy ma praca Pożaryskiego z 1948 r. [77]. Ujmuje on w niej całokształt zagadnień mezozoiku północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Zamieszczona w publikacji mapa geologiczna odkryta, przekroje i szkic tektoniczny sugerują wyjaśnienie stosunku dzisiejszej rzeźby do struktury podłoża.

Do rozważań nad kredą włącza się także K. P o ż a r y s k a [73]. O regresji górnokredowej wnioskuje na podstawie wzrostu zawartości cząstek ilastych i piaszczystych w skałach oraz na podstawie zwiększania zawartości glaukonitu. Według niej odwapnienie stropu geozenu nastąpiło w ciepłym i wilgotnym klimacie eocenu przy współdziałaniu wód powierzchniowych, prawdopodobnie obfitujących w kwasy humusowe.

**Trzeciorzęd.** Na badanym obszarze brak pokrywy morskich osadów trzeciorzędu, z wyjątkiem północnych peryferii, gdzie występują utwory dolnooligoceniczne oraz jeziorne mioceniczne i plioceniczne.

Drobne płyty lądowego trzeciorzędu uwidocznione na mapie geologicznej odkrytej arkusz Radom 1 : 300 000 [94] nie są w sposób ścisły datowane. Wzmianki o nich znajdują się w wielu cytowanych wyżej pracach. Z konieczności więc, materiałów do poznania trzeciorzędu należy szukać w opracowaniach terenów sąsiednich.

Problem lądowego trzeciorzędu porusza wielokrotnie J. S a m s o n o w i c z. W sprawozdaniu z badań wykonanych w 1923 r. [95] omawia glinki ogniotrwałe w lejach krasowych wapieni rauraku na obszarze między Koszarami pod Ilżą, Kątami i Wólką Bodzechowską. W glinkach wsi Kąty znalezione kawałki drewna należą do *Glyptostroboxylon*, „rodzaju nie przekraczającego wstecz poza trzeciorząd”. Jest to jedyne na tych terenach datowane stanowisko trzeciorzędu. Znacznie obszerniej wypowiada się na temat trzeciorzędu w pracy z 1934 r. [100], precyzując bliżej jego wiek w obrębie arkusza Opatów.

S. Z. R ó ż y c k i [87] wykrywa w skałach górnej jury pod Opocznem kopalne zagłębienia krasowe wypełnione przez glinki ogniotrwałe i przeprowadza analizę chemiczną ich składu.

Tenże autor wysuwa następnie wiele interesujących wniosków natury paleomorfologicznej w pracy dotyczącej sylikacji stropu skał górnourajskich w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego, Opoczna i Nowego Miasta [88]. Na zsylikowanych skałach leżą tu mioceńskie osady węgla brunatnego i w związku z tym Różycki przypisuje sylikacji wiek mioceński. Uważa on, że „tam, gdzie pokrywa czwartorzędu jest cienka i nieciągła, poszczególne świadki starej powierzchni z czasów młodszego trzeciorzędu, pokryte masami rumowisk sylikowanych wapieni, jeszcze obecnie tworzą dobrze w terenie zarysowane kulminacje, w formie wydłużonych grzędowo grzbietów”.

Pas wychodni górnej jury o takich samych cechach jak pod Tomaszowem Mazowieckim przechodzi znacznie dalej na południowy wschód aż po dolinę dolnej Kamiennej.

Liczne odłamki zsylikowanych wapieni odnajduje Różycki w zwietrzelinach wapieni jurajskich w obrębie form krasowych na terenie Lasów Starachowickich [89].

W. P o ż a r y s k i [78] synchronizując sylikację skał rauraku z odwapnieniem geozdanu przyjmuje eoceński wiek tych procesów. Wyniki jego badań nad zagadnieniem odwapnienia i tektoniką trzeciorzędową śledzoną pod Zawichostem dostarczają bardzo ważnych danych do poznania rzeźby w trzeciorzędzie.

**Plejstocen.** Plejstocen rozważany jest również w wielu wymienionych już pracach. Są one jednak poświęcone w głównej mierze geologii starszego podłoża. Brak dotychczas zgodności poglądów co do zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego.

A. Ł u n i e w s k i [61] opisując materiał i formy lodowcowe w rowie tarłowskim widzi transgresywny charakter zlodowacenia środkowopolskiego w stosunku do doliny dolnej Kamiennej. Wykrywa on nadto oz tarłowski.

L. S a w i c k i [102] w oparciu o kryterium morfologiczne przeprowadza granicę zlodowacenia środkowopolskiego wzdłuż przełomowego odcinka Wisły aż do ujścia Kamiennej.

J. S a m s o n o w i c z [96] uważa również, że zlodowacenie to przekroczyło dolną Kamienną i zajęło rów tarłowski. Do tego zagadnienia powraca w objaśnieniu arkusza Opatów [100].

K. P o ż a r y s k a [71], kartując SE część arkusza Solec, podaje syntetyczny profil plejstocenu w dolinie Kamiennej: dwie gliny morenowe rozdzielone przez serię osadów akumulacji rzecznej oraz starszy od nich bruk morenowy leżący w spągu podesłany przez żwiry preglacjalne. Wyróżnia less podmorenowy i nadległy, który spoczywa na powierzchni. Szczegółowe opracowanie plejstocenu daje w pracy o dolinie dolnej Kamiennej [72]. Przyjmuje w niej 6-krotne zlodowacenie Polski. Trzy pierwsze spośród nich objęły dolną Kamienną. Dowodzi istnienia na tym terenie glaciału starszego od krakowskiego.

Dwie rozprawy W. P o ż a r y s k i e g o [79, 80] o przełomowym odcinku Wisły, oparte na bardzo szczegółowej analizie odkrywek, zawierają najpełniejszy materiał dokumentacyjny dla plejstocenu tego obszaru. Jakkolwiek Pożaryski modyfikuje swoje poglądy, czemu daje wyraz w artykule opublikowanym w Przeglądzie Geograficznym [81], niemniej jednak do jego wyników wypadnie odwołać się niejednokrotnie przy rozpatrywaniu plejstocenu w dolinach lewobrzeżnych dopływów Wisły i na przyległej do przełomu Wisły wierzcholinie. W artykule tym odrzuca pogląd uprzedni o 6-krotnym zlodowaceniu terytorium Polski i przyjmuje 4-krotne zlodowacenie. Trzy pierwsze zostawiły w strefie przełomu moreny, ostatniemu odpowiadają czasowo lessy. Kwestionuje nadto dwudzielność zlodowacenia środkowopolskiego na południe od Warszawy.

Badania K. i W. Pożaryskich dzięki wielkiej szczegółowości opisów oddają wielkie przysługi przy interpretacji własnych obserwacji.

Całość dotychczasowych poglądów na temat ilości i zasięgu zlodowaceń przedstawia i ocenia M. K l i m a s z e w s k i [44]. Omawia on te zagadnienia, które odnoszą się do terenów południowej Polski.

**Rozwój rzeźby.** Materiał wyjściowy dla problematyki geomorfologicznej stanowi praca L. S a w i c k i e g o [103] o przełomowym odcinku doliny Wisły zawierająca myśl o prawierówni środkowopolskiej i preglacjalnym wieku przełomu.

Wielka koncepcja S. L e n c e w i c z a [54, 55] piętrowego układu zrównań w Górach Świętokrzyskich, a następnie nowe odmienne ujęcie rozwoju rzeźby przedstawione przez J. D y l i k a [23] będą szczegółowo rozpatrzone w rozdziale poświęconym paleomorfologii. Jednak badania



obu wymienionych autorów dotyczą przede wszystkim centralnej części masywu i nie obejmują analizowanego tu obszaru peryferycznego.

Niezbędna staje się również konfrontacja własnych wyników z koncepcją A. J a h n a [34] schodowatych zrównań typu pedypleny dla Wyżyny Lubelskiej. Przeprowadzenie takich porównań powinno przyczynić się do wyjaśnienia odmiennych warunków rozwoju rzeźby po obu stronach przełomowego odcinka Wisły.

Ogromną pomocą w podejściu do tego zagadnienia jest praca M. K l i m a s z e w s k i e g o [46] ujmująca rozwój rzeźby całej Polski w trzeciorzędzie, a następnie artykuł M. T y c z y Ń s k i e j [120], w którym podsumowane i zestawione są poglądy na paleoklimat trzeciorzędu i czwartorzędu. Cennych informacji dostarcza również paleogeograficzny atlas B. A r e n i a [1].

Prócz wymienionych publikacji i rozpraw wiele materiału źródłowego zaczerpnięto z Archiwum Wierceń i Archiwum Dokumentacji Źródłowej Instytutu Geologicznego. Szczególnie przydatne okazały się przekroje geologiczne Z. Sujkowskiego, W. Pożaryskiego i A. Białaczewskiego, a przede wszystkim wiercenia i mapy rękopiśmienne opracowane przez E. R ü h l e g o [93, 106].

Profesorowi dr E. Rühlemu, który okazywał mi zyczliwą pomoc w doborze odpowiedniego materiału, składam podziękowanie.

## PRZEGLĄD FORM TERENU

Punktem wyjścia do rozważań nad rozwojem rzeźby jest mapa geomorfologiczna wykonana na podstawie zdjęcia terenowego (tabl. I). Formy są przedstawione według instrukcji Klimaszewskiego opracowanej dla obszarów środkowej i południowej Polski [45].

Rozdział niniejszy ma na celu wprowadzenie do ogólnej problematyki geomorfologicznej północno-wschodniego przedpola Gór Świętokrzyskich.

Przy analizie rzeźby tego obszaru dokonano podziału na dwie podstawowe kategorie form: są to formy wierzchowinowe i rozcinające je, młodsze od nich, formy dolinne.

### FORMY WIERZCHOWINOWE

Zróznicowanie geomorfologiczne wierzchowin wynika w głównej mierze z postępu denudacji utworów plejstocęńskich. W wyżej położonej części południowej odsłaniają się formy skalne o założeniu trzeciorzędowym w postaci ukierunkowanych stref wzniesień lub prawie płaskich wyżyn. Na pozostałym obszarze nieznacznie pochyłym w kie-

runku północnym dominują rozległe równiny denudacyjne wytworzone w pokrywie osadów lodowcowych. W ten sposób przestrzenny układ form pokrywa się równocześnie z ich klasyfikacją wiekową i genetyczną.

Obszar kuestowy na południe od linii Iłża—Bałtów

Rzeźba obszaru położonego na południe od linii Iłża—Bałtów nad Kamienną charakteryzuje się występowaniem trzech stref wzniesień o kierunku NW—SE rozdzielonych przez równinne obniżenia.

Profil poprzeczny wzniesień jest asymetryczny: stoki o ekspozycji SW mają nachylenie większe — w granicach 10—12°, stoki zwrócone na NE są dłuższe i stopniowo, pod kątem nie przekraczającym 6°, przechodzą w przyległe równiny. Asymetria wiąże się z tektoniką utworów mezozoicznych, z których te formy są zbudowane. Warstwy mezozoiczne zapadają w kierunku NE, wzniesienia mają zatem charakter krawędzi strukturalno-denudacyjnych typu kuest. Ich wzajemny układ, tzn. zbliżenie lub oddalenie, jest odbiciem bardziej szczegółowych rysów tektoniki: wzrost kąta upadu warstw pociąga za sobą zmniejszanie odległości między kuestami i na odwrót.

Pierwsza strefa wzniesień o wysokości względnej około 30 m ciągnie się przez Lasy Starachowickie wzdłuż linii Miłkowska Karczma — Klepacz — Kutery — kopalnia Władysław. Tworzą ją wychodnie doggeru wykształconego w postaci iłów, piasków żelazistych i piaskowców żelazistych. Zróznicowanie litologiczne powoduje rozbitcie kuesty na dwa szeregi izolowanych garbów zbudowanych ze stosunkowo odpornych ławic piaskowca. Absolutna wysokość kuesty maleje ku E od 248 m w pobliżu kopalni Władysław do 230 m pod Miłkowską Karczmą. Dalsze rozczłonkowanie garbów na oddzielne pagóry jest rezultatem erozyjnej pracy dopływów Kamiennej oraz procesów denudacyjnych. Między wzniesieniami istnieje rozbudowany system dolinek peryglacjalnych, niekiedy o cechach subsekwencji w stosunku do podłoża jurajskiego.

Druga forma kuestowa zbudowana z wapieni rafowych rauraku zarysowuje się tylko we fragmentach pod Eugeniowem i na południe od Olechowa Starego (obie miejscowości na S od Sienna), a następnie niknie z powierzchni przysłonięta przez osady plejstocenske.

O zasypanych skalistych wzgórzach raurackich na terenie Lasów Starachowickich pisze S. Z. Różycki. Dają one „niewielkie i dosyć odległe od siebie plamy”. Jakkolwiek nie widać ich w rzeźbie, to jednak odgrywają podstawową rolę w rozwoju procesów krasowych [89].

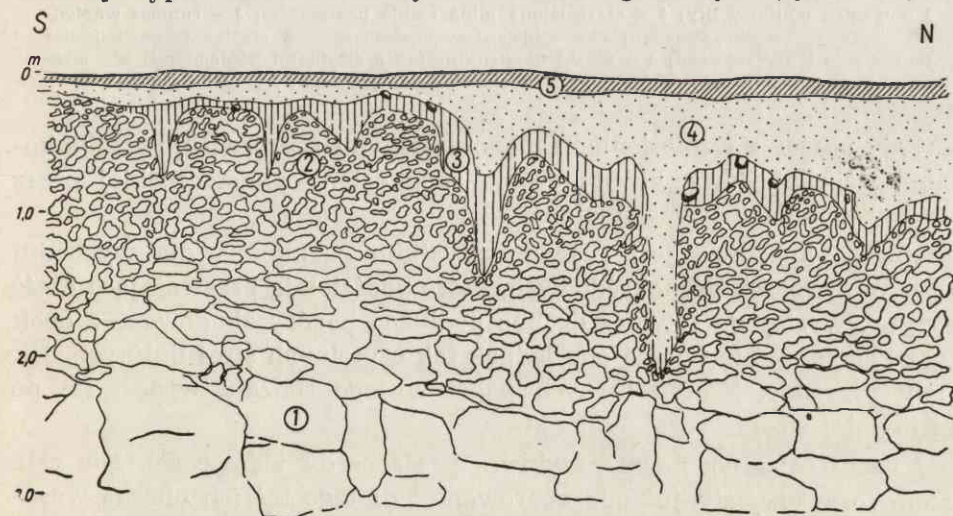
Kamieniołom w Błazinach (2 km na S od Iłży) założony jest na czole trzeciego z kolei garbu monoklinalnego. Występujące tu wapienie drobnotyłaste i oolityczne z pasiastymi krzemieniami należą do astartu środkowego. Warstwy pochylają się na NE pod kątem 8°.

Na dosyć stromym czole proggu pokrywa plejstocenska uległa zdenudowaniu, a śladem po niej są głązy północne i piaski bezstrukturalne. Strop utworów jurajskich jest silnie przeobrażony przez procesy segregacji mrozowej. Przeważają struktury festonów gruzowych [20, 22].

Krawędź i górną powierzchnię kuesty tworzą pochylone również ku NE wapienie astartu górnego wykształcone facjalnie tak samo jak środkowy astart oraz dolnokimerydzkie margle i wapienie margliste z muszlowcami. Wychodnie tych skał są ścięte wspólną powierzchnią, która, ekshumowana częściowo przy czole proggu, chowa się następnie w kierunku NE pod równinę denudacyjną wytworzoną na glinie morenowej i pod less. Podstawę proggu podcina subsekwentnie dolina Błazinki, dopływu Iłżanki. Iłżanka przecina opisywany garb monoklinalny głęboko wciętym przełomem. Kontynuację kuesty widać pod wsią Prędocin i po przerwie około 10 km na południe od wsi Tarnówek.

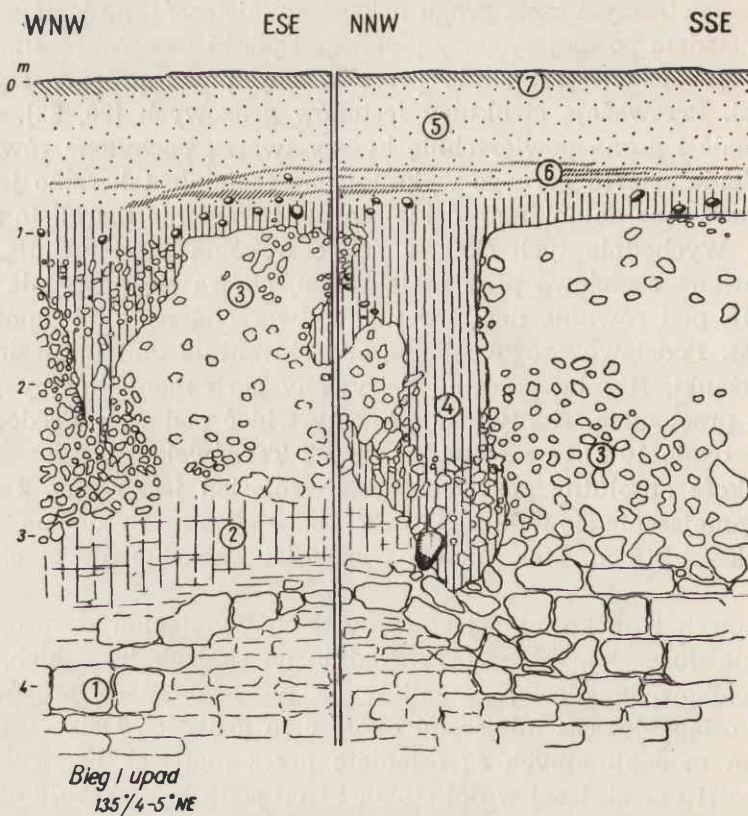
Wysokość absolutna poszczególnych wzniesień jest różna, z tendencją do zmniejszania się w kierunku SE: Iłża — 246 m, Prędocin — 224 m, Tarnówek — 218 m. Maksymalne wysokości względne nie przekraczają 70 m.

W czołach i na kulminacjach wszystkich wymienionych progów pokrywa plejstocenska, leżąca bezpośrednio na skałach jurajskich, została prawie całkowicie zdarta, natomiast na powierzchniach progów (zbocze NE) osiąga jeszcze miejscami około 6 m grubości. Dolne części stoków form monoklinalnych są osłonięte przez materiał bezstrukturalny o miąższości narastającej w dół stoku. Strop podłoża wykazuje nadto deformacje typu klinów mrozowych i festonów gruzowych (ryc. 3 i 4).



Ryc. 3. Olechów Stary

1 — biały lity wapień; 2 — rumosz wapienny gruzelkowaty; 3 — glina czerwona z głązka-  
mi pochodzenia północnego; 4 — piaski żółte bezstrukturalne; 5 — gleba szara



Ryc. 4. Olechów Stary

1 – wapień oolitowy lity; 2 – szarozielona glina chuda bez głazów; 3 – rumosz wapienny oolitowy, ostrokrawędzisty; 4 – glina rdzawoczekoladowa z głazikami pochodzenia północnego i miejscowego; 5 – piaski bezstrukturalne z głazikami północnymi; 6 – strefa zorsztynizowana z głazikami pochodzenia północnego; 7 – gleba szara

Cały obszar z wzniesieniami monoklinalnymi reprezentuje rzeźbę kopalną trzeciorzędową, ekshumowaną spod osłony plejstocenijskiej przez procesy denudacji peryglacialnej.

Rzeźba kuestowa jest przede wszystkim znamieną dla wychodni jury. W utworach górnokredowych, które podścielają przeważającą część wyżyny, występują również drobne podłużne pagóry zbudowane z opok i gez kampanu, nie tworzą one jednak tak czytelnych stref liniowych, jak skały jurajskie. Szereg luźnych pagórów tego rodzaju wznosi się po wschodniej stronie rzeki Wolanki.

Kuesty są u podstawy przykryte przez osady lodowcowe. Nie całe zatem formy zostały już odpreparowane i dlatego też ich obecna wysokość względna jest mniejsza niż w okresie przedlodowcowym.

Ogólnie można przyjąć, że mimo powszechnej denudacji osady plej-

stoczeńskie maskują jeszcze żywszą od współczesnej monoklinalną rzeźbę przedczwartorzędową.

Obniżenie między kuestą piaskowców doggeru i kuestą oolitowych wapieni zajmuje równina o wysokości 210—200 m, wytworzona na zredukowanych utworach lodowcowych. W jej podłożu leżą piaski, żwiry i miejscami płyty gliny zwałowej. Jest to, zdaniem S. Z. Różyckiego, obszar zniszczonego sandru [89].

Na tle równiny pozbawionej wyraźniejszych form dolinnych ciągnie się od Sienna prawie po Iłżę pas przewianych piasków i wydm. W części południowo-wschodniej przeważają wydmy paraboliczne, w części północno-zachodniej — raczej o kształtach wałów. Wydmy paraboliczne po stronie wypukłej, zwróconej ku E, mają nachylenie do 20°, po stronie zachodniej — od 3 do 16°. Od zachodu towarzyszą wydmom misy wywiania, częściowo zabagnione lub zatorfione, albo ich ekwiwalenty w postaci zagłębień deflacyjnych. Istotną treść omawianej równiny stanowią nie tyle rezultaty denudacji peryglacialnej i eolicznej akumulacji, ile kras.

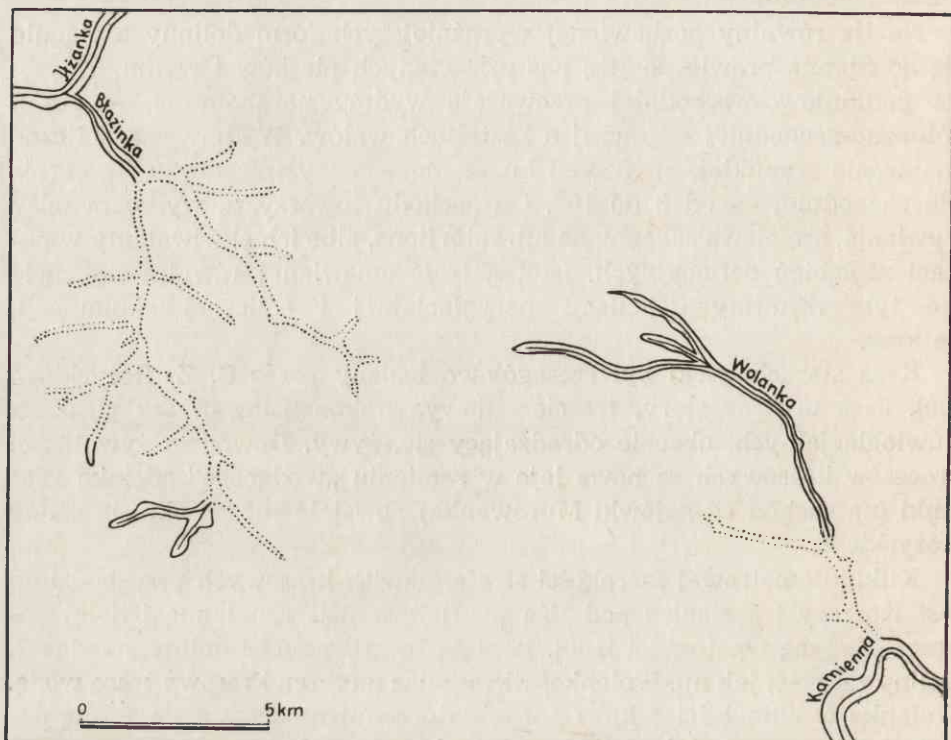
Kras starachowicki był szczegółowo badany przez S. Z. Różyckiego [89]. Jest to kras stary, trzeciorzędowy, zrekonstruowany w piaskach fluwioglacjalnych, obecnie odradzający się, żywy. Dowodem żywotności procesów krasowych są nowe leje w ramieniu „wodącego” odcinka Błazinki (na zachód od gajówki Murowanka) powstałe już po okresie badań Różyckiego.

Kilkukilometrowej szerokości strefa zjawisk krasowych przechodzi od wsi Koszary i Jasieniec pod Iłżą po Bałtów nad Kamienną i dalej poprzez Wyżynę Opatowską [100]. Istnieją tu tylko suche doliny „wodące”. Doliny rzeczne, jak np. Wolanka, wkraczając na teren krasowy tracą wodę. Wolanka w odległości 3 km od ujścia do Kamiennej staje się formą suchą. Inne, np. Błazinka, dopływ Iłżanki, po wyjściu z obszaru krasowego uzyskują wodę (ryc. 5).

W stosunku do skał mezozoicznych, które pochylają się na NE, doliny „wodące” tworzą przeważnie układy konsekwentne i subsekwentne.

Brak odpływu powierzchniowego Różycki wyjaśnia charakterem litologicznym doggeru i dolnej części malmu. „Występują tu skały dobrze przepuszczalne (piaski kuchowe) i silnie spękane wapienie górnej jury. Na całym obszarze leżącym na NE od Klepaczy i Władysława wytwarza się jeden wspólny poziom wód swobodnie cyrkulujących poprzez warstwy górnego doggeru i dolnego malmu. Ponieważ zaś pokrywa ilastych wietrzeli trzeciorzędowych występuje tylko w niewielu miejscach i nie stanowi ciągłej powłoki, wody te łączą się również swobodnie z wodami opadowymi wsiąkającymi w piaski czwartorzędowe” [89]. Poziom wód gruntowych leży na głębokości 20—30 m. „Rozmieszczenie za-

głębień krasowych jest ściśle związane z wyniosłościami wapieni ponad powierzchnię zwierciadła wód gruntowych" [89]. Na terenie bezwodnym Różycki wyróżnia pojedyncze leje krasowe, formy złożone — uwala (w lesie Pasyjka i koło Nadleśnictwa Marcule) oraz „Zapadłe Doły”, które mają cechy małego polja.



Ryc. 5. Bezwodne odcinki krasowe doliny Błazinka i Wolanka według S. Z. Różyckiego

Większość zagłębień krasowych lokuje się w obniżeniach dolin „wodących”. Błazinka np. ma profil podłużny bardzo nieregularny, z licznymi przegłębieniami.

Oprócz krasu odradzającego się i żywego w Lasach Starachowickich jest również kras kopalny całkowicie pogrzebany, wypełniony przez miocen łądowy. Zostanie on bliżej scharakteryzowany przy omawianiu rozwoju rzeźby.

Poza obszarem monoklinalnym, który jednoczy formy o cechach trzeciorzędowych i peryglacjalnych, rozciągają się rozległe powierzchnie równinne.

## Równina nad dolną Kamienną

Zgodnie z ogólnym porządkiem rzeźby całą południową część wyżyny położoną po obu stronach dolnej Kamiennej, na E od wzniesień krawędziowych. zajmuje równina na silnie zdegradowanych utworach plejstocenijskich. Jej wysokości absolutne nie przekraczają 200 m. W ścianach licznych tu kamieniołomów, eksploatujących opoki lub gezy górnokredowe, widać przeobrażenie peryglacialne stropu utworów kredowych. Denudacja peryglacialna doprowadziła do prawie całkowitego zniszczenia płaszcza osadów lodowcowych i objęła swym działaniem powierzchnię przedczwartorzędową. Powierzchnia ta, modelowana subaerycznie od czasów pokredowych, przysłaniana przez pokrywy utworów glacialnych, ekshumowana następnie spod osłony plejstocenijskiej i przeobrażana w warunkach peryglacialnych, ścina monoklinalną strukturę różnych ogniw górnej kredy.

Jest to klasyczna równina denudacyjna, której fragmenty mają już cechy całkowicie odsłoniętej trzeciorzędowej powierzchni zrównania.

Na północ od Kamiennej równinę rozcinają głębokie suche doliny założone wzdłuż bruzd erozyjnych podłoża mezozoicznego wypełnionych przez materiał plejstocenijski i deluwialny. W ich dnach tworzą się wcioty i parowy. Ze względu na złożoną genezę doliny te mają charakter policykliczny: powstały bowiem w wyniku nakładania się różnych generacji form erozyjnych i erozyjno-denudacyjnych. Obserwuje się proces odpreparowywania dawnych dopływów Wisły, Kamiennej i Krępianki. Piaszczyste deluwia zniszczonych wierzchowin znoszone w te obniżenia erozyjne, a częściowo także i osady rzeczne, stały się źródłem dla wydm i pól piasków przewianych, których układ odtwarza przebieg owych suchych dolin.

W obrębie analizowanej równiny wznoszą się pod Tarłowem kilkunastometrowej wysokości pagórki uszeregowane południkowo na linii wsi Jadwigów, Cegielnia, Wólka Tarłowska i Tarłów. Odkrywki odsłaniają wewnętrzną budowę wzgórz. Widać w nich żwiry, otoczaki i piaski warstwowane o uławiceniu przeważnie krzyżowym. Skały lokalne, reprezentowane przez „otoczaki siwaka, krzemieni i wapieni astarckich” [100], występują we frakcji największej. Strop materiału ma strukturę zaburzoną przez procesy mrozowej dezintegracji i segregacji.

W podstawie wzniesień, a miejscami na zboczach, leży glina morenowa.

Ciąg tych pagórków to oz tarłowski, który został rozpoznany i zbadany przez Łuniewskiego [61], a następnie Samsonowicza [100] (fot. 1, 2).

Po zachodniej stronie wzniesień ozowych znajduje się dolina Ściegna, dopływu Kamiennej, zasłana przez piaski. Ponieważ do ozu przylega od wschodu wąski pas o wyjątkowo dużej miąższości gliny, a cała przy-

legła wierzchowina jest prawie pozbawiona osadów plejstocenijskich, Samsonowicz przypuszcza, że oz i dolina Ściegna bieżą wzdłuż jakiejś starej doliny leżącej na osi podłużnej rowu tarłowskiego [100].

Oz tarłowski zaliczyć można do bardzo nielicznych na tym terenie form ostańcowych zlodowacenia środkowopolskiego.

### Równina lessowa na międzyrzeczu Kamiennej i Krępianki

Na międzyrzeczu Kamiennej i Krępianki występuje less o miąższości od 0,5 do 1,5 m. Pokrywa on zwarcie wyżynę nad Wisłą między ujściem Kamiennej i Krępianki, a następnie ciągnie się wąskim pasem aż po Iłżę, wkraczając częściowo na kuestę wapieni oolitowych.

Powierzchnia równiny lessowej położona na wysokości około 190 m jest pozbawiona form erozyjnych znamienych dla obszarów lessowych. Dopiero poniżej niej w zboczach doliny Wisły występuje rozgałęziony system wąwozów, który rozcina nie tylko cały plejstocen, lecz również skały kredowe. Formy te były przedmiotem studiów Pożaryskiego [79].

Less na wierzchowinie tworzy bardzo ciekawą powłokę spoczywającą bezpośrednio na glinie morenowej, a sama równina lessowa niczym nie różni się od przyległych równin denudacyjnych.

Powstał więc problem, czy jest to istotnie less, czy też pylaste residuum wietrzeniowe gliny zwałowej [19, 21, 24]? W celu uzyskania odpowiedzi przeprowadzono badania laboratoryjne, podczas których wykonano analizę petrograficzną, granulometryczną i morfologiczną ziarn.

Z analiz tych wynika, że utwór pyłowy nie jest zwietrzeliną gliny, lecz osadem odrębnym o cechach lessu. Są w nim bowiem minerały łatwo wietrzejące (np. ortoklaz) zachowane we frakcji większej, a ziarna grubsze wykazują dość dobre obtoczenie. Istnieje również wyraźny przeskok w uziarnieniu między gliną a utworem pyłowym. Wykres granulometryczny gliny jest rozciągnięty przez wszystkie wielkości frakcji, wykres utworu pyłowego zamyka się w granicach charakterystycznych dla lessu. Nie ma faz przejściowych uziarnienia, które świadczyłyby o wietrzeniowym pochodzeniu pyłu.

Szczegółowe zestawienie wyników analiz laboratoryjnych zostało przedstawione w oddzielnej notatce [84]. Tu dla ilustracji podaję jeden z przykładów wykresów granulometrycznych (ryc. 6).

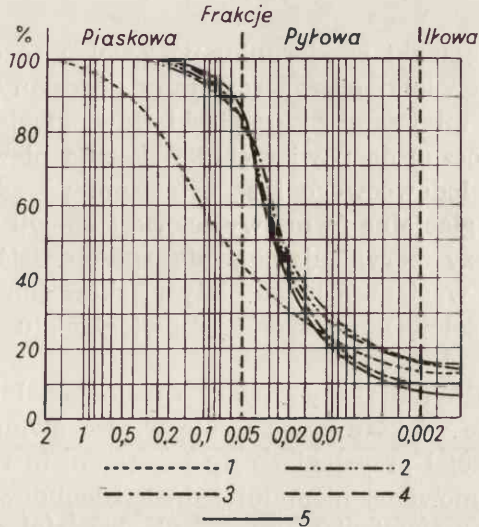
Czapa lessu przykrywa również garb podłoża jurajskiego w przełomie Kamiennej pod Bałtowem.

Ten obszar lessowy o wysokościach absolutnych 195—205 m, podobnych jak na omawianej równinie, ma w odróżnieniu od niej rzeźbę żywą przez rozwój form wąwozowych dowiązujących do Kamiennej. W sto-



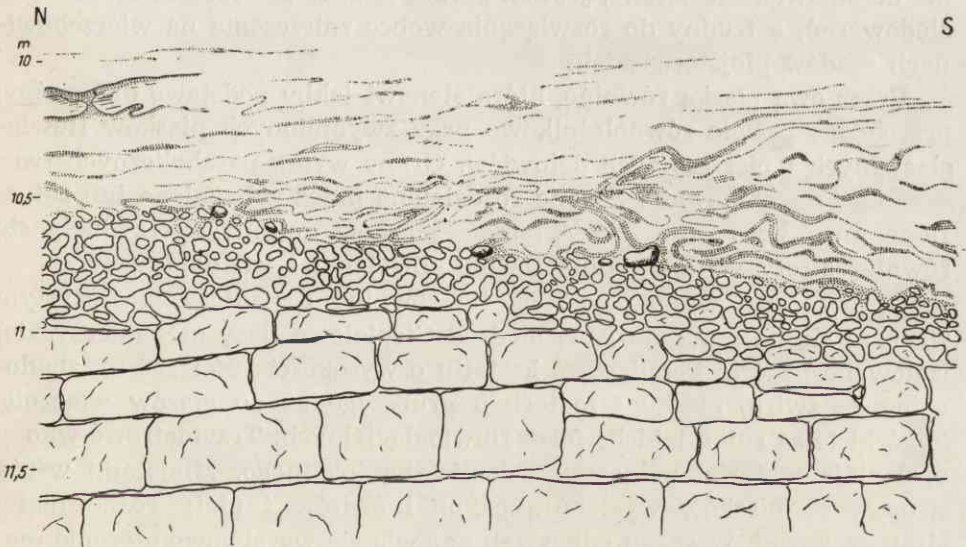
sunku do poziomu dna Kamiennej deniwelacje są rzędu około 60 m. Z tego powodu przyjęła się prawdopodobnie regionalna nazwa „Góry Bałtowskie”.

Wszystkie występujące tu większe odsłonięcia lessu wykazują struktury spływowe (ryc. 7). Less, który wypełnia dolinę Wisły i Kamiennej,



Ryc. 6. Ludwików. Krzywa granulometryczna utworu pyłowego (lessu) i gliny morenowej, z głębokości:

1 – 1,0 m; 2 – 0,8 m; 3 – 0,6 m; 4 – 0,5 m; 5 – 0,25 m



Ryc. 7. Wąwóz w zboczu doliny Kamiennej. Soliflukcja w lessach

jest pochyło smugowany i często przewarstwiony piaskiem. Miąsże pokłady utworów lessowych w tych dolinach są w znacznym stopniu osadami korelacyjnymi zdenudowanych wierzchowin.

### Równina denudacyjna na północ od doliny Krępianki

Od doliny Krępianki w kierunku na Zwoleń rozciąga się na wysokości 170—160 m wielki obszar równinny podestyły przeważnie przez glinę zwałową, a miejscami przez piaski fluwioglacjalne. Głazy o średnicy 2—4 m widoczne na powierzchni wskazują niewątpliwie na zniszczenie materiału lodowcowego i są ostańcami po zdenudowanej glinie morenowej. Jakaś glacialną formę wyjściową stanowił ten obszar dla procesów morfogenezy peryglacialnej, nie sposób dziś rozstrzygnąć. Na równinie bowiem występują luźne płyty piasków fluwioglacjalnych i zarysowują się izolowane pagórki fluwioglacjału bezstrukturalnego w stropie.

Zachodzi więc pytanie, czy utwory fluwioglacjalne przykrywały początkowo znacznie większe przestrzenie wierzchowinowe, czy nie?

Jeśli fluwioglacjał przysłał cały ten teren, to równina byłaby powierzchnią ekshumowaną, niemniej jednak zdenudowaną. Jeśli rozprze-strzenienie osadów fluwioglacjalnych było bardziej ograniczone, to denudacja objęła wprost równiny morenowe.

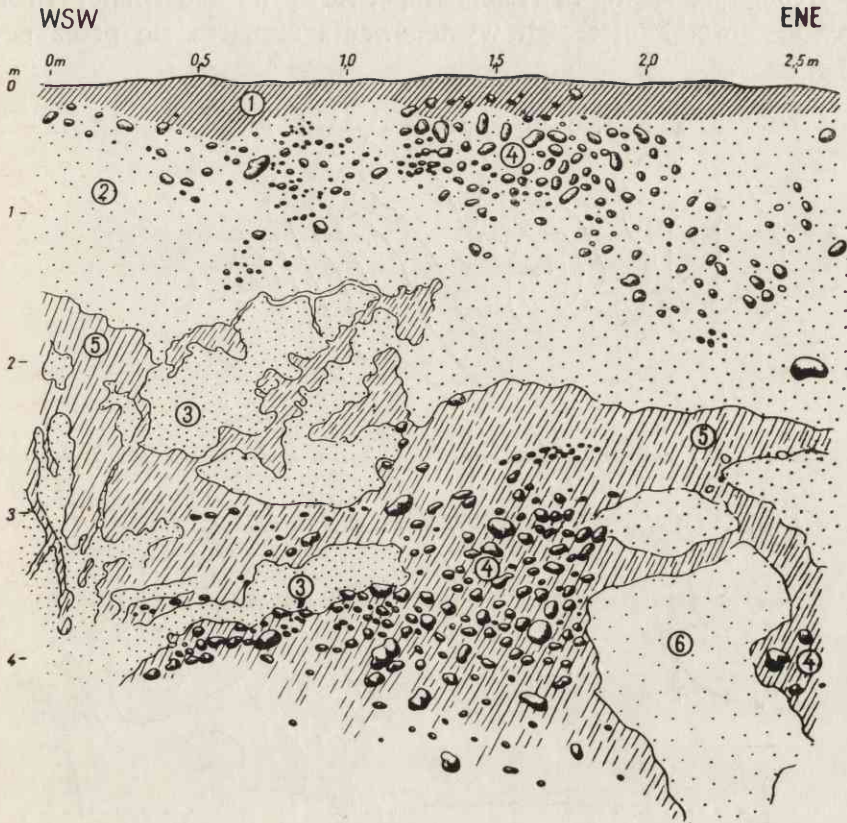
Problem klasyfikacji genetycznej takich równin nie zawęza się jedynie do omawianego terenu, jest on bardzo istotny dla obszarów starszych zlodowaceń, a trudny do rozwiązania wobec zniszczenia na wierzchowinach osadów plejstoczeńskich.

Przez ową płaską równinę, która stanowi jakby podstawę dla rzeźby, przechodzą prawie równoleżnikowo pasy zwydmionych piasków fluwioglacjalnych i piaszczystych deluwiów. Grupy wydm parabolicznych tworzą układy festonowate. Są one rozdzielone przez zabagnione lub zatorfione misy wywiania. Z wywianych piasków dolinnych rozwinęły się również strefy wydm wzdłuż Iłżanki, Zwolenki i ich dopływów.

Oprócz form wydmowych na tle równiny o podłożu piaszczystym wznoszą się na południowy zachód od Ciepiewa (lasy małowierzyckie) izolowane pagórki kopulastego kształtu o wysokości 194 i 186 m, zbudowane ze żwiru, piasku i materiału grubszego aż do głazów włącznie. Pagórki te są ruiną jakichś form fluwioglacjalnych. Trzymetrowe wkopy odsłaniają materiał północny z domieszką lokalnego. Miejscami wśród stropowych piasków występują pakunki żwirów i płyty rozpełnionej gliny zwałowej. W spągu odkrywek pojawia się warstwowe ułożenie materiału. Chaos partii przypowierzchniowej nie informuje o pierwotnej

strukturze i genezie tych form. Na zboczach jednego z pagórków leży gład krystaliczny o średnicy 2-metrowej (ryc. 8, fot. 3).

Taki sam charakter mają wzniesienia na północ od wsi Pogórze — wysokości 186 m, Władysławów — wysokości 183 m i Małomierzyce — wysokości 187 m.



Ryc. 8. Las małomierzycki na SW od Antonicwa

1 — gleba leśna koloru stalowego; 2 — piasek niewarstwowany, żółty, pylasty, z gładzikami i żwirem; 3 — piaski żółte drobnziarniste niewarstwowane; 4 — żwir gruboziarnisty o lepiszczy zorsztynizowanym, koloru rdzawobrunatnego; 5 — nacieki orsztynu; 6 — piasek o bardzo drobnej frakcji, pylasty, koloru słomkowego

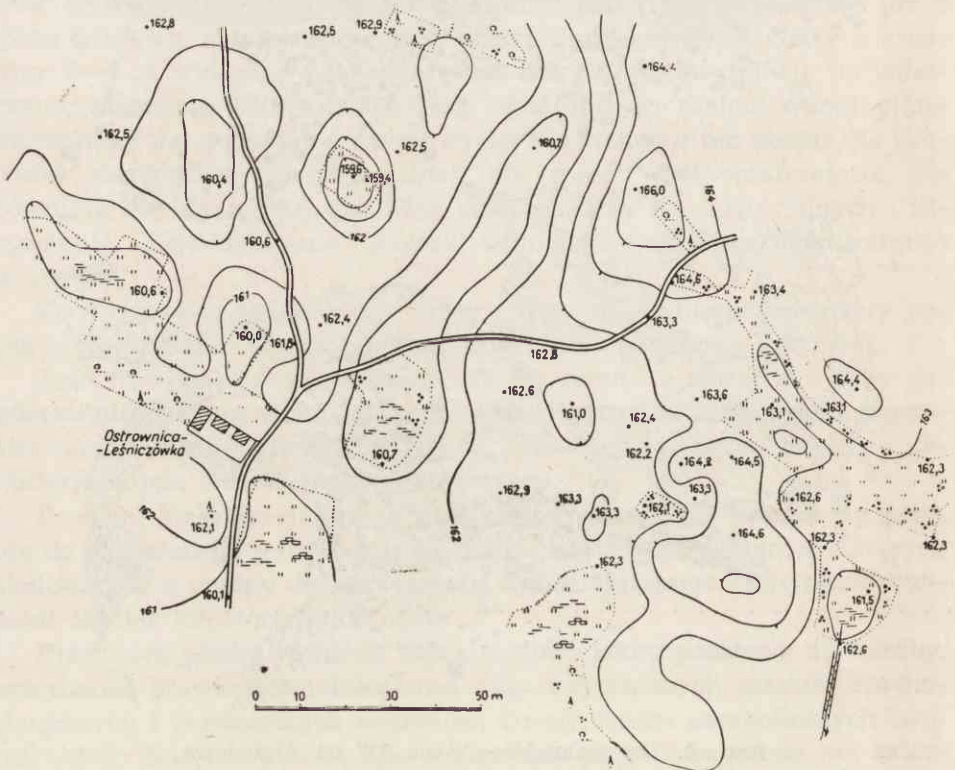
Wszystkie pagórki cechuje wklęsły profil stoku. Niektóre z nich powstały niewątpliwie z rozbicia przez denudację jednej większej formy, o czym świadczy wspólny cokół denudacyjny.

Hipotetycznie można by je określić jako ostańce denudacyjne sandru, choć mogą to być również ostańce jakichś form szczelinowych, np. pagórów kemowych, czemu nie przeczy ich budowa.

Nie jest wykluczone, że pewnej kontynuacji tych wzniesień należałoby się doszukiwać po drugiej stronie Wisły wśród „pagórów i gór wys-

powych” pod Chełmem i Rejowcem. Występują tam glacitektonicznie zaburzone osady fluwioglacjalne, które zdaniem Jahna nie są pagórkami moreny czołowej, a więc elementem morfologii marginalnej. „Należą one do form denudacji młodszego zlodowacenia, jedynie zlokalizowane pasem żwirów i bruków drugiej fazy środkowopolskiego zlodowacenia” [34].

Odrębną jednostkę morfologiczną tworzą na omawianej równinie formy krasowe. Miejsce ich występowania zaznacza się przez pewien



Ryc. 9. Zagłębienia krasowe na SW od Ciepilowa

niepokój w rzeźbie widoczny nad Iłżanką oraz na międzyrzeczu Zwoleńki i Iłżanki.

Kras nad Iłżanką wykształcony jest w postaci drobnych płytkich (około 3 m) zagłębień o zarysie lejów. Rozmiary zagłębień wahają się w granicach od kilku do kilkudziesięciu metrów. Wiele z nich ma w dnie torf eksploatowany do głębokości 2,5 m. Pospolite są te formy na SW od Ciepilowa między wsiami Wielgie, Ostrownica, Marianki, Sajdy i Pieńki Kazanowskie. Duża częstotliwość obniżen wywołuje jakby ospowatość równiny. W podłożu leży opoka górnego mastrychtu, która miej-

scami podchodzi do samej powierzchni, a miejscami niknie na znacznej głębokości. Strop opoki jest więc nierówny, skrasowiały (ryc. 9). Leje krasowe na wierzchowie między Iłżanką i Zwoleńką są stosunkowo mało czytelne, ponieważ znajdują się wśród wydm. Można je mylnie określać jako zatorfione misy wywiania.

Opisywane zagłębienia krasowe wyglądają na stare formy zrekonstruowane w materiale plejstoceniowym, zapłynięte przez utwory soliflukcyjne i zarośnięte przez torf. Wydaje się, że wiele z nich nie funkcjonuje obecnie, o czym świadczą spokojne odłożenie torfu.

Wiercenia pod Niemiryczowem i Zajączkowem wykrywają silnie rozżarty strop opoki mastrychtu [92]. W rzeźbie nie widać jednak żadnego refleksu. Fakt istnienia całkowicie pogrzebanych lejów potwierdza przypuszczenie o starym założeniu krasu.

O nietypowym, choć bogatym krasie na pobliskich terenach nadwiślańskich wspomina Pożaryski. Zdaniem jego „opoki niektórych pięter górnej kredy stojące na pograniczu wapieni umożliwiają rozwój zjawisk krasowych” [78].

Leje krasowe po obu stronach dolnej Iłżanki występują wprawdzie na wierzchowie, ale w stosunkowo nieznacznej odległości od krawędzi doliny, gdzie miąższość plejstocenu uległa poważnemu zredukowaniu.

#### FORMY DOLINNE

Przez badany teren przepływają w odstępach mniej więcej co kilkanaście kilometrów cztery lewobrzeżne dopływy Wisły w strefie jej przełomu przez wyżyny południowe. Są to, idąc od południa: Kamienna na odcinku dolnym, Krępanka, Iłżanka i Zwoleńka. Doliny tych rzek przecinają prawie równoleżnikowo równiny wierzchowiowe wytwarzając wokół siebie rzeźbę bardziej urozmaiconą przez rozwój bocznych dolinek. Niektóre z cieków epizodycznych, o czym była mowa przy analizie wyżyny położonej nad Kamienną, korzystają z bruzd erozyjnych w podłożu mezozoicznym, nie odpreparowanych jeszcze spod pokrywy plejstoceniowej.

Na obszarze południowym rozciągającym się w dorzeczu Kamiennej, Krępanki i Iłżanki wszystkie rzeki rozcinają skały mezozoiczne podłoża. Wapienie, opoki, czy gezy odsłaniają się często w zboczach lub przy krawędziach dolin.

Doliny rzeczne w północnej części wyżyny wycięte są w materiale plejstoceniowym i nie kontaktują bezpośrednio z bruzdami erozyjnymi podłoża, choć bruzdy te, jak to ma miejsce w przypadku Zwoleńki, wiążą się z nimi genetycznie [85].

Stosunek współczesnych dolin do podłoża przedczwartorzędowego nie może być jednak brany pod uwagę jako wskaźnik ich wieku.

W przełomie Wisły, a w konsekwencji także i w jej dopływach, najgłębsze rozcięcie jest pochodzenia interglacjalnego. Osady preglacjalne zachowały się tylko na zboczach, a nie w dnach dolin [72, 79, 85, 39].

Doliny zapełnione przez osady zlodowacenia środkowopolskiego zaczęły się na nowo formować dopiero po ustąpieniu tego glaciału. Ich wiek i długą ewolucję można odczytać przeważnie w wierceniach, a wyjątkowo tylko w głębokich odsłonięciach.

### Dolina Krępianki

Krępianka przepływa na pograniczu równinnej wyżyny lessowej z płytko pod powierzchnią leżącymi skałami podłoża mezozoicznego i rozległej równiny denudacyjnej, w obrębie której wzrasta stopniowo ku północy miąższość pokrywy plejstoceniowej. Głębokość jej wcięcia, zaledwie kilkumetrowa na odcinku początkowym pod Rzecznikiem, wkrótce powiększa się do 10 m i przy ujściu do Wisły wynosi już ponad 30 m. Dolina Krępianki i małe jej dopływy tworzą wąskie bruzdy erozyjne w skałach kredowych. Stopień odpreparowania tych bruzd zależy w dużej mierze od ekspozycji zboczy. Na ogół ekspozycja południowa i południowo-zachodnia stworzyła po temu lepsze warunki. W górnych częściach stoków pokazuje się miejscami podłoże skalne o stropie przeobrażonym mrozowo.

W Krępiance zarówno równina zalewowa, jak i terasa akumulacyjna nadzalewowa o wysokości względnej 3—4 m są słabo wykształcone. Brak struktur peryglacjalnych w osadach tej terasy pozwala mniemać, że rozcięcie budującej ją pokrywy akumulacyjnej dokonało się już w postglacjale.

Stoki doliny powyżej terasy nadzalewowej mają wklęsły profil z powodu zasypania podnóży materiałem dostarczonym przez ruchy masowe. Taki stan rzeczy przeważa na zboczach z północną i północno-wschodnią ekspozycją.

Krawędź i górne odcinki stoków są rozczłonkowane przez niecki korażynne i suche dolinki, które wygasają w poziomie terasy nadzalewowej. W dnach suchych dolinek rozwijają się drobne wcioseny erozyjne.

Krępianka opływa przy ujściu kredową ostrogę Solca i głęboką bramą wylotową łączy się z doliną Wisły.

Starsze elementy terasowe doliny Krępianki nie zostały dotychczas ekshumowane. Są one widoczne w przekopach i odkrywkach. Seria osadów wodnego pochodzenia o dużej miąższości sprzed nasunięcia zlodowacenia środkowopolskiego, wypełniająca tę dolinę aż poza współczesną krawędź, jest dobrze zachowana na zboczu zwróconym ku północy.

Pierwsze uwagi na temat morfogenezy doliny Krępianki zostały opublikowane w 1957 r. [83].

## Dolina Iłżanki

Głębokość tej doliny różnicuje się w zależności od terenu, przez który rzeka przepływa. W strefie przełomu pod Iłżą, gdzie płynie ona w poziomie 176 m, osiąga największe wcięcie, wynoszące 65 m w stosunku do przecinanego garbu kuestowego. Wychodząc z przełomu na obszar równiny denudacyjnej spłyca się i aż do ujścia zachowuje mniej więcej głębokość około 30 m. Wysokość jej dna na odcinku ujściowym do Wisły wynosi 128 m.

Dolina Iłżanki w przeciwieństwie do Krępianki ma rozległe, płaskie, zatorfione dno o szerokości 0,5—1 km. Na równinie zalewowej występują płaty przewianych piasków i drobne wydmy. Są to kępy nadzalewowej terasy odcięte przez meandrującą rzekę.

Akumulacyjna terasa nadzalewowa mułkowo-piaszczysta o wysokości względnej 4—5 m ma formę niezbyt wyraźną. Można ją zrekonstruować i powiązać w całość raczej na podstawie materiału niż zarysu. Liczne bowiem podcięcia meandrowe zniszczyły naturalny profil stoku.

Nadto, na całym odcinku ujściowym oraz naprzeciw Kazanowa zbocze i krawędź doliny są przysłonięte przez przewiane piaski, które łączą się ze zwymionymi piaskami fluwioglacjalnymi na przyległej wierzchowinie. W rezultacie kształt doliny jest nieczytelny. Skały podłoża mezozoicznego odsłaniają się głównie w przełomie iłżeckim, we fragmentach przy krawędzi i na stoku o ekspozycji południowej.

Na stoku tym w Wólce Maziarskiej i Kroczowie Mniejszym powyżej terasy nadzalewowej występuje spłaszczenie ścinające utwory kredowe i nie mające śladów akumulacji rzecznej. Na spłaszczeniu strop skał podłoża jest przeobrażony mrozowo i przysłonięty przez piaski bezstrukturalne z gładzikami północnymi.

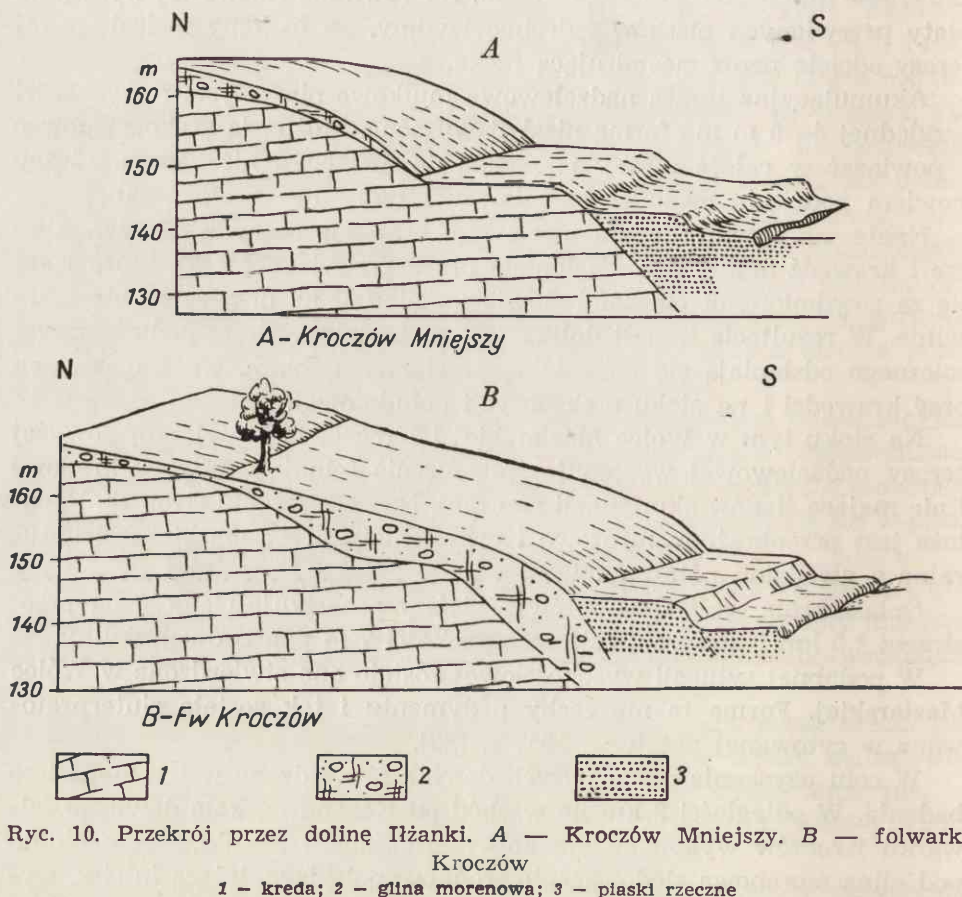
Spłaszczenie we wsi Kroczów Mniejszy zachowuje ciągłość na przestrzeni 1,5 km i utrzymuje się na wysokości 7 m ponad dnem doliny.

W podobnej sytuacji wysokościowej zostało ono stwierdzone w Wólce Maziarskiej. Forma ta ma cechy pedymentu i tak została zinterpretowana w cytowanej notatce z 1957 r. [83].

W celu uzyskania pewniejszych danych prowadzono w terenie dalsze badania. W odległości 2 km na wschód od Kazanowa, koło dawnego folwarku Kroczów wykonano przekop wzdłuż stoku Iłżanki. Bezpośrednio pod gliną morenową zlodowacenia środkowopolskiego, leżącą *in situ*, występuje listwa skalna na takiej samej wysokości 150 m, jak w pobliskiej wsi Kroczów Mniejszy. Kilkaset metrów na północ od tej wsi, już powyżej krawędzi doliny Iłżanki, odsłania się w poziomie 162 m podłoże kredowe o zwietrzałym stropie przykryte przez glinę zwałową. Strop kredy wierzchowinowej znajduje się o 12 m wyżej niż na omawianym spłaszczeniu stokowym.

Pod terasą nadzalewową, która na tym odcinku jest także zachowana, nie udało się 5-metrowym wierceniem dotrzeć do skał kredowych. Istnieje więc powyżej akumulacyjnej terasy nadzalewowej załom skalny nie zasłany przez piaski rzeczne.

Z przytoczonych obserwacji wynika, że spłaszczenie stokowe jest formą kopalną sprzed czasu odłożenia gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego, miejscami tylko ekshumowaną (Wólka Maziarska i Kroców Mniejszy) i modyfikowaną w warunkach peryglacjalnych (ryc. 10).



Ryc. 10. Przekrój przez dolinę Iżanki. A — Kroców Mniejszy. B — folwark Kroców

1 - kreda; 2 - glina morenowa; 3 - piaski rzeczne

Zachodzi jednak pytanie, czy spłaszczenie stokowe jest istotnie pedymentem? Problem tym trudniejszy, że podobne listwy skalne występują także w zupełnie innej sytuacji stratygraficznej. W tej samej Iżance na terenie Iży pojawia się listwa skalna pod brukiem moreny krakowskiej, a w dolinie Kamiennej pod osadami preglacjalnymi.



Należy się więc liczyć z możliwością erozyjnej genezy niektórych spłaszczeń stokowych, a nie tylko z genezą denudacyjną oraz z różnym czasem ich powstania.

Zebrane materiały nie upoważniają jeszcze do definitywnej odpowiedzi w odniesieniu do doliny Iłżanki, choć na innych terenach, a mianowicie w dolinie Nidy pod Pińczowem, stwierdzono występowanie niewątpliwych pedymentów wytworzonych w warunkach peryglacjału bałtyckiego.

Zagadnienie listw skalnych będzie ponownie rozpatrywane w rozdziale o rozwoju rzeźby.

### Dolina Kamiennej

Dolina dolnej Kamiennej zajmuje położenie peryferyczne w stosunku do badanego obszaru. W dolnym odcinku rzeka nie otrzymuje żadnego stałego dopływu prócz Wolanki, suchej przy ujściu.

Na temat geomorfologii doliny Kamiennej wypowiedano się w różnych pracach.

Lewiński [58] uważa Kamienną za dolinę preglacjalną o formach odmłodzonych podczas epejrogenicznego dźwignięcia wyżyn południowych.

Sawicki [103] badając przełomowy odcinek doliny Wisły śledzi również terasy w dolinach jej dopływów. Nad dolną Kamienną wyróżnia dwa systemy teras — wysokich i niskich. Już w poprzedniej swej pracy [102] dotyczącej zasięgu zlodowacenia środkowopolskiego wspomina, że terasy Kamiennej zawierają małą ilość żwirów skandynawskich i że na ich powierzchni leżą głązy eratyczne.

W toku rozważań nad zasięgiem zlodowacenia „następnego” (środkowopolskiego) na terenie Gór Świętokrzyskich Lencewicz [54] określa Kamienną jako rynnę brzeżną z czasu transgresji lobu lodowcowego w depresję tektoniczną Tarłowa. Jej koryto z tego czasu wyznaczają terasy położone na wysokości 15—20 m powyżej współczesnej rzeki.

Wiele uwagi poświęca dolinie Kamiennej Samsonowicz. W 1925 r. [96] stwierdza on występowanie wysokich teras wiążących się genetycznie z zasięgiem „wielkiego jezora zlodowacenia młodszego”, który dotarł pod Skarżyskiem do doliny Kamiennej. W 1927 r. [98] pisze o listwach fluwioglacjalnego tarasu piaszczysto-żwirowego pod Ćmielowem i Okołem, którego poziom wznosi się w górę rzeki. W tarasie tym jest m. in. żwir menilitów karpackich. Dalsze jego obserwacje z 1934 r. [100] dotyczą „tarasów fluwioglacjalnych” z czasu maksymalnego zasięgu „zlodowacenia młodszego”. Taki wiek przypisuje tarasowi w Lemieszach, gdzie ma on wysokość względną 5—6 m (wysokość bezwzględna 158 m) i w Okole (wysokość bezwzględna 150 m).

Szczegółowe studia nad doliną dolnej Kamiennej prowadzi Pożaryska [72]. Znajduje ona „dwa systemy tarasów holocenijskich i trzy systemy tarasów wyższych — plejstocenijskich”. Dwa górne poziomy — tzn. taras V i IV — są formami kopalnymi odpreparowanymi częściowo przez denudację. Tarasy holocenijskie są pochodzenia akumulacyjnego, tarasy plejstocenijskie należą do erozyjno-akumulacyjnych. Tarasy wysokie V i IV wskutek nadbudowy przez glinę morenową zlodowacenia środkowopolskiego lub less czy wydmy utraciły pierwotne cechy morfologiczne i znajdują się na innym poziomie wysokościowym.

Taras III 6-metrowy nie ma na swej powierzchni żadnych śladów osadów lodowcowych i powstanie jego należy odnieść do okresu po ustąpieniu ostatniego zlodowacenia z tego terenu.

Wyniki badań Pożaryskiej oparte na dokładnej analizie materiału odkrywek i wierceń ogromnie ułatwiły interpretację form w dolinie Kamiennej. Prace terenowe polegały w głównej mierze na konfrontacji własnych spostrzeżeń z jej danymi.

Dolina dolnej Kamiennej od Pętkowic aż po ujście ma rozległą równinę zalewową o szerokości do 1,5 km z licznymi śladami porzuconych meandrów oraz jedną terasę nadzalewową. Przed połączeniem z Wisłą wokół głębiej wciętego koryta tworzą się wąskie listwy jeszcze niższego poziomu zalewowego. Zanikają one powyżej przełomu bałtowskiego. W odcinku przełomowym dno doliny znajduje się na wysokości 144 m, pod Okołem — na wysokości 140 m, w Czekarzewicach — na wysokości 133 m, a przy ujściu schodzi do 128 m. Największą głębokość, ok. 60 m, przy równoczesnej najmniejszej szerokości 200 m, osiąga dolina w przełomie, znacznie już mniejszą — 48-metrową — naprzeciw Okoła, a na pozostałych odcinkach wartość jej wcięcia spada do około 30 m.

Akumulacyjna terasa nadzalewowa o wysokości względnej około 6 m zachowana jest w nielicznych fragmentach. Jej budowę odsłaniają odkrywki przy stacji Kunów i w Skarbce Dolnej. W Kunowie pod piaskami nie przykrytymi przez materiał morenowy leżą mułki ilaste o rytmie warwowym, natomiast w Skarbce Dolnej widać i piaski i żwirry skał lokalnych również bez osłony glacialnej. Powierzchnia piasków jest przewiana.

Terasa nadzalewowa Kamiennej odpowiada budową i wysokością względną młodoplejstocenijskim „tarasom średnim” o wysokości 3—8 m w dolinie Wisły [80]. Na odcinku przełomowym są one zbudowane z piasków, drobnych otoczków najczęściej opoki kredowej, sporadycznie trafiających się czertów i krzemieni oraz okruchów skał krystalicznych. W piaskach występują wkładki mułków, często ilastych, leżą one prawie wyłącznie w spągu osadów terasowych.

Po południowej stronie Kamiennej na odcinku Wólka Pętkowska—Zę-

borzyn zarysowuje się rozległy poziom, który bez żadnych załomów przechodzi w przyległą wierzchowinę. Jego wysokość względna maleje z biegiem rzeki od 25 do 18 m. Na powierzchni poziomu spoczywa glina morenowa zlodowacenia środkowopolskiego, przeważnie silnie zniszczona i spiaszczona. Piaski są częściowo przewiane i tworzą drobne nabrzmienia wydmowe. Poziom ten genetycznie związany z historią doliny reprezentuje jej kopalną terasę (taras V według nomenklatury Pożaryskiej) ekshumowaną w miejscach całkowitego zdenudowania gliny zwałowej.

Fragmety podobnych spłaszczeń, liczniejsze na prawym niż na lewym zboczu doliny, widoczne są na różnych wysokościach względnych w granicach od 9 do 25 m.

Na mapie geomorfologicznej zostały one oznaczone jako poziomy denudacyjne, a jedynie we fragmentach odpreparowanych spod pokrywy morenowej otrzymały sygnatury teras. Wymienione poziomy denudacyjne są odpowiednikami tarasu V i IV Pożaryskiej.

W przełomie pod Bałtowem nikną listwy terasowe i na stromych zboczach odsłaniają się skałki wapieni rauraku o skrasowiałych powierzchniach.

Dolina Kamiennej ma liczne rozszerzenia i zwężenia uwarunkowane zróżnicowaną odpornością skał jury i kredy, w których jest wycięta. W ustronnych rozszerzeniach przetrwały pokłady osadów wodnych i lodowcowych, o dużej miąższości; rozcinane dziś przez wąwozy i wciosy dostarczają wiele cennego materiału do badań historii doliny w plejstocenie (fot. 4).

Wzdłuż kontaktu górnego poziomu denudacyjnego i kredowej krawędzi Kamiennej uformowała się dolina Ścięgna, która ginie w piaskach wydmowych wyściełających jej dno oraz zbocza i nie dociera do Kamiennej.

### Dolina Wolanki

Oprócz Ścięgna z systemem dolnej Kamiennej łączy się dolina Wolanki, również suchej przy ujściu.

Od źródeł po Sienna Wolanka ma dolinę płytką o długich stokach i niewyraźnej linii krawędzi. Poniżej Sienna forma doliny staje się bardzo czytelna i osiąga początkowo głębokość około 17 m, a przy ujściu do Kamiennej nawet 40 m. Założona na fleksuralnym kontakcie skał jurajskich i kredowych ma przeważnie asymetryczny profil poprzeczny. Na stromym stoku eksponowanym ku zachodowi odsłania się miejscami lita skała podłoża mezozoicznego.

W dolinie Wolanki poziomów terasowych nie widać. Występujące gdzieś spłaszczenia tuż poniżej krawędzi dolinnej są elementami kopalnej terasy przeobrażonej przez denudację.

Na zboczach Wolanki rozwinęły się suche dolinki peryglacjalne. W ich dnach powstają erozyjne rozcięcia, które początkowymi odcinkami wkraczają na wierzchowinę. W zboczach tych wciosów odsłaniają się głazy oraz warstwowane piaski i żwiry przykryte w stropie przez materiał soliflukcyjny gliniasto-piaszczysty. Sytuacja jest analogiczna jak nad Kamienną. I tu w dawnych rozszerzeniach doliny Wolanki uchowały się osady akumulacji wodnej i glacialnej, w obrębie których powstały najpierw dolinki peryglacjalne i obecnie drobne rozcięcia erozyjne (fot. 5).

Od Trzemchy Dolnej aż po ujście Wolanka staje się „wodącą”. Na tym odcinku profil podłużny doliny jest bardzo nieregularny, ma liczne wyrwy, załamania i progi do 2 m wysokości. Dno i koryto są zasypane przez materiał gruzowo-piaszczysty. Ponad dnem na wysokości około 2 m pojawiają się listwy skalne pokryte cienko piaskiem odłożonym przez wody działające epizodycznie.

Bezwodność ujściowego odcinka jest zjawiskiem krasowym. W miejscu zaniku wód nie tworzy się wprawdzie żaden ponor, a jednak Wolanka nie płynie pod gruzem i piaskiem, gdyż u ujścia nie sypie stożka, ani też nie daje źródeł na zboczach Kamiennej.

Dno doliny Wolanki schodzi się mniej więcej z poziomem terasy nadzalewowej Kamiennej. Przypuszczalnie więc u schyłku glacjału bałtyckiego, po wyprzątnięciu z dna materiałów plejstocenijskich, stała się ona na powrót bezwodna.

### Dolina Zwoleńki

Zwoleńka płynie przez równinę denudacyjną subsekwentnie w stoku do monoklinalnej struktury skał mastrychtu. Jej dolina jest do 25 m wycięta w materiale plejstocenijskim. Zwoleńka ma płaskie zatorfione dno i opisuje liczne meandry błędne. Dno doliny pod Zwoleniem znajduje się na wysokości 145 m, przy ujściu — 130 m. Na zboczach widoczne są fragmenty akumulacyjnej terasy nadzalewowej o wysokości względnej 3—4 m, w której poziom schodzi pewna ilość suchych dolinek peryglacjalnych. Ponad nią występują fragmenty kopalnego poziomu terasowego silnie zniszczone i rozczłonkowane aż do wytworzenia gór meandrowych.

W wielu miejscach wzdłuż stoków i powyżej krawędzi doliny ciągną się pola piasków przewianych z formami wydm wałowych i parabolicznych. Ich wysokość nie przekracza kilkunastu metrów.

Pod doliną Zwoleńki istnieje bruzda erozyjna podłoża kredowego, co uwidacznia mapa rzeźby podłoża (tabl. III) oraz przekrój na ryc. 1. Plejstocenijskie zasypanie tej bruzdy wynosi około 30 m. Obecna Zwoleńka ma dolinę płytszą i węższą w porównaniu z tą formą kopalną. Płynie

ona zgodnie z nią na całej niemal długości z wyjątkiem odcinka źródłowego powyżej Zwolenia.

#### PODSUMOWANIE

Współczesny obraz geomorfologiczny północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich kryje w sobie treść bogatą i bardzo złożoną. Jednoczy on formy o założeniu trzeciorzędowym, plejstoceniowym i holoceniowym.

Rzeźba trzeciorzędowa dominuje w obrębie wierzchowin położonych w części południowej. Należą do niej strefy wzniesień monoklinalnych zbudowane ze skał mezozoicznych, nie całkowicie jeszcze odpreparowane u podstawy spod osłony plejstoceniowej. Rzeźba kuestowa znamienne dla otoczki mezozoicznej Gór Świętokrzyskich jest i tutaj dobrze wykształcona. Wygasa ona ku północno-wschodowi i w tym kierunku uzyskuje przewagę równiny denudacji peryglacialnej wytworzone w materiale plejstoceniowym. Typowych form glacialnych brak. Zostały tylko ostańce o genezie przeważnie zupełnie nieczytelnej.

Wielka ilość niecek korazyjnych i suchych dolinek peryglacialnych modyfikuje zarys stoków kuest i obrzeżeń równin, na powierzchnię których nakładają się często pola piasków przewianych i wydmy. Na niektórych równinach denudacyjnych zaczyna odżywać kras rekonstruowany w osadach glacialnych. Do najmłodszej generacji form wierzchowinowych należą wciosa erozyjne lokujące się zazwyczaj w dnach suchych dolinek peryglacialnych.

Doliny rzeczne są ubogie w terasy, co jest zrozumiałe ze względu na przykrycie terenu przez lądolód zlodowacenia środkowopolskiego. Ich formy zewnętrzne odzwierciedlają tylko okres ewolucji od czasu tego glacjału. Wszystkie wcześniejsze elementy morfologiczne mają jeszcze charakter kopalny. Tylko w południowej części obszaru denudacja peryglacialna doprowadziła już miejscami do ekshumacji starszych teras (np. nad Kamienną) i spowodowała dostosowanie dolin do bruzd erozyjnych w podłożu mezozoicznym.

Na mapie geomorfologicznej fakt ten został uwidoczniiony przez wprowadzenie szarych barw dla odpreparowanych fragmentów skalnych zboczy dolin. Nie znaczy to bynajmniej, że zbocza te są elementami przetrwałymi od trzeciorzędu: barwa sugeruje tylko wiekowe założenie doliny.

Pod Zwoleniem niektóre doliny są zawieszane ponad rzeźbą kopalną, częściowo w miejscach nowych, częściowo wzdłuż zagłębień podłoża przedczwartorzędowego (ryc. 1).

Podobnie więc jak na wierzchowinach, również i w obrębie dolin stopień ekshumacji starej rzeźby jest bardziej zaawansowany w południowej części wyżyny niż w części północnej.

## STOSUNEK RZEŻBY DO LITOLOGII I TEKTONIKI PODŁOŻA MEZOZOICZNEGO

### RZEŻBA A LITOLOGIA

Obszar znajduje się w strefie obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich i częściowo poza nią wykracza. Od SW ku NE występują kolejno coraz młodsze ogniwa stratygraficzne jury i kredy przysłoniętej na peryferiach północnych przez osady trzeciorzędowe.

Plejstocen nie tworzy ciągłej powłoki. Mniej więcej po linię Krępianki spod zdenudowanych utworów lodowcowych odsłania się na powierzchni przedczwartorzędowe podłoże i wpływa bezpośrednio na główne zarysy rzeźby. Na północ od tej rzeki wszystkie formy morfologiczne są wykształcone w materiale lodowcowym.

Na znacznych przestrzeniach występują skały jurajskie i kredowe o dużej zmienności pod względem litologicznym i facjalnym. Południowo-zachodni skraj terenu zajmują piaskowce i iłolupki syderytowe retykoliasu. Płynnie w nich subsekwentnie Kamienna od Krynek po Kunów.

Na osadach tych spoczywa długa seria pięter doggeru od bajosu po kelowej włącznie. Różycki [89] wyróżnia w niej występujące na przemian piaski, iły i piaskowce żelaziste. Piaski kuchowe z gniazdami limonitu oraz podwapieniak, czyli wapień syderytyczny, zamykają sedimentację jury brunatnej. Wszystkie warstwy pochylają się na NE pod kątem kilkustopniowym. Wąski pas doggeru o szerokości 1,5 do 3 km przechodzi przez wieś Miłkowska Karczma, Klepacze, Kutery i Władysławów (Lasy Starachowickie) na Tychów Stary.

W morfologii zaznaczają się tylko wschodnie piaskowców żelazistych w postaci podłużnych wzniesień zgodnych z biegiem warstw. Izolowany płat piasków i piaskowców żelazistych keloweju stwierdzony przez Pożaryskiego [77] studziennymi wierceniami we wsiach Polesie, Mołdawa i Dębowe Pole daje lekkie nabrzmienie powierzchni pod cienką osłoną plejstocenu.

W jurze górnej zmienia się całkowicie charakter osadów. Cały nadkład skalny spoczywający na doggerze a pod raurakiem, nie rozpoziomowany dotychczas szczegółowo, jest ogólnie określany nazwą oksfordu. Z czasu oksfordu pochodzą wapienie margliste i płytowe, partiami wtórnie zsylikowane z krzemieniami. Skały oksfordu tworzą ciągłą strefę o szerokości od 1,5 km na NW do 7,5 km na SE.

Skały oksfordu rozpoznane głównie drogą wierceń dają niewiele odkrywek naturalnych (gajówka Sadłowizna, wieś Adamów, na S od Olechowa). Są one dobrze widoczne tylko w rozcięciach dolinnych. Najmłodszy oksford — argow — wykształcony w postaci wapieni marglistych i margli płytkowatych z czarnymi krzemieniami odsłania się w zbo-

czu Góry Zamkowej w Bałtowie nad Kamienną, koło Rudki i w obu brzegach tej rzeki pod Maksymilianowem i Lemieszami [99].

Oddzielność płytowa oraz podatność na wietrzenie, o czym świadczą pokłady rumoszu i zwietrzeliny, miejscami o dużej miąższości, powodują, że na podłożu utworów oksfordu rozwinęły się monotonne równiny.

Raurak jest reprezentowany przez wapienie skaliste lub płytowo-skaliste, niekiedy dolomityczne, bardzo twarde, z płaskurami krzemieni, silnie skrzemionkowane, scyfiowe i rafowe. Pas wychodni rauraku o szerokości 1 km nad Kamienną zwięża się koło Dębowego Pola i Modrzejowej Wólki do 0,3 km, po czym znów ulega znacznemu poszerzeniu do 3,9 km na terenie Lasów Starachowickich.

Twardy ten materiał odgrywa poważną rolę w morfologii i stwarza warunki dla rozwoju procesów krasowych. W wapieniu raurackim wycięte są stromościenne zbocza doliny Kamiennej w największym odcinku jej przełomu pod Bałtowem i Zarzeczem. Wychodnie rauraku zarysowują się jako szereg niskich pagórków. W łomach wsi Eugeniów, Olechów i Dębowe Pole pomierzone upady warstw nie przekraczają  $10^\circ$  ku NE [77].

W Lasach Starachowickich skaliste wzgórza rauraku ukryte są pod osadami czwartorzędu. Wapień pokazuje się tylko w zboczach zapadlisk krasowych. Miejscami jego strop przeobrażony jest w czerwoną glinę typu *terra rossa* zawierającą odłamki zsylikowanego wapienia [89].

Cały obszar występowania wapieni raurackich ma dobrze rozwinięty kras rekonstruowany na powierzchni w materiale piasków plejstoceńskich.

Na rafowym rauraku leżą oolityczne wapienie astartu z pasiastymi krzemieniami, brązowymi i czarnymi. Według Pożaryskiego „granica rauraku i astartu przypada na górną granicę skał skrzemionkowanych, która jest jednocześnie dolną granicą oolitów” [77].

Wapienie oolitowe i drobnopłytkowe odznaczają się dużą zawartością  $\text{CaCO}_3$  i są uważane za najczystszą odmianę wapienia górnej jury na północnym zboczu Łysogór [53].

Wapienie astartu dolnego, podobnie jak raurackie, tworzą w przełomie Kamiennej poniżej Bałtowa i Zarzecza liczne stromościenne skałki. Widać je również w urwistych zboczach ujściowego odcinka doliny Wolanki.

Znane są od dawna opisane przez Lewińskiego [56], a później przez Samsonowicza [99] wychodnie astartu środkowego w Błazinach pod Iłżą. W ścianach kamieniołomu odsłaniają się wapienie oolitowe i „mażące kredowate z płaskimi krzemieniami pasiastymi”. W dolinie Kamiennej prawie pełny profil astartu środkowego występuje u wylotu wąwozu Spławo koło Skarbki [77].

Gruboławicowe muszlowce oolitowe i margliste wapienie łupkowe z warstwami czekoladowego krzemienia należące do astartu górnego śleźć można w wapienniku Skarbki nad Kamienną, w zboczach doliny Wolanki, w łomach gospodarskich wsi Olechów Nowy, Tarnówek oraz w stoku Góry Zamkowej w Iłży i w przełomie Iłżanki.

Skały astartu górnego dzięki obecności krzemieni stają się dość odporne na niszczenie. Tworzą one wyraźny wał z drobnymi kulminacjami wzdłuż linii Pakosław — Iłża — Maziarze — Podkońce — Tarnówek.

Na całym obszarze wychodni astartu warstwy pochylają się na północo-wschód pod kątem przeważnie kilkustopniowym, maksymalnie 20° we wsi Karolew, jedynie w skrzydle antykliny Sienna wykazują upad przeciwny — 5° na południo-zachód [77].

Ponad oolitycznymi marglami dolnego kimerydu spoczywają siwe iły i margle, gdzieśgdzie z ławicami twardego muszlowca, oraz zlepy muszlowe kimerydu górnego. Piaszczysto-ilaste skały kimerydzkie są osadami płytkowodnymi.

Dobrych odsłoneń kimerydu dostarczają zbocza doliny Iłżanki poniżej przełomu iłżeckiego oraz dolina Kamiennej w wąwozie kościółka Skarbki Górnej. Na odcinku między Iłżą i doliną Kamiennej kimeryd znany jest tylko z wierceń studziennych i głębszych wcięć drogowych pod Siennem.

Zmienna szerokość pasa kimerydu, od kilkuset metrów na linii dolina Kamiennej — wieś Prędocin do kilku kilometrów na pozostałym obszarze, pozostaje w ścisłym związku z elementami tektonicznego kontaktu górnej jury i kredy. Pomierzone w Iłży upady warstw wynoszą 5—6° na NE [77].

Kimeryd dolny znaczy swoją obecność w rzeźbie przez płaskie podmokłe obniżenia, szczególnie dobrze widoczne na północ od Iłży. Twarde natomiast ławice w kimerydzie górnym tworzą niskie i wąskie grzbieciki przedzielone subsekwentnymi dolinkami dopływów Iłżanki poniżej jej przełomu.

Podczas bononu powstają dolomityczne wapienie neryneowe z otoczkami lidytów i marglami w stropie.

Zasięg przestrzenny bononu ogranicza się do okolic Iłży i antykliny Rachowa. Brak utworów bonońskich w całej środkowej części północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest erozyjno-denudacyjnej genezy. Świadczy o tym nieciągle występowanie bononu oraz jego zredukowana do kilkunastu metrów miąższość pod Iłżą w porównaniu z bardzo znaczną na obszarach położonych bardziej na północo-zachód [77].

W wapieniach bonońskich Maleni i Krzyżanowic na północ od Iłży



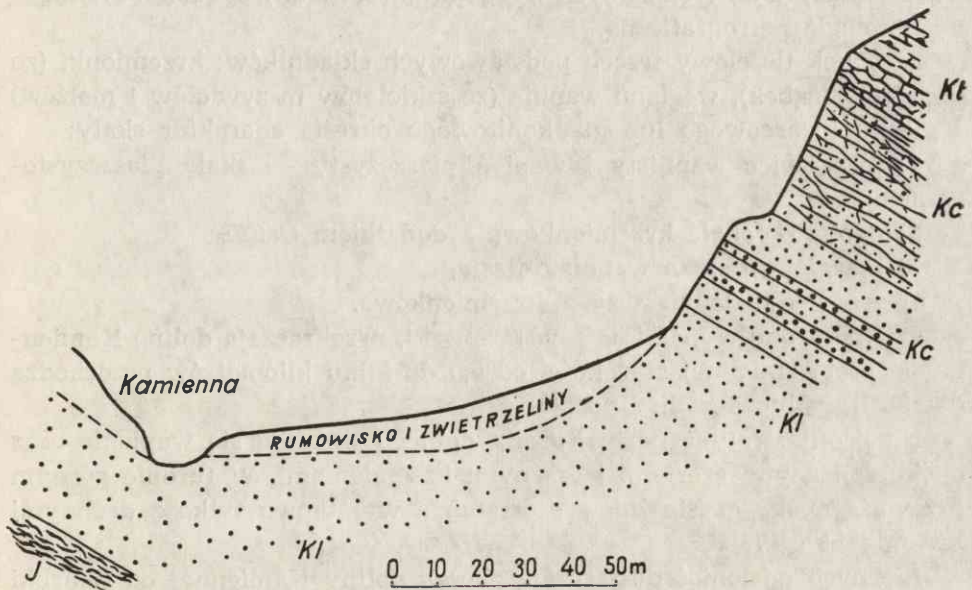
Samsonowicz wykrywa kopalne leje krasowe zapełnione przez brunatną glinę zwietrzelinową [99].

Neokomskie czarne ły z syderytami (walanżyn i hoteryw) występują tylko pod Itzą w cegielni Chwałowice i w studniach wsi Krzyżanowice, gdzie leżą bezpośrednio na zlepiach kimerydu i są tak samo wykształcone jak w niecce tomaszowskiej [87]. Ponieważ nie znaleziono ich nigdzie dalej na wschód aż po płytę podolską włącznie, Pożaryski przypuszcza, że w okolicach Chwałowic znajdowało się obrzeżenie neokomskiego basenu sedymentacyjnego niecki tomaszowskiej i Kujaw [77].

Na przylegającym do morza lądzie działa w tym czasie denudacja i erozja aż po zalew albski. Subaeryczne niszczenie powoduje częściowe zdarcie pokładów górnourajskich i dlatego osady kredowe kontaktują z różnymi poziomami górnej jury, co mogłoby stworzyć sugestię luki stratygraficznej, która w istocie nie występuje.

Zagadnienie denudacji powierzchni jurajskiej poruszane jest zresztą przez wielu autorów i nie ma w tym względzie rozbieżności poglądów [61, 99, 77].

Luka stratygraficzna pojawia się dopiero w apcie i dolnym albie, gdy cały obszar Polski staje się lądem pod wpływem orogenezy austrydzkiej [53].



Ryc. 11. Przekrój geologiczny przez Dolinę Kamienną w Skarbcze Dolnej według W. Pożaryskiego

J - kimeryd; KI - alb; Kc - cenoman; Kt - turon

Z albu pochodzą piaski kwarcowo-glaukonityczne z konkrejami fosforytów w stropie oraz ławice piaskowców o spoiwie krzemionkowym. Są to utwory typu litoralnego transgresji albskiej. Ilość i stopień przekryształowania spoiwa decydują o kruchości lub twardości samego piaskowca.

Osady albu znane z Rachowa występują z małymi przerwami wzdłuż dyslokacyjnej strefy kontaktu jury z kredą. Miejscami są one silnie sprasowane i szerokość ich wychodni przebiega wąską smugą, co pozostaje w związku z wielkością kąta upadu warstw [75, 99]. W piaskach albskich wycięta jest dolina Kamiennej pod Skarbką Dolną. Warstwy pochylają się tu na NE pod kątem  $32^\circ$  (ryc. 11). Dalsze odsłonięcia widoczne są w zboczach doliny Wolanki we wsi Trzemcha Górna i Praga Dolna. Na tym kończą się naturalne odkrywki albu ograniczone tylko do dolin rzecznych.

Cenomańskiego wieku są wyżej leżące piaski glaukonitowe, gezy i margle z fosforytami. Przebiegają one bardzo wąskim i nieciągłym pasem na kontakcie z jurą. Cenoman widoczny jest tylko nad Kamienną w wąwozie kościółka i w Skarbce Dolnej [99, 76].

Dla skał górnej kredy przyjęto za Pożaryskim [77] nomenklaturę ustaloną przez Sujkowskiego [104]. Wyjaśnienie to wydaje się niezbędne, ponieważ w pracach geologicznych dotyczących tego samego obszaru i w odniesieniu do tych samych wychodni stosowana jest różnie brzmiąca terminologia petrograficzna.

Stosunek ilościowy trzech podstawowych składników: krzemionki (ze szkieletów gąbek), węglanu wapnia (ze szkieletów mszywiolów i małżów) i piasku kwarcowego lub glaukonitowego określa charakter skały:

- 1) piaskowiec wapnisty i wapień piaszczysty — skała piaszczysto-wapienna,
- 2) opoka — skała krzemionkowa z dodatkiem  $\text{CaCO}_3$ ,
- 3) margiel — skała wapnisto-ilasta,
- 4) geza — skała piaszczysto-krzemionkowa.

Opoki turonu wypełniają rów tarłowski, przekraczają dolinę Kamiennej i pasem zmiennej szerokości od 0,5 do kilku kilometrów przechodzą daleko na północo-zachód poza Iłżę.

Na profil stratygraficzny turonu dolnego składają się wapienie oraz opoka z licznymi czertami i czarnymi krzemieniami. W turonie górnym przeważa opoka czysta lub z czertami, a wyjątkowo tylko z drobnymi krzemieniami [77].

Licznych odsłoneń dostarczają zbocza doliny Kamiennej od Skarбки Dolnej po Pętkowice. W strefie występowania turonu dolina tej rzeki ulega wyraźnemu rozszerzeniu, choć upady warstw pomierzone w Skarbce Dolnej są znaczne i wynoszą  $35^\circ$  na NE. Podobny wpływ mają utwory

turonu na formę doliny Wolanki pod Trzemchą Górną oraz Iłzanki w Chwałowicach.

Z okresu emszeru pochodzą margliste opoki, w stropie nieco glaukonitowe, oraz gezy. Przebieg warstw rejestrują wiercenia i odkrywki dolinne: nad Kamienną pod Wólką Bałtowską i Pętkowicami, nad Wolanką koło Trzemchy Górnej i nad Iłzanką na północ od wsi Chwałowice — Opocznie. Lokalne silne skrzemionkowanie skał powoduje większą odporność materiału na wietrzenie, jak np. w Chwałowicach — Opocznie. Na ogół jednak w górnym turonie i emszerze wzrasta stopniowo ilość cząstek pochodzenia terygenicznego [77].

Skały santonu cechuje duże zróżnicowanie facjalne i petrograficzne. Nad Kamienną przeważają miękkie mażące margle glaukonitowe (odsłonięcia wsi Pętkowice, wąwozu Garncarskie Doły i wsi Okół). Margle te, jak opisuje Pożaryska [72], zawierają warstwy z krzemieniami. Jednak kongrecje krzemienne nie spojone silnie ze skałą oddzielają się od niej pod działaniem czynników atmosferycznych, a sam margiel zamienia się w białą glinę.

W obrębie wychodni margli santonu dolina Kamiennej osiąga szerokość prawie dziesięciokrotnie większą niż w przełomie bałtowskim.

Dalej ku północo-zachodowi dominuje geza podestłana przez piaski kwarcowe z glaukonitem i kongrecjami piaskowców o spoiwie krzemionkowym. Piaski te można zaobserwować w dolinie Iłzanki koło wsi Jedlanka Nowa [77].

Zmiany litologiczne santonu są zgodne ze stwierdzoną ogólną tendencją wzrostu piaszczystości na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich z SE na NW.

Stosunkowo miękkie skały santonu odsłaniają się jedynie w rozcięciach dolinnych.

Utwory następnego piętra senońskiego — kampanu — przepojone równomiernie krzemionką są przeważnie wykształcone jako gruboławicowe opoki oraz gezy. Opoki kampanu obejmują znaczne przestrzenie na wyżynie położonej w widłach Wisły i ujściowego odcinka Kamiennej. Widać je w wysokich brzegach Wisły pod wsią Dorotka i Ciszycą oraz na przyległej wierzchołynie, gdzie pokrywa plejstocenska została prawie całkowicie zniszczona. W kamieniołomach pod Tarłowem opoka ta jest eksploatowana do celów budowlanych.

W strefie opok kampanu między wsią Okół i Czekarzewice dolina Kamiennej ulega wyraźnemu zwężeniu, a jej zbocza stają się strome i skaliste.

Następne skupienie naturalnych odsłonień kampanu występuje na wschód od Sienna (wsie: Piaski, Hieronimów, Kadłubek, Nowa Wieś i Praga Górna). Obecność opok kampanu zaznacza się w rzeźbie przez

izolowane wzniesienia o osiach dłuższych zorientowanych zgodnie z biegiem warstw.

Od Sienna w kierunku na Iłżę skała przechodzi w dość kruchą gezę, która —przykryta cienko plejstocenem — daje formę płaskiej równiny.

Podobnie więc jak podczas santonu, również i w kampanie powtarza się ten sam styl facjalny wzrostu piaszczystości i przechodzenia opok w gezy z SE ku NW.

Największe rozprzestrzenienie mają utwory mastrychtu, które leżą bezpośrednio pod plejstocenem na całym niemal obszarze położonym na północ od dolnej Kamiennej.

Z powodu małej miąższości plejstocenu opoki i gezy dolnego mastrychtu odsłaniają się zarówno w dolinach, jak i w obrębie wierzchowin. Tworzą one cypel w zwężającej się pod Zęborzynem Kościelnym dolinie Kamiennej, widać je wzdłuż wysokich brzegów Wisły na wielokilometrowym odcinku od Pawłowic po Solec nad Krępianką. Liczne punkty eksploatacyjne gez dolnego mastrychtu ciągną się szeroko od Wisły po wieś Stoki Kowalkowskie nad Iłżanką (Pawłowice, Sadkowice, Raj, Kostusin, Przymiarki, Zapusta, Józefów, Ossówka, Wygoda, Maruszów, Nowa Wieś, Gozdawa, Jedlanka i Ludwików).

W górnych partiach dolnego mastrychtu przeważa we wschodniej części wyżyny twarda opoka widoczna w zboczach Wisły pod Solcem i w Przedmieściu Kłudzie oraz wzdłuż doliny Krępianki, która jest stosunkowo wąska w porównaniu z innymi dolinami.

Ku północo-zachodowi wskutek wzrostu piaszczystości opoka przechodzi w gezę eksploatowaną we wsi Marianów, Antoniów, Bieliny i Wólka Maziarska nad Iłżanką.

Miękkie wapienie margliste i margle górnego mastrychtu ukryte pod płaszczem plejstocenu pokazują się miejscami przy krawędzi dolnej Iłżanki oraz nad Wisłą. W pasie wychodni tych warstw na odcinku od Solca do Janowca dolina Wisły ma szerokość do 10 km.

Na fundamencie miękkich margli rozwinęła się bardzo monotonna równina.

W górnym mastrychcie powstają również „opoki stojące na pograniczu wapieni” [78], w których występuje kras wykryty przez Pożaryskiego nad Wisłą i rozpoznany przez autora niniejszej pracy po obu stronach dolnej Iłżanki oraz na międzyrzeczu Zwoleńki i Iłżanki. Wyżej skała przybiera charakter twardej opoki zwanej kazimierską [74].

Cykl sedymentacji górnokredowej zamykają wapniste szarozłtawe gezy pochodzące z transgresji morza danu. Zajmują one peryferie wyżyny kredowej na północ od Zwolenia i odsłaniają się w Górze Puławskiej nad Wisłą oraz w kilku pobliskich wsiach.

Geza danu zawiera konkreje wapienne ułożone warstwami, od któ-

rych przyjęła się nazwa całości skały — siwak. Większa ilastość gezy niż opoki warunkuje stosunkowo małą jej odporność na wietrzenie, jednak dzięki krzemionkowemu szkieletowi skała nie rozpada się pod działaniem atmosfery [78].

W utworach danu występują igły gąbek i otwornic dolnomastrychskich na wtórnym złożu, nadto strop ich jest odwapniony do głębokości kilku metrów [77, 78]. Są to bardzo cenne informacje dla badań paleomorfologicznych.

Z przeglądu litologicznego wynika, że tylko piaskowce doggeru, wapienie rafowe rauraku, astarckie wapienie oolitowe z krzemieniami i opoka kampanu znajdują oddźwięk w rzeźbie jako formy wypukłe typu garbów monoklinalnych. Na podłożu wszystkich pozostałych skał rozwinęły się równiny o małych deniwelacjach.

Przyczyna tego tkwi nie tylko w odmiennym składzie petrograficznym, lecz także w wielkości kąta upadu warstw, od którego zależy częstotliwość zmian pasów litologicznych.

Doliny rzeczne przez zwężenia i rozszerzenia dobrze odzwierciedlają charakter odporności skał.

Makroformy terenu są zbudowane z utworów mezozoicznych, mikroformy — z plejstocenijskich. Ten styl rzeźby jest jednak znamieny tylko dla południowej części wyżyny. Ku północy, gdzie podłoże kredowe chowa się głębiej, dominują formy wykształcone w pokrywie materiału lodowcowego.

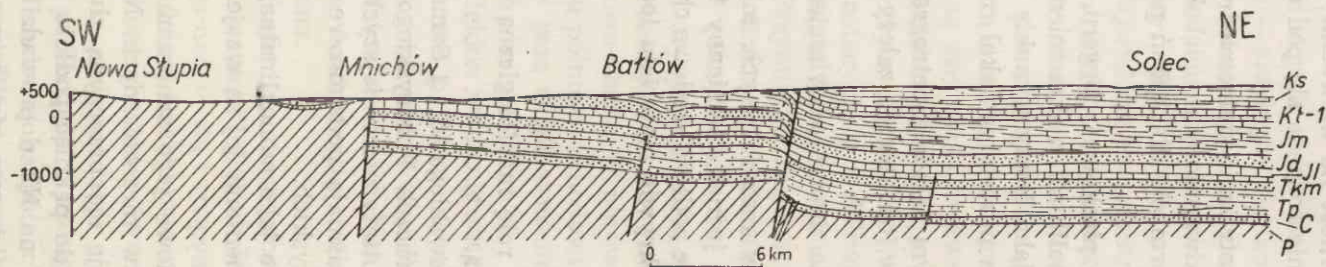
#### RZEŻBA A TEKTONIKA

Obok cech petrograficznych podłoża ważną rolę morfologiczną spełnia kąt upadu warstw uwarunkowany tektoniką.

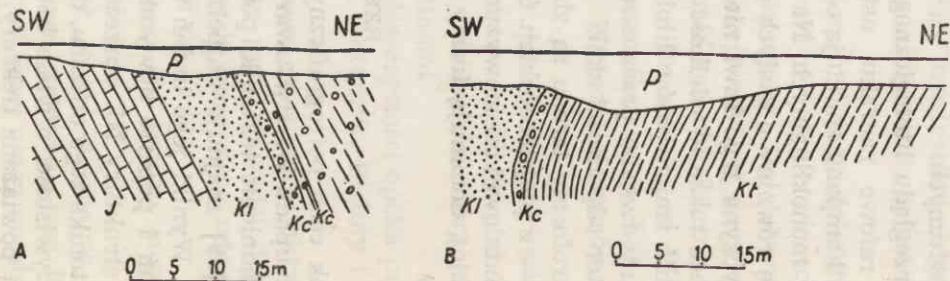
Zagadnienie tektoniki poruszane przez Łuniewskiego [61] i Samsonowicza [99] znajduje najpełniejszy wyraz w pracach Pożaryskiego [75, 76, 77]. Wyniki jego badań uwzględniające rezultaty wcześniejszych poszukiwań i poparte nowymi argumentami wyjaśniają podstawowe problemy struktury NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Tektonika tego obszaru, określana ogólnikowo jako monoklinalna, jest w rzeczywistości o wiele bardziej złożona. Elementami jej są wzajemnie ze sobą powiązane fleksury, antykliny i synkliny.

Zapadanie górotworu hercyńskiego i stopniowe jego zanurzanie się w głąb powoduje zakłócenia w układzie warstw mezozoicznych. Napór masywu na północno-wschodnie przedpole staje się przyczyną złuskania otoczki mezozoicznej i dostosowania jej do pęknięć podłoża starszego. Główna siła działania skierowana z SW na NE doprowadziła do wytworzenia fleksur. Antykliny i synkliny są objawem towarzyszącym, wtórnym.



Ryc. 12. Profil syntetyczny przez NE zbocze Gór Świętokrzyskich według W. Pożaryskiego  
 P - paleozoik starszy; C - cechsztyń; Tp - trias (pstry piaskowiec); Tk-m - trias (kajper i wapień muszlowy); JI - jura dolna; Jd - jura środkowa; Jm - jura górna; Kt-l - kreda (alb-turon); Ks - kreda (senon)



Ryc. 13. Dwa przekroje geologiczne według W. Pożaryskiego: A — przekrój przez gajówkę Baraki; B — przekrój przez Wólkę Bałtowską  
 J - kimeryd; KI - alb; Kc - cenoman; Kt - turon; P - plejstocen

Istnieją dwa układy fleksur przecinające się pod pewnym kątem: fleksury główne i poboczne (tabl. II).

Fleksury główne reprezentują załomy powłoki mezozoicznej na liniach dyslokacji uskokowych podłoża paleozoicznego, poboczne — są założone na odmłodzonych garbach paleozoicznych (ryc. 12). Fleksury główne o kierunku NNW—SSE zrzucają skrzydła wschodnie. Przy ich tworzeniu wystąpiły ruchy poziome i pionowe. Ruch poziomy spowodował skrócenie profilu poprzecznego i wzrost kąta upadu warstw aż do obalenia. Po stronie skrzydeł strąconych powstały wgięcia synklinalne, na skrzydłach wyniesionych — antykliny. Amplituda pionowych przesunięć przekracza maksymalnie 700 m. W miejscach przecięć z ukrytymi w podłożu garbami paleozoicznymi fleksury główne doznają skrętu.

Pierwsza od wschodu fleksura Wesołówki przecina dolinę Kamiennej pod Czekarzewicami i wygasa stopniowo na NW od Maruszowa. Fleksura Sienno — Ożarów o największej dynamice zaburzeń, uważana przez Samsonowicza [99] za uskok, przebiega wzdłuż kontaktu jury z kredą ograniczając od zachodu rów tarłowski i zanika nad Krępianką. Upady warstw na NE są tu bardzo znaczne: w Wólce Bałtowskiej np. odwrócony kąt nachylenia wynosi  $70^\circ$  na SW (ryc. 13). Fleksura Chwałowice — Grabowiec ujmuje przede wszystkim utwory górnej jury ustawiając je niemal pionowo w Podkońcach, Prędocinie i Dębowym Polu. Dyslokacja przedłuża się na teren wychodni kredy i stopniowo niknie.

Fleksury poboczne powodują wzrost kąta upadu warstw i zmianę ich biegu na WNW—ESE. Krzyżując się z fleksurami głównymi ulegają nieznacznym przesunięciom. Przechodzą one na ukos poprzez całą południową część wyżyny.

Struktury fałdowe występują zarówno w utworach jurajskich, jak i kredowych, choć w kredzie są słabiej wyrażone. Osie fałdów układają się równolegle do fleksur głównych i częściowo pobocznych, a przy zmianie kierunku przecinają je.

Na przedpolu fleksury Wesołówki występuje tylko jedno wgięcie synklinalne przecinające dolinę Wisły i dolnej Kamiennej.

Płat utworów mezozoicznych zawarty między fleksurą Wesołówki i Sienno — Ożarów ma cechy łuski. W jej obrębie leży rów tarłowski intensywnie sfałdowany pod Rachowem i Annapolem, a więc za granicami omawianego terenu.

Požaryski [77] uważa, że rowem tektonicznym jest tylko część południowa ograniczona dwustronnie przez dyslokacje, a sama osada Tarłów znajduje się już poza właściwym rowem.

W najsilniej sfałdowanej łusce między fleksurą Sienno — Ożarów i Chwałowice — Grabowiec rozwinęły się antyklina Sienna i Bałtowa,

którą Kamienna rozcina przełomem, oraz antyklina Stoków. Negatywami antyklin są równoległe do nich synkliny.

Na obszarze ostatniej łuski położonej za fleksurą Chwałowice — Grabowiec powstała antyklina Dębowego Pola i towarzysząca jej od południo-zachodu niewielka synklina.

W kierunku północnym od Krępianki nikną deformacje tektoniczne powłoki mezozoicznej i ułożenie warstw mastrychckich jest bardzo spokojne, z małym zaledwie pochyleniem na NE.

Ponieważ zaburzenia otoczki mezozoicznej są oddźwiękiem struktury wgłębnej, Pożaryski prowadzi północną granicę górotworu świętokrzyskiego mniej więcej wzdłuż linii doliny Krępianki [77].

Poza tą strefą znajduje się niecka Radomia wypełniona przez dużej miąższości pokłady ze schyłkowego okresu górnej jury i dolnej kredy. Określenie wieku tej niecki nie ma w tym przypadku znaczenia najistotniejszego, ważna jest natomiast stwierdzona przez Pożaryskiego tendencja do obniżania obszaru peryferycznego omawianej wyżyny i dźwigania terenów położonych na południe od Iłży [77].

Z punktu widzenia tektoniki analizowany obszar składa się więc z dwu odrębnych części. Część południowa wykazuje pewien wspólny rytm z historią Gór Świętokrzyskich, gdy tymczasem część północna ma własną drogę rozwoju geologicznego. Przypuszczalnie dlatego właśnie w terminologii geologicznej stosowane jest pojęcie obrzeżenia i przedpola, jakkolwiek pod względem rzeźby całość należy do strefy wyżyn środkowopolskich.

Tektonika obszaru jest bardzo urozmaicona, a jak wygląda jej refleks w rzeźbie? Czy można doszukać się w dzisiejszym rozmieszczeniu i charakterze form odbicia pierwotnej powierzchni strukturalnej?

W południowo-zachodniej części wyżyny występują kuesty, na pozostałym obszarze przeważają rozległe równiny.

Rozwój kuest na terenie o budowie fałdowej wymaga uprzedniego ścięcia struktur, aby wychodnie skał o różnej odporności mogły się znaleźć na powierzchni. Już to pierwsze stwierdzenie przeczy zachowaniu rzeźby inicjalnej.

Czoła wszystkich kuest są zwrócone na SW. Gdyby rozwinęły się one na skrzydłach antyklin czy synklin, wówczas ich układ byłby przeciwny. Wynika stąd dalszy wniosek, że wzniesienia monoklinalne mają przebieg niezależny od zniszczonych fałdów. Strome bowiem ustawienie warstw w obrębie synklin i antyklin nie sprzyja powstawaniu rzeźby kuestowej. Odzwierciedla ona raczej przestrzenie o słabszym zdeformowaniu tektonicznym, gdzie upady nie przekraczają kilkunastu stopni.

Zbyt łagodne pochylenie utworów górnej kredy wytwarza wielkie odstępy między wychodniami poszczególnych ławic, a ponadto taki sposób



ich ułożenia uniemożliwia wypreparowanie odporniejszych skał. W konsekwencji na podłożu o tak nikłej budowie monoklinalnej przeważają równiny.

Ogólnie można powiedzieć, że dzisiejsza rzeźba powierzchni mezozoicznej nie odzwierciedla inicjalnej fałdowej, lecz powierzchnię powstałą z jej zniszczenia przez ścięcie struktur.

Istnieje jednak zależność w ukształtowaniu powierzchni od tych elementów tektoniki mezozoiku, które są związane bezpośrednio z tektoniką wgłębną masywu hercyńskiego. Wyraża się ona w przestrzeganiu pewnych kierunków morfologicznych.

Kamienna przecina przełomem antyklinę Bałtowa uformowaną na wyniesionym skrzydle fleksury głównej Sienno — Ożarów, w strefie występowania w podłożu garbu paleozoicznego. Oto pierwszy przykład związku rzeźby z liniami tektoniki mezozoicznej podyktowanej tektoniką wgłębną.

Dolina Kamiennej ma odcinki konsekwentne i subsekwentne: pętłe meandru w przełomie bałtowskim są założone subsekwentnie, dalej po Skarbkę rzeka płynie konsekwentnie, między Skarbką i Pętkowicami — subsekwentnie, następnie do Czekarzewic staje się na powrót konsekwentna i wreszcie aż po ujście zachowuje kierunek subsekwentny.

To przeplatanie się odcinków konsekwentnych z subsekwentnymi uwarunkowane jest nie krętością rzeki, lecz zmianą biegu warstw przystosowanych lokalnie do elementów tektoniki wgłębnej (grzbiet paleozoiczny i dyslokacja).

W interesującej sytuacji tektonicznej powstała dolina Krępianki. Od źródeł pod Rzeczniewem do Jawora Soleckiego spływa konsekwentnie po warstwach kredowych. Dalej aż po ujście płynie prawie równoleżnikowo. Warstwy niższego poziomu dolnego mastrychtu odchylają się wprawdzie na SE, ale wyższe ogniwa dolnomastrychckie przybierają kierunek W — E zgodny z istniejącym w podłożu garbem paleozoicznym. Dolina jest więc subsekwentna, a równocześnie podłużna w stosunku do ukrytego grzbietu masywu hercyńskiego.

Iłzanka na odcinku konsekwentnym do Odechowa tnie przełomem iłżeckim kuestę wapieni astarckich. Do miejsca przełomu podchodzi garb paleozoiczny, ten sam, którego dalszy przebieg odtwarza dolina Krępianki. Od Odechowa do ujścia Iłzanka ma cechy zbliżone do cieku subsekwentnego, wybierając kierunek pośredni między dolinami południowej i północnej części wyżyny.

Subsekwentnie płynąca Wolanka wykorzystuje na odcinku Sienno — Trzemcha fleksuralny kontakt jury z kredą. Zwolenka o kierunku osi doliny NW — SE jest na całej długości subsekwentna z wyjątkiem obsekwentnego odcinka początkowego.

Przełomowy odcinek doliny Wisły rozcina „konsekwentnie gmach kredowy” [77], wszystkie natomiast omówione jej dopływy są przy ujściu subsekwentne, co wydaje się zrozumiałe przy założeniu, że bodziec erozyjny szedł od rzeki głównej.

Wyjaśnienie konsekwentnego kierunku górnych odcinków dopływów nie nastęrcza poważniejszych trudności. Ścięta bowiem powierzchnia mezozoiku pochylona na NE, zgodnie z upadem warstw, ułatwiła rzekom wybór spływu konsekwentnego.

Z analizy stosunku rzeźby do litologii i tektoniki wynikają następujące wnioski:

1. Rzeźba założona jest na powierzchni fałdowych struktur mezozoicznych.

2. Rzeźba cokołu mezozoicznego, określająca podstawowe rysy ukształtowania dzisiejszej powierzchni, jest w znacznym stopniu przystosowana do zróżnicowanej odporności skał.

3. Zależność od tektoniki wyraża się głównie nie w kształtach, lecz w kierunkach form.

4. Formy wierzchowinowe odzwierciedlają tylko pośrednio i ogólnikowo założenia tektoniczne przez kierunek osi kuest.

5. Doliny w sposób bardziej szczegółowy uzależnione są od linii tektonicznych mezozoiku podyktowanych przez tektonikę wgłębną.

Rozważając zagadnienie stosunku rzeźby do budowy geologicznej należy równocześnie wziąć pod uwagę fakt, że cechy morfologiczne podłoża mezozoicznego, tak jak się one dziś prezentują, są wypadkową sumy zdarzeń długiego okresu czasu od momentu wynurzenia i sfałdowania mezozoiku aż po dzień dzisiejszy i że wyprowadzone tu wnioski dotyczą oceny tej wypadkowej.

W wyniku długiej ewolucji powstały kuesty i równiny, formy wskazujące na daleko posuniętą selekcję wietrzeniową i degradację selektywną.

Ustalenie wieku kuest i równin oraz przyczyn dostosowania dolin do tektoniki wgłębnej wykracza poza ramy postawionego tu problemu i będzie rozpatrywane w następnych rozdziałach.

## ROZWÓJ RZEŻBY W TRZECIORZĘDZIE

### WIEK DEFORMACJI TEKTONICZNYCH OTOCZKI MEZOZOICZNEJ

Określenie czasu, w którym nastąpiło wynurzenie obszaru i sfałdowanie powłoki mezozoicznej, jest niezbędne dla ustalenia początków rzeźby subaeralnej.

Pierwszą sugestią co do wieku tektoniki mezozoiku nasuwa fakt wspólnego ujęcia w fałdy i fleksury skał jurajskich z kredowymi. Z tego jednak nie wynika, że wszystkie stwierdzone deformacje pochodzą z jednego okresu pokredowego.

Samsonowicz [99, 100] na podstawie niezgodności kątowych między górną jurą i kredą przypisuje duże znaczenie ruchom młodokimeryjskim, podczas których miało „nastąpić sfałdowanie jury i preformowanie rowu tarłowskiego”. Flexury o kierunku NNW—SSE uważa on za dyslokacje *sensu stricto* i powstanie ich oraz dofałdowanie kredy odnosi do paleogenu.

Pożaryski [77] dostrzega większe miejscami nachylenie jury niż kredy, ale stwierdza równocześnie, że i kreda bywa bardzo skośnie ustawiona, aż do obalenia warstw. Różnice kątowe nie są dla niego wystarczającym powodem przyznania tak wielkiej roli orogenezie młodokimeryjskiej. Przeczy temu zaledwie kilkunastometrowe zderzenie skał jury przed transgresją albską, co jest wskaźnikiem nieznacznych deniwelacji na sfałdowanej powierzchni jury. Sumując obserwacje dotyczące kąta upadu warstw i stopnia zniszczenia górnej jury Pożaryski dochodzi do wniosku, że decydujące ruchy miały miejsce dopiero po górnej kredzie. „Ruchy te jednocześnie spowodowały pofałdowanie i przegięcia fleksurowe, gdyż oba te zjawiska łączą się ze sobą” [77].

Deformacje mezozoiku są jednak oddźwiękiem bodźców, które szły od górotworu hercyńskiego. Powstaje więc pytanie, kiedy i w jakich warunkach odżywają struktury wgłębne?

Osady albu i cenomanu wykazują minimalną, 3—5 m grubość tylko na grzbietach paleozoicznych i na wyniesionym skrzydle fleksury głównej Sienno — Ożarów będącej czołem nasunięcia. Biorąc to pod uwagę Pożaryski ustala początek tworzenia się łusek już w dolnej kredzie. Również miąższość turonu, większa w rowie tarłowskim niż poza nim, świadczy o wcześniejszej predyspozycji rowu [77].

Tektonika mezozoiku jest więc rezultatem ruchów złożonych i niejednoczesnych. Kolejność zdarzeń tektonicznych w interpretacji Pożaryskiego [77] przedstawia się następująco.

Orogeneza młodokimeryjska przypadająca między bononem a walanżynem (faza hilsu Stillego) powoduje „wynurzenie Gór Świętokrzyskich *en bloc*”. Strop sfałdowanych utworów górnourajskich podlega następnie częściowej denudacji jeszcze przed zalewem neokomskim. Iły neokomu leżą bowiem niezgodnie na różnych poziomach kimerydu i bononu.

Duże znaczenie ma starsza faza fałdowań austrydzkich pomiędzy hoterywem i albem połączona z ruchami poziomymi. Odżywają wówczas

„dawne ramy hercyńskie, cały masyw ulega pofałdowaniu i zarysowują się pierwsze ślady złuszkowania” [77].

Czas i charakter procesów diastroficznych wyznacza zredukowana miąższość albu oraz cenomanu na liniach tektoniki wgłębnej. W konsekwencji wydzwignięcia niszczyły ily neokomu pod Iłżą, a na pozostałym obszarze odsłonięte już uprzednio skały górnourajskie.

Podczas długotrwałej transgresji senońskiej, która pokrywa całe obrzeżenie gór, występują objawy spłykania i pogłębienia zbiornika morskiego zapisane przez zmiany facjalne utworów. W górnym turonie i emszerze wzrasta ilość materiału terygenicznego, gdyż na granicy emszery i santonu „dają się odczuć ruchy podłoża fałdowania subhercyńskiego” [77]. Nie doprowadzają one jednak do wynurzenia. Wielkie dzwignięcie i fałdowanie ogarnia Góry Świętokrzyskie oraz ich obrzeżenie dopiero w czasie ruchów laramijskich na przełomie mastrychtu i danu.

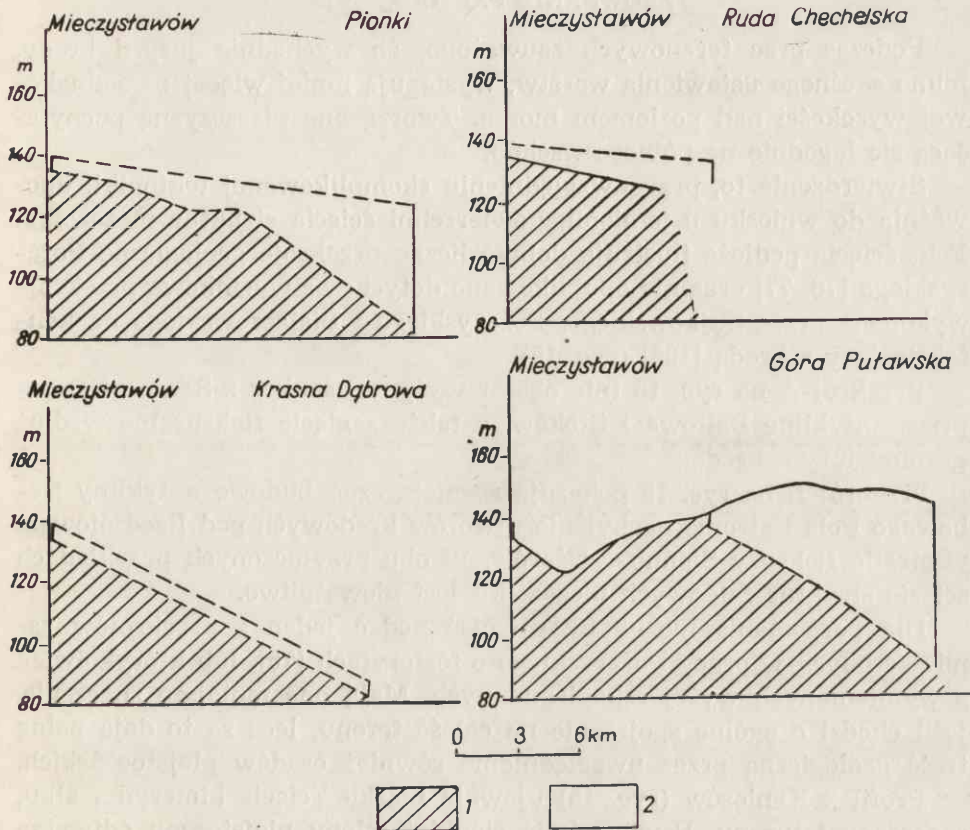
Z ruchami laramijskimi wiążą się „główne fałdowania i powstanie nasunięć oraz uskoków zgodnych z kierunkami paleozoicznymi” [77].

Dolną granicę wieku tej orogenezy wyznacza obecność igieł gąbek i otwornic dolnomastrychckich na wtórnym złożu wśród osadów danu. Dostały się tu one z południa, z niszczonego ładu kredowego. Niezgodne ułożenie utworów dolnooligocęńskich na zdenudowanej już powierzchni mezozoiku wskazuje górną granicę czasową wynurzenia po ruchach laramijskich [77].

Morze danu wypełnia właściwie nieckę mazowiecką i tam odkładane są zgodnie na mastrychcie miąższe serie siwaka, margli ilastych i sypkich piasków. Skały danu występujące pod Zwoleniem i Górą Puławską pochodzą ze strefy brzeżnej tego basenu. Obejmują one tylko północny skraj wyżyny. Pożaryska określa je jako utwory „powstałe bądź na pograniczu osadów pelagicznych i terygenicznych, bądź na granicy szelfu kontynentalnego” [73].

Zasięg przestrzenny danu przedstawiony na mapie geologicznej odkrytej (tabl. II) nie odzwierciedla w szczegółach faktycznego zasięgu skał tego wieku, gdyż występują one nieco dalej na południe, lecz tu są przykryte przez materiał trzeciorzędowy. Przekroje geologiczne zestawione na ryc. 14 ilustrują sytuację siwaka w stosunku do podścielających go opok górnego mastrychtu. Linia spągu osadów danu oznacza równocześnie zarys zboczy zbiornika morskiego. Powtarzający się w przekrojach załom oddziela płytką część przybrzeżną, prawdopodobnie platformę abrazyjną (ogólnie ujmując fragment szelfu) od stoczystości cokołu kontynentalnego. Wzrost miąższości utworów danu i pochylenie ich spągu ku północy wskazują kierunek do basenu sedymentacyjnego. Analiza stropu danu umożliwia z kolei częściowe odtworzenie granic transgresji. Wzięto pod uwagę tylko te miejsca, w których na gezach spo-

czywa bezpośrednio dolny oligocen. Otóż w Górze Puławskiej strop gezy danu sięga wysokości 145 m, a jak wynika z mapy geologicznej odkrytej ark. Radom 1 : 300 000 [94] tuż obok nawet 150 m. Płaszczyzna na tym poziomie przykryłaby obszary wierzchowinowe położone na południe od Zwolenia mniej więcej po dolną Ilżankę, gdzie podłoże mastrychckie znajduje się na wysokości około 160 m (ryc. 1). W porównaniu z tak wy-



Ryc. 14. Przypuszczalna strefa brzegowa morza danu  
1 - mastrycht; 2 - danu

dedukowanym zasięgiem morza obecna granica jego utworów jest cofnięta na północ o kilkanaście kilometrów.

Nie zapominając o trzeciorzędowych ruchach tektonicznych można także z samego charakteru płytkowodnego osadów wnioskować o pierwotnym ich rozprzestrzenieniu, prawdopodobnie niewiele różnym od dzisiejszego.

Podane rozważania mają na celu nie ściśle wytyczanie granicy południowej morza dańskiego, lecz wyjaśnienie braku osadów danu na przeważającym obszarze wyżyny.

Tak więc, gdy w okolicach Puław i Zwolenia istniało morze danu, na przyległym od południa świeżo sfałdowanym lądzie zaczęły już działać procesy niszczące, które dostarczały materiału do zbiornika morskiego.

Okres ten należałoby przyjąć jako początek rozwoju rzeźby subaearycznej na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich.

#### ZROWNANIE PALEOGENSKIE

Podczas prac terenowych zauważono, że wychodnie jury i kredy, mimo skośnego ustawienia warstw, występują mniej więcej na jednakowej wysokości nad poziomem morza. Tworzą one płaszczyznę pochylającą się łagodnie na północo-wschód.

Stwierdzenie to, przy uwzględnieniu skomplikowanej tektoniki, upoważnia do wniosku o istnieniu powierzchni ścięcia struktur mezozoiku. Fakt ścięcia podłoża ilustrują dobrze liczne przekroje geologiczne Pożaryskiego [76, 77] oraz nie opublikowane dotychczas wycinkowe przekroje wykonane przez Sujkowskiego, Pożaryskiego i Białaczewskiego na kontakcie jury z kredą [106] (ryc. 15).

Przekrój A na ryc. 15 tnie obszar wyżyny na ukos z SW na NE poprzez antyklinę Bałtowa i Stoków, a także zagięcie fleksuralne wzdłuż granicy jury z kredą.

Przekrój B na ryc. 15 pokazuje asymetryczną budowę antykliny Dębowego Pola i strome nachylenie utworów kredowych pod Rzecznikiem w strefie fleksury Sienno — Ożarów. W obu przytoczonych przykładach ścięcie struktur fałdowych mezozoiku jest niewątpliwe.

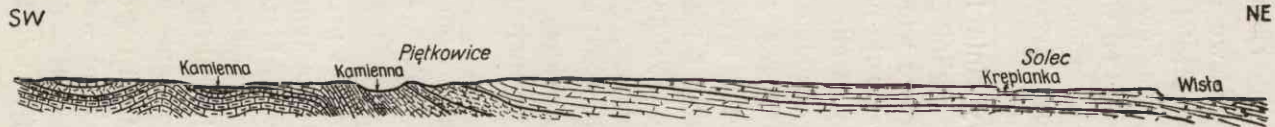
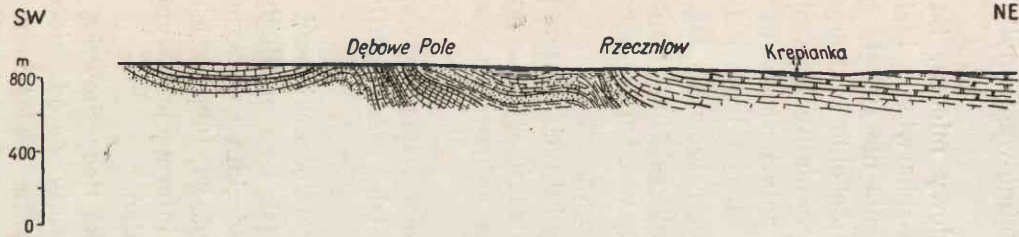
Dla porównania można by również podać jeden z przekrojów zamieszczonych w pracy Pożaryskiego o fosforytach [76], lub którykolwiek z wymienionych wyżej rękopiśmiennych. Mają one mniejsze znaczenie, jeśli chodzi o ogólne spojrzenie na całość terenu, lecz za to dają pełną treść geologiczną przez uwzględnienie również osadów plejstocenijskich.

Profil z Kaniosów (ryc. 16) ujawnia płaskie ścięcie kimerydu, albu, cenomanu i turonu. Powierzchnia cienkiej osłony plejstocenu odtwarza mniej więcej zarys podłoża przedczwartorzędowego.

Przeważająca część analizowanego obszaru nie ma osadów danu ani też trzeciorzędowych. Drobne płyty miocenu lądowego w Lasach Starachowickich i pod Ilżą nie są bliżej rozpoziomowane. Utrudnia to bezpośrednio datowanie faktów paleogeograficznych. Jedynie na małym wycinku północnym pojawiają się morskie utwory oligocenu i jeziorne miocenu oraz pliocenu.

Do określenia wieku ścięcia struktur mezozoicznych posłużyły materiały wiertnicze z terenu Lasów Starachowickich, wyniki badań Różycyńskiego nad krasem i sylifikacją skał jurajskich [87, 88] i Pożaryskiego nad odwapnieniem górnej kredy [78].

B



0 1 2 3 4 km

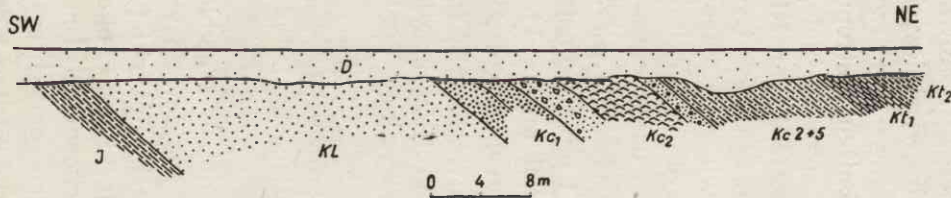


A

Ryc. 15. Przekroje geologiczne przez otoczkę mezozoiczną Gór Świętokrzyskich według W. Pożaryskiego

1 - kelowej; 2 - oksford; 3 - raurak; 4 - astart; 5 - kimeryd; 6 - bonon; 7 - alb;

8 - turon; 9 - emszer; 10 - santon; 11 - kampan; 12 - mastrycht



Ryc. 16. Przekrój geologiczny przez Kaniosy według W. Pożaryskiego

J - kimeryd; Kl - alb; Kc - cenoman; Kt - turon; D - plejstocen

W Zębcu na SW od Nadleśnictwa Marcule wykonano szereg wierceń w odstępach co 18, 36 i 50 m dla potrzeb Centralnego Zarządu Budownictwa Wodno-Inżynieryjnego w Warszawie. Okolice Zębca leżą w strefie zjawisk krasowych zbadanych szczegółowo przez Różyckiego [89].

Na powierzchni leży plejstocen o miąższości od 0,1 do 8,7 m wykształcony w postaci glin piaszczystych, piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz piasków gliniastych. Przysłania on wapienie skaliste o stropie bardzo nierównym. Przy opisie jury często powtarza się w protokółach wiertniczych określenie „rumosz krzemienno-wapienny”, co świadczy o zwietrzeniu i sylifikacji wapieni.

Obniżenia stropu skał jurajskich wypełnia lądowy miocen. Są to piaski pylaste białe, szare i żółtawe oraz glinka o zabarwieniu białym lub szarozółtym. Niektóre dziesięciometrowe wiercenia nie sięgają jego spągu. Stosunek trzeciorzędu do jury wskazuje na głębokie zakłębienia w powierzchni jurajskiej. Przez analogię do glin ceramicznych eksploatowanych w bliskim sąsiedztwie można by zgodnie z dotychczasowym poglądem uznać omawiane utwory trzeciorzędowe za miocen lądowy [94].

Zestawienie wierceń ujawnia kopalne leje krasowe całkowicie zagrzebane i nie zrekonstruowane na powierzchni z powodu zapełnienia przez materiał mioceński. Zagłębienia krasowe występują w odcinku początkowym niewyraźnej suchej doliny (ryc. 17).

Ze względu na brak danych co do wysokości absolutnych poszczególnych profilów przyjęto z konieczności jednakową wartość wysokościową dla wszystkich punktów. W rezultacie rysunek ma w pewnym sensie cechy schematu.

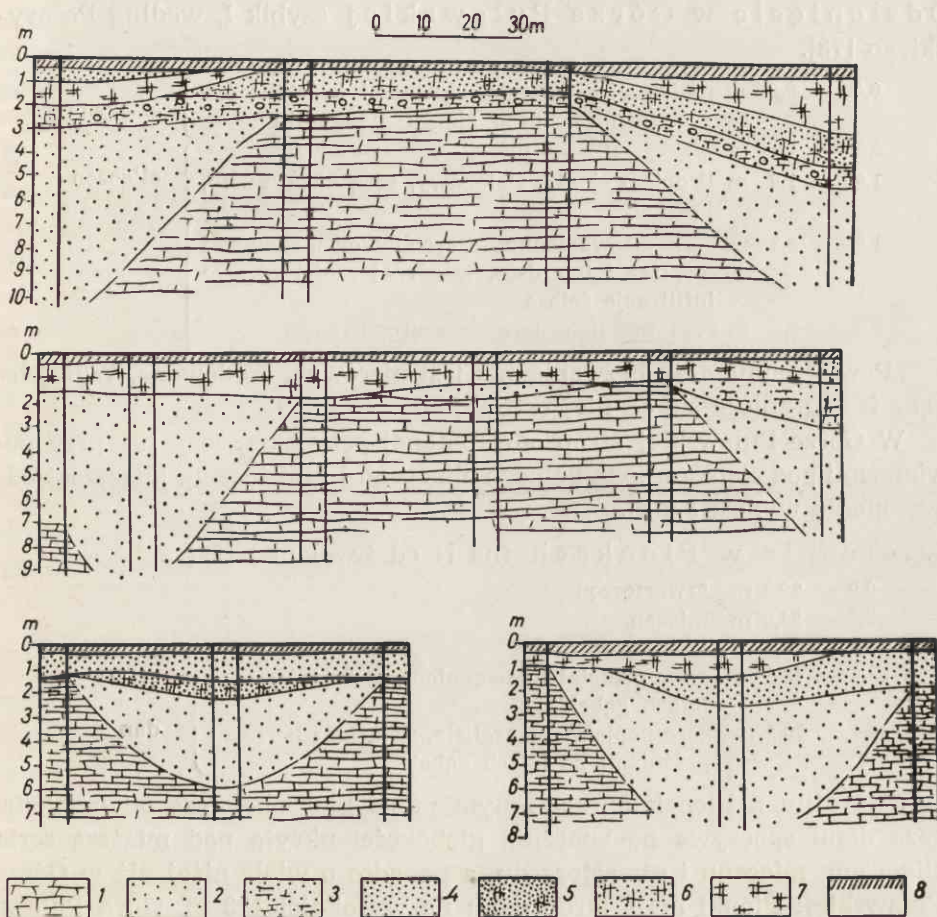
Wśród utworów plejstocenijskich piaski z rumoszem wapiennym spoczywające na lądowym miocenie należy traktować jako osady soliflukcyjne.

Podobne zagłębienia krasowe wypełnione przez mioceński osad lądowy znajdowało wielu badaczy zarówno na tym, jak i na przyległych terenach: Różycki [87, 88] pod Tomaszowem Mazowieckim i Opoczmem, Kobyłecki [48] w okolicach Sławna, a Samsonowicz [95, 99, 100] w Lasach Starachowickich i na Wyżynie Opatowskiej. Bliższe informacje o wymienionych pracach są podane w rozdziale o stanie badań.

Kras między Koszarami pod Iłżą, Kątami i Wólką Bodzechowską ma duże znaczenie chronologiczne, ponieważ we wsi Kąty wśród mioceńskich piasków kwarcowych występują kawałki drewna. Należą one do *Glyptostroboxylon tenerum* [95]. W profilu miocenu ze Starych Gliwic Szafer [110] stwierdza obecność rodzaju *Glyptostrobus*. Należy on do roślin nagozalążkowych panujących w młodszym miocenie oraz w pliocenie dolnym.



Kopalny kras stanowi ważny przyczynek do poznania wieku ścięcia mezozoiku. Skoro się rozwinął na wychodniach jury, to znaczy, że po ruchach laramijskich obszar otoczki mezozoicznej Gór Świętokrzyskich poddany był silnej denudacji, która doprowadziła do odsłonięcia warstw jury i kredy. Ścięcie poprzedza rozwój procesów krasowych, musi więc być co najmniej przedmiocenne. Dotychczasowe wyniki badań nad kra-



Ryc. 17. Kopalne leje krasowe. Zębice — Lasz Starachowickie

1 - rumosz wapienny - dolny malm; 2 - piasek, pyły i glinki - miocen lądowy; plejstocen; 3 - rumosz wapienny z piaskiem; 4 - piasek drobny; 5 - piasek drobny gliniasty; 6 - glina piaszczysta; 7 - glina brązowa; 8 - gleba

sem kopalnym w Lasach Starachowickich nie pozwalają jednak na dokładniejsze wnioski co do czasu powstania ścięcia.

Po ściślejszą odpowiedź trzeba sięgnąć na peryferie północne wyżyny, gdzie istnieją wszystkie poziomy górnej kredy przysłonięte przez dolny

oligocen. Dzięki szczegółowym studiom Pożaryski podaje dokładnie charakterystykę odwapnienia gezu danu pod Puławami [78]. Zmiany stropu danu są natury chemicznej. Mogły się one dokonać podczas przerwy sedymentacyjnej, gdy powierzchnia skał danu była eksponowana na działanie czynników subaerycznych. Odwapnienie przetrwało tylko pod płaszczem utworów trzeciorzędowych. Wiek odwapnienia wyznaczają najlepiej profile geologiczne z Góry Puławskiej [78] i Pionek [92].

Odsłonięcie w Górze Puławskiej szybk I, według Pożaryskiego [78].

0,0 — 0,6 m	mułek piaszczysty z glaznikami krystalicznymi, zawiera liczne ziarna glaukonitu	}	czwartorzęd
0,6 — 1,05 m	drobnoziarnisty piasek glaukonitowy		
1,05 — 1,8 m	ił dołem chudy, zielonawy, górą nieco tłusty, brązowy	}	oligocen
1,8 — 5,3 m	geza bezwapienna, szarooliwkowa, kawałki miększe i twardsze, w górnej części rdzawe infiltracje żelaza		
5,3 — 5,5 m	geza wapnista, twarda, szarooliwkowa	}	dan

„Powierzchnia gezy bezwapiennej jest nierówna, erodowana. Wyżej leżący ił odgranicza się od niej ostro” [78].

W Górze Puławskiej strop odwapnionej gezy danu leży tuż przy powierzchni pod cienką osłoną dolnego oligocenu i plejstocenu. Miąższość odwapnienia wynosi 3,5 m.

Wiercenie w Pionkach (na N od Zwolenia) [92].

0,0 — 22,3 m	czwartorzęd	}	dan
22,3 — 24,0 m	miocen		
24,0 — 39,8 m	oligocen		
39,8 — 43,6 m	geza popielata odwapniona z próżniami po igłach gąbek		
43,6 — 70,2 m	geza popielata, marglista, zwięzła, z licznymi próżniami po igłach gąbek	}	dan

W profilu z Pionek opracowanym przez Samsonowicza odwapniona geza danu spoczywa na znacznej głębokości ukryta pod miąższą serią oligocenu, miocenu i czwartorzędu, a ponadto o wiele niżej niż w Górze Puławskiej: Pionki mają strop danu na wysokości 123 m, Góra Puławska — na wysokości 145 m.

Na pobliskich terenach odwapnienie zachowało się także w Krasnej Dąbrowie, w Borowinach i Radomiu [92]. Miąższość odwapnienia waha się na ogół w granicach od 3 do 5 m. Głównym składnikiem skały odwapnionej jest krzemionka w ilości ponad 70%. Jako minerały dodatkowe występują glinki i tlenki żelaza [78]. W opokach i gezach, które mają pierwotnie szkielet krzemionkowy, wskutek zniszczenia wapiennych szczątków organizmów morskich powstają bezwapienne próżnie

i w ten sposób wzrasta nie ilościowo, lecz procentowo zawartość krzemionki w warstwach przypowierzchniowych.

Wiek odwapnienia przypada na okres między danem i dolnym oligocenem.

Liczne są przykłady odwapnienia zarówno na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, jak i na Wyżynie Lubelskiej [82].

Między innymi pod Ilżą we wsiach Jedlanka Stara, Florencja i Krzyżanowice Pożaryski odnajduje odwapnioną opokę turonu w spągu piasków i mułków kwarcowych oraz różnobarwnych glinek ceramicznych [78].

Z wszystkich zanalizowanych stanowisk dotyczących odwapnienia i krasu największą wartość chronologiczną mają profile z Góry Puławskiej i Pionek. Upewniają one, że odwapnienie nastąpiło w starszym trzeciorzędzie przed zalewem dolnooligocieńskim. Czy równocześnie z nim występują zjawiska krasowe?

Odwapnienie wskazuje na klimat, który sprzyjał rozwojowi wietrzenia chemicznego. Czyżby jego działanie miało się ograniczyć do rozpuszczania i usuwania węglanu wapnia tylko z pewnych określonych skał jak opoki i gezy? Kras wiąże się na pewno w czasie z zagadnieniem odwapnienia, gdyż dotyczy on również skutków denudacji chemicznej.

Należy więc przyjąć, że zjawisko było powszechne i że w dolnym trzeciorzędzie wietrzeniu chemicznemu podlegały różne utwory mezozoiczne na całym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Przebieg i rezultat tego wietrzenia zależał jednak od cech petrograficznych i wewnętrznej struktury skał.

Według Pożaryskiego powłoka odwapniona, jako trwała, mogła się wytworzyć w skałach o szkielecie krzemionkowym, a więc u gez i opok kredowych. Z utworów jurajskich oksford i raurak zawierają dużo krzemionki, lecz wtórnej, wypełniającej próżnie po rozpuszczonych skorupkach wapiennych. W innych osadach jurajskich, przede wszystkim wapieniach, a także niektórych opokach górnej kredy zbliżonych składem do wapieni rozwijały się zjawiska krasowe [78].

Pożaryski wypowiada się za synchronicznością wszystkich omówionych typów wietrzenia chemicznego. Wydaje się jednak, że pogląd ten nie jest słuszny, gdyż sylikacja wymaga innych warunków klimatycznych niż kras i odwapnianie.

W zasadzie dla ustalenia wieku ścięcia mezozoiku wystarczyłby jeden dokładnie udokumentowany fakt działania procesów subaerycznych na odsłoniętej powierzchni skał jurajskich czy kredowych. Najlepiej datowane jest odwapnianie gez danu i ono właściwie stanowi główne kryterium rozpoznawcze.

Odwapnianie powstaje po danie a przed dolnym oligocenem. W tym

przedziale czasowym obejmującym paleocen i eocen mieści się ścięcie skał i ich przeobrażenie natury chemicznej.

Podczas paleocenu i eocenu Góry Świętokrzyskie wraz z mezozoicznym obrzeżeniem były lądem, podobnie jak całe niemal terytorium Polski wyjąwszy Karpaty [77, 78, 100, 46].

Właściwie ląd istniał i ulegał denudacji już od schyłku danu na terenach nie objętych transgresją morską tego okresu. Dowodem niszczenia jest obecność otwornic dolnomastrychckich w utworach danu, będących jakby pierwszymi osadami korelacyjnymi.

O ówczesnym klimacie wnioskować można na podstawie stopnia zniszczenia i jakości niszczonej skał. Dominują skały węglanowe. Ich strop jest przeobrażony chemicznie. Rozkład chemiczny, np. odwapnienie postępujące od powierzchni do pewnej głębokości, przebiega łatwo w wysokiej temperaturze i przy znacznej wilgotności powietrza. Zapewniają one z kolei rozwój roślinności i gleb. Są to znów bardzo ważne czynniki chemicznej denudacji skał: utrzymują bowiem w glebie wilgoć i dostarczają substancji organicznych, z których powstają kwasy humusowe, oraz dwutlenku węgla niezbędnego dla chemicznego działania wody [114].

Rezultaty zmian chemicznych powszechne w strefie NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wskazują na klimat ciepły i wilgotny. Te właśnie cechy przypisuje się klimatowi paleocenu i eocenu [37, 46, 50, 78, 114]. Średnia roczna temperatura paleocenu oceniana jest na 20°. Dla Europy zachodniej Kostyniuk przyjmuje nieco niższe wartości temperatur, od 14 do 16°C, i opad 1480 mm [49]. Eocen odznacza się dalszym wzrostem tropikalności przy średniej rocznej temperaturze 22° [37].

Podobny pogląd reprezentuje Tricart pisząc o kilkakrotnym występowaniu w trzeciorzędzie klimatu ciepłego i wilgotnego, zwłaszcza w eocenie [114].

Bardzo interesujące są w tym względzie wypowiedzi Barghoorna, który ujmuje zagadnienie klimatu w powiązaniu z roślinnością [2]. Według niego na początku ery kenozoicznej w średnich szerokościach geograficznych rośnie flora subtropikalna i tropikalna. W londyńskich glinach eocenu odnaleziona flora odpowiada dzisiejszej florz tropikalnej Australii i Malajów. Prawdopodobnie nie był to jednak klimat tropikalny, a tylko brak zim spowodował przesunięcie roślinności tropikalnej ku biegunom. Rozmieszczenie temperatur charakteryzuje mały gradient między strefami wysokich i niskich szerokości geograficznych. Klimat odznaczał się niewątpliwie brakiem zim i dużą ilością opadów. Dopiero z końcem eocenu nastąpiła zmiana warunków klimatycznych, co pociągnęło za sobą pojawienie się form roślinnych strefy umiarkowanej w średnich szerokościach geograficznych, a wraz z nimi bylin.

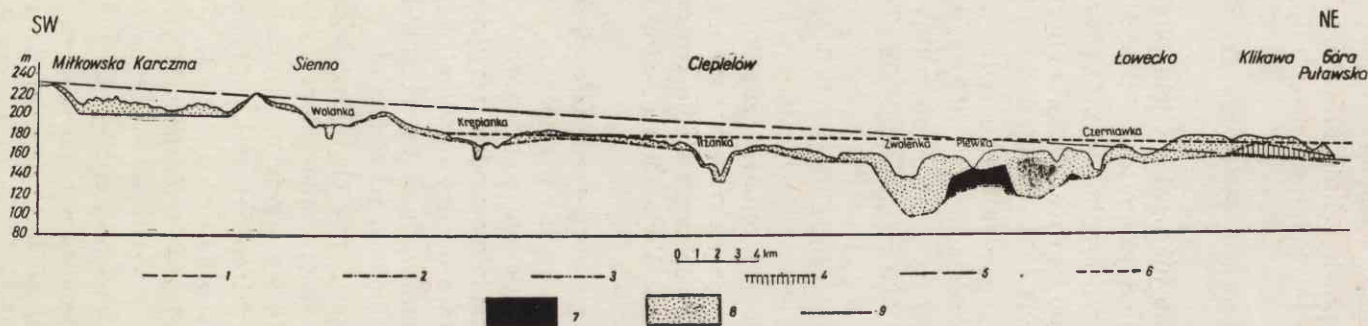
Ocena klimatyczna paleogenu jest podobna w różnych przytoczonych pracach. Przypuszczalnie więc paleogeńska powierzchnia zrównania powstała pod działaniem denudacji i wietrzenia chemicznego w klimacie subtropikalnym.

Zrównanie paleogeńskie objęło cały górotwór świętokrzyski wraz z jego mezozoicznym obrzeżeniem.

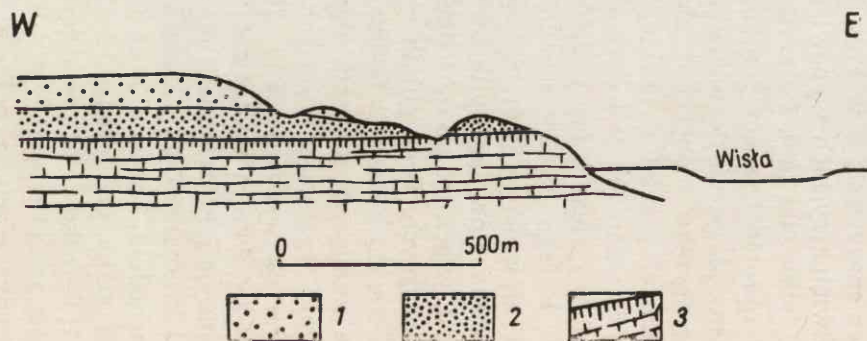
Na temat paleogeńskiego zrównania pisano już bardzo wiele. Nie jest to problem nowy. Tak datowane zrównanie występuje we wszystkich starych masywach, a w Polsce w pasie wyżyn środkowych. O obszarze Gór Świętokrzyskich wypowiadali się kolejno Sawicki [103], Lencewicz [55], Pietkiewicz [69], Pożaryski [77, 78], Dylík [23] i Klimaszewski [46].

W obrębie Łysogór genezę paleogeńską przypisuje Lencewicz 2 poziomom spłaszczeń denudacyjnych na wysokościach 400 i 360 m. Wiek ścięcia wynika z obecności zlepieńców i żwirów przedmiocenijskich odnalezionych przez Czarnockiego na poziomie 360 m. „Równoległe nachylenie obu poziomów świadczy o ich wyruszeniu z pierwotnej pozycji przez tektoniczny ruch, który podniósł *en bloc* część centralną pasma i pochylił ku E jego część wschodnią” [55]. Lencewicz rozważając piętrowy układ zrównań w Górach Świętokrzyskich nie omawia zupełnie NE obrzeżenia. Również Dylík uwzględnia tylko mały skrawek badanego tu obszaru, włączając go do jednego z wyróżnionych przez siebie poziomów denudacyjnych. Brak publikacji i mapy uniemożliwia bliższe ustosunkowanie się do koncepcji Dylíka.

Na analizowanym wycinku mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich występuje tylko jeden poziom destrukcyjny o założeniu paleogeńskim na wysokości 240—200 m. W obrębie wychodni górnej jury można by w nim upatrywać śladów zrównania pomłodokimeryjskiego, przyjmując jako argument niezgodności kątowe między upadami warstw jury i kredy. Poziom paleogeński jest ekshumowany w części południowo-zachodniej i południowej. Ku północo-wschodowi powierzchnia paleogeńska znika pod osadami dolnego oligocenu i ma charakter kopalny (ryc. 18). Tylko tutaj pod osłoną oligocenu powierzchnia paleogeńska zachowała mniej więcej wygląd pierwotny i to wyłącznie na wierzchołkach, gdyż rozcięcia dolinne są późniejsze. Strop jej zrekonstruowany z wierzeń określał następujące wysokości absolutne: 145 m w Górze Puławskiej, 155,5 m w Klikawie, 123 m w Pionkach. Na pozostałym obszarze pozbawionym pokrywy morskiego trzeciorzędu wytworzona w paleogenie powierzchnia była trwale eksponowana na działanie czynników atmosferycznych. Jej rzeźba ma cechy poligeniczne i policykliczne. Niemniej jednak Pożaryski utrzymuje, że powierzchnia ta „wyglądała w paleogenie mniej więcej tak jak dziś” [78]. Wniosek swój formułuje na podstawie charakteru kopalnej powierzchni paleogeńskiej ukrytej pod



Ryc. 18. Poziomy zrównań trzeciorzędowych na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich  
 1 - strop skał jurajskich; 2 - strop skał kredowych; 3 - strop skał kredowych (dan);  
 4 - strop skał oligoceńskich; 5 - linia łącząca punkty zrównania paleogeńskiego; 6 - linia  
 łącząca punkty zrównania dolnopliocenińskiego; 7 - preglacjał; 8 - utwory glacialne;  
 9 - przypuszczalny strop podłoża



Ryc. 19. Przekrój geologiczny przez okolice Góry Puławskiej według W. Pożaryskiego  
 1 - czwartorzęd; 2 - oligocen; 3 - kreda: dan z warstwą odwapnioną w stropie

osadami oligocenu oraz małych późniejszych deformacji tektonicznych stwierdzonych koło Piotrowic na północ od Zawichostu, przy czym dynamika tych dyslokacji maleje w stronę Glinian, a więc w kierunku badanego terenu [78]. Pogląd Pożaryskiego podtrzymuje Klimaszewski [46].

Przyjęcie lub modyfikacja przytoczonych poglądów wymagają próby odtworzenia pierwotnego wyglądu powierzchni paleogeńskiej z uwzględnieniem ówczesnego klimatu.

Podczas paleogenu działa denudacja i wietrzenie chemiczne. Pożaryski rozdziela te procesy w czasie. W nieco chłodniejszym paleocenie widzi przede wszystkim denudację, która doprowadza do odsłonięcia warstw jury i dolnych poziomów górnej kredy, a w eocenie, gdy „denudacja ustaje, działa intensywne wietrzenie chemiczne” [78].

Z podanych w literaturze cech klimatu paleocenu i eocenu nie wynikają aż tak duże różnice, aby usprawiedliwiały całkowitą zmianę charakteru procesów. Jednak faktem jest, że w spągu dolnego oligocenu zachowała się odwapniona opoka, co świadczy o małym odprowadzaniu zwietrzliny.

W paleocenie denudacja musiała być intensywna, jeżeli nastąpiło ścięcie struktur mezozoicznych. Odsłonięte wychodnie różnych skał na pewno nie tworzyły idealnej równi, lecz różnicowały się w odporności na działanie czynników subaerycznych. Mogły się już wówczas zarysować skutki selektywnego niszczenia i pierwsze zręby rzeźby monoklinalnej.

Na tej paleoceńskiej powierzchni denudacyjnej działają w eocenie przeróżne w skutkach procesy chemiczne ułatwione przez wysoką temperaturę, wilgoć i roślinność. Z eocenem należy wiązać pogrzebany dziś kras w Lasach Starachowickich oraz nietypowe formy krasowe spod Niemiryczowa, Wielgiego i Ciepiewowa na wapnistych opokach mastrychtu. Margle i opoki margliste rozpadają się w masy ilasto-gliniaste. Najodporniejszy na niszczenie jest kwarc, dlatego też skały zawierające krzemionkę miały lepsze szanse przetrwania niż margle i opoki margliste. Odwapniane opoki dzięki krzemionkowemu szkieletowi nie rozpadały się. Jednak słabe odprowadzanie zwietrzliny, na co wskazują dane geologiczne, utrudniało odnawianie ekspozycji wietrzeniowej i swobodę rozwoju stoków. Rzeźba eocieńska jest pogrążoną w zwietrzelinie rzeźbą paleoceńską.

Pozostaje do wyjaśnienia problem rzek. W warunkach klimatu subtropikalnego rzeki istnieć musiały, lecz jaką rolę morfologiczną spełniały one — nie wiadomo, gdyż bardzo mało jest datowanych śladów tych starych dolin. Można jedynie z charakterystyki współczesnych obszarów tropikalnych wnioskować pośrednio o działalności rzek paleogeńskich.

W dziedzinie systemów denudacji z dominantą chemiczną transport, jak podaje Tricart, dokonuje się za pośrednictwem procesów chemicznych. Roślinność powstrzymuje ruch zwietrzliny i dlatego rzeki są ubogie w materiał grubszy. Erozja wgłębna wspierana jest przez erozję chemiczną [114].

Cotton podkreśla nadto słabą efektywność erozji bocznej z powodu braku grubszych aluwii. Według niego krajobraz o formach dojrziałych w klimacie gorącym i wilgotnym „odznacza się stosunkowo małą kontrastowością, gdyż różnice strukturalne i litologiczne tracą wyraz morfologiczny wskutek pokrycia grubą zwietrzeliną” [15, 30].

Przytoczone wypowiedzi co do rzek wyjaśniają do pewnego stopnia przyczynę trwania zwietrzliny na miejscu w okresie subtropikalnego eocenu.

Układ ówczesnych rzek nie jest znany. Na ściętej powierzchni mezozoiku powstają zapewne najpierw doliny konsekwentne o kierunku spływu na północ, gdyż w tę stronę teren wykazuje tendencję do obniżania już od schyłku dolnej kredy [77]. Jednak ślady tych większych dolin nie zachowały się z powodu transgresji dolnooligocenińskiej oraz późniejszych zmian w rozwoju sieci rzecznej uwarunkowanych dziejami doliny Wisły.

Są natomiast pewne dane wskazujące na istnienie dolin w obrębie Lasów Starachowickich. Stare leje krasowe lokują się tutaj wzdłuż obniżeń o układzie konsekwentnym i subsekwentnym. Musiały więc funkcjonować przez jakiś czas rzeki o odpływie naziemnym, a następnie, w miarę zanikania wód, stały się one drogami przebiegu procesów krasowych.

W dzisiejszej rzeźbie przeważają doliny subsekwentne dostosowane do rozciągłości warstw mezozoicznych, która jest uzależniona od tektoniki wgłębnej.

Czy subsekwencja była już zaakcentowana podczas paleogenu na terenach pozakrasowych — nie wiadomo. Brak dotychczas materiałów dowodowych w tym zakresie. W każdym razie przełomowy odcinek doliny Wisły nie tworzył jeszcze wówczas wyraźnego zagłębienia dolinnego [78, 80, 82]. Przymuszczalnie więc i jej lewobrzeżne dopływy nie były również uformowane tak jak dziś [78, 82].

Na przekroju przez dolinę Wisły w Puławach [82] sytuacja oligocenu wskazuje na późniejsze wcięcie. Oligocen nie wypełnia formy dolinnej, lecz jest przez nią rozcięty (ryc. 19).

Podobną ocenę paleogeńskich stosunków hydrograficznych daje Pożaryski: „współczesna sieć rzeczna w obecnej formie nie istniała jeszcze przed plejstoceniem” [82].



Gdyby powierzchnia paleogeńska, rozumiana przeważnie jako suma zdarzeń paleocenu i eocenu, wyglądała mniej więcej tak jak dziś, wówczas powinny się zachować odwapnione stropy opok na niepokrytych przez trzeciorzęd obszarach. Tymczasem występują one z reguły tylko pod osłoną oligocenu, rzadziej miocenu.

Zdenudowanie odwapnionych stropów opok i gez oraz wytworzenie zsylikowanych pokryw na skałach jurajskich świadczy o późniejszych przeobrażeniach zrównania paleogeńskiego.

Nagromadzenie zsylikowanego rumoszu na wychodniach oksfordu i rauraku musi pochodzić z młodszego trzeciorzędu zgodnie z poglądem Różyckiego [88], Turnau-Morawskiej [118, 119] i Klimaszewskiego [46]. Również w zakresie układu przestrzennego rzek nastąpiły po paleogenie bardzo istotne zmiany.

Jaki typ zrównania reprezentuje powierzchnia paleogeńska?

Klimaszewski utrzymuje, że nie była ona peneplena, lecz „wiązała obszary znajdujące się w różnych stadiach zaawansowanego rozwoju”. Góry Świętokrzyskie miały rzeźbę późnodojrzałą, głównie denudacyjną z licznymi twardzielami, a na obrzeżeniu w obrębie Wyżyny Opatowskiej bardziej dojrzałą w związku z mniejszym zróżnicowaniem litologicznym [46].

Zagadnienie typów genetycznych zrównań paleogeńskich w Polsce poza starymi koncepcjami peneplen i platform abrazyjnych nie było dotychczas rozpatrywane w żadnej publikacji [54, 55]. Trudność zasadnicza wyłania się z niedostatku relacji co do rozkładu opadów podczas trwania subtropikalnego klimatu paleogenu. Podawane są tylko roczne sumy opadów, a nie ich natężenie sezonowe. Pojęcie subtropiku dopuszcza nierównomierność w rozłożeniu opadów, ale jest to tylko domniemanie. Częściowe wyjaśnienie może kryje się w ocenie Kostyniuka, który paleoceński klimat zachodniej Europy przyrównuje do współczesnego klimatu Japonii [49].

Szukanie porównań z paleogeńskimi zrównaniami obszarów zachodnioeuropejskich nie jest także sprawą łatwą ze względu na nieco inne niż u nas pojmowanie klimatu trzeciorzędu.

Teza Kinga o homologii rzeźby opiera się na postulatcie, że stoki uzyskawszy pewne nachylenie charakterystyczne dla danej skały i klimatu utrzymują je podczas trwania całego cyklu. Zdaniem jego wszystkie starotrzeciorzędowe krajobrazy erozyjne przechodziły proces pedymentacji w klimacie półsuchym, nawet w regionach obecnie wilgotnych. Dotyczy to zrównań afrykańskich, australijskich oraz północnoamerykańskich i europejskich. Jedynie od czasu środkowego trzeciorzędu, prawdopodobnie przez rozwój pokrywy darniowej, rozwijał się krajobraz typu „wilgotnego” [41].

Baulig, który ma własny pogląd na rozwój stoku [3] i nie zawsze przyznaje rację Kingowi, szczególnie w zakresie wszechpedymentacji, w odniesieniu do zrównań starotrzeciorzędowych wyraża pogląd bardzo zbliżony. W pracy z 1953 r. [4] przyjmuje klimat sawannowy dla systemu zrównań Europy datujących się od końca mezozoiku po środkowy trzeciorzęd. Powierzchnia „eogeńska” ścina np. skały osadowe w Basenie Paryskim, krystaliczne na obszarze Masywu Centralnego i ma wzniesienia gór wyspowych o dość stromych stokach. Formy paleogeńskie przetrwały coraz bardziej wilgotny i umiarkowany klimat neogenu dzięki bogatej szacie roślinnej (choć brak jeszcze pokrywy darniowej), która utrudniała denudację. W późniejszej pracy z 1956 r. [5] zwraca uwagę na dowody geologiczno-pedologiczne. Drzewa liściaste datują się dopiero z trzeciorzędu i ziemia jest w dalszym ciągu źle ochroniana przed spłukiwaniem. Przede wszystkim trawy zdolne do utworzenia litej osłony nie istniały, lub też nie rozprzestrzeniały się szeroko, aż dopiero w środkowym trzeciorzędzie, a więc w klimacie wilgotnym i umiarkowanym. Z drugiej jednak strony osady i gleby rezydualne przechodziły do tego czasu wiele faz klimatycznych bardziej lub mniej suchych, które obejmowały znaczną część globu w dewonie, permo-triasie i „eogenie”. Odpowiadające im powierzchnie są pedyplenami. Jednak suchość nie była stała; wytwarzała się ona w przerwach faz wilgotnych, zaznaczonych utworami węgla brunatnego i lignitu. Te osady, a przede wszystkim odpowiadający im klimat, mogły mieć rozległe rozprzestrzenienie. To co my o tym wiemy, to jedynie w szczególnych okolicznościach zachowane szczątki roślinne pod materiałem detrytycznym, który je uchronił przed utlenieniem. A więc zrównania tych okresów, o ile istnieją, są nieznanne. Baulig podpisując się pod poglądem o pedyplanacyjnym charakterze zrównań starotrzeciorzędowych dopuszcza możliwość innych powierzchni zrównań wytworzonych w fazach klimatu wilgotnego.

Fakty geologiczne z okresu paleogenu na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyraźnie wskazują na klimat ciepły i wilgotny, dlatego trudno byłoby podciągnąć występujące tu zrównanie pod kategorię pedyplen.

Na terytorium Polski raczej w późniejszym trzeciorzędzie były warunki klimatyczne sprzyjające powstawaniu zrównań pedyplanacyjnych, natomiast w paleogenie rozwój rzeźby postępował najprawdopodobniej tak jak w obecnych obszarach tropikalnych, czy subtropikalnych.

Niewiele dziś jeszcze wiadomo na temat typów genetycznych zrównań na takich terenach. Cotton [15], Baulig [5], Tricart [114] omawiają wprawdzie procesy i tendencje rozwojowe rzeźby w tropikalnych szerokościach geograficznych, ale nie precyzują, ani nie nazywają ostatecznej jej formy.

Zagadnieniem tym zajmuje się bliżej Büdel, który obszary tropikalne wilgotne i okresowo wilgotne określa jako „strefę tworzenia zrównań”. Intensywne wietrzenie chemiczne sięgające w głąb do kilkudziesięciu metrów doprowadza tu do powstania „zrównań podwójnych”: jedno rozwija się na powierzchni, a drugie pod osłoną zwietrzliny. Miąższość pokrywy wietrzeniowej zależy nie tylko od deniwelacji rzeźby, lecz również od cech litologicznych skał podłoża. Dlatego też zrównanie podpokrywowe ma „nabrzmienia tarczowe” w miejscach występowania skał bardziej odpornych na niszczenie chemiczne. Zrównanie podpokrywowe może się odsłonić w miarę postępu usuwania zwietrzliny [8, 9].

Dla NE obrzeżenia masywu łysogórskiego są dowody na zagrzebanie w eocenie rzeźby przez zwietrzelinę i na słabe jej odprowadzanie. Obraz byłby więc podobny do tego, jaki opisuje Büdel, szczególnie na rozpatrywanym terenie, gdzie podłoża skał węglanowych ułatwiało przebieg wietrzenia chemicznego.

Należy jednak rozważyć, czy przyjęcie poglądu Büdela o podwójnym zrównaniu nie przeczy postawionej uprzednio hipotezie o wytworzeniu już wówczas pierwszych zrębów rzeźby monoklinalnej. Büdel pisze o nabrzmieniach podpokrywowych odpowiadających wychodniom skał odpornych na działanie chemiczne. Również i Baulig [4] uważa, że rozwój kuest może się dokonywać na wszystkich obszarach, byleby tylko wietrzenie chemiczne nie było aż tak intensywne, aby mogło zniweczyć każdą odporność skał.

Na badanym terenie nie ulegały rozpadowi skały o szkielecie krzemionkowym, a więc rzeźba nie „roztapiała się” [114] całkowicie. Jednak wskutek słabego odprowadzania zwietrzliny formy kuestowe mogły się dopiero ujawnić na powierzchni po jej usunięciu.

Jeśli przypuszczenia Bauliga [5] dopuszczające możliwość faz suchych i wilgotnych w „eogenie” byłyby słuszne, to wówczas mogłoby się dokonywać na zmianę wytwarzanie i usuwanie zwietrzliny.

Na podstawie flory ze Starych Gliwic Szafer [110] stawia koncepcję cykliczności klimatu miocenńskiego. Każdy cykl zawierałby przejście od klimatu suchego przez śródziemnomorski do ciepłego wilgotnego (subtropikalnego) i na powrót drogą takich samych przemian kończyłby się klimatem półsuchym. Szafer nie wyklucza ewentualności cyklicznych przemian klimatu także i w innych okresach trzeciorzędu Polski, co wiąże się zapewne w jakiś sposób z fazami transgresji i regresji mórz.

Można by przyjąć pogląd Büdela o „zrównaniu podwójnym” dla otoczki mezozoicznej Gór Świętokrzyskich, ale czy dla całego masywu — nie wiadomo; raczej nie.

Przytoczone różne wypowiedzi co do zrównań starotrzeciorzędowych nie dają jeszcze dostatecznych podstaw do wyjaśnienia typu genetycz-

nego paleogeńskiego zrównania w Górach Świętokrzyskich jako całości. Problem ten pozostaje nadal otwarty.

Paleogeńska powierzchnia stanowi fundamentalny etap w rozwoju rzeźby subaerycznej. Założone wówczas pierwsze jej zarysy wytyczyły ogólny kierunek dalszej ewolucji form. Większość południowej części wyżyny rozwija się później aż po plejstocen pod bezpośrednim oddziaływaniem czynników atmosferycznych nie deformowana przez silne ruchy tektoniczne. Tylko na małym wycinku peryferycznym zrównanie paleogeńskie przybiera trwale charakter kopalny.

#### TRANSGRESJA DOLNOOLIGOCENSKA

Na północ od linii Radom — Puławy wyżyna kredowa jest przysłonięta przez osady morza dolnooligocenckiego, którego zalew objął nieckę mazowiecką i dotarł do północnych zboczy Gór Świętokrzyskich. Z tego czasu pochodzą piaski kwarcowe i glaukonitowe z fosforytami, lokalnie z wkładkami żwirów, mułków i ilów [53].

Południowy zasięg dolnego oligocenu uwidoczniiony na mapie geologicznej odkrytej (tabl. II) jest wyznaczony przy pomocy wierceń. Naturalne odsłonięcia są widoczne tylko w Górze Puławskiej i pobliskich kilku wsiach, a na prawym brzegu w Parchatce [78].

Profil z Góry Puławskiej opracowany przez Pożaryskiego odzwierciedla dobrze terygeniczny typ osadów morza dolnooligocenckiego [78]. Odsłaniają się tu (licząc od góry):

- 7—8 m mułki białe, siwe lub miejscami na powierzchni żółtawe, zawierają domieszkę ilu,
- 1—2 m glina szarozielona, ciemna z glaukonitem i z dość licznymi otoczkami wielkości od paru mm do paru cm kwarcu i czarnego litytu,
- około 7 m piaski drobno- i średnioziarniste, kwarcowe, miejscami z dość licznymi ziarnami glaukonitu, zawierają wkładki mułkowate,
- około 0,8 m warstwa czarnego ilu.

Cała seria jest bezwapienna.

Charakter osadów w Górze Puławskiej i pod Zwoleniem sugeruje niezbyt dużą odległość od brzegów morskich. Pożaryski prowadzi je na południe od Puław [78].

Linia peryferyczna dolnego oligocenu ma faktycznie przebieg kręty z szeregiem wgięć zatokowych i półwyspowych wygięć sięgających po Zwolen. Prócz tego między Górą Puławską i Zwoleniem występują zupełnie izolowane płyty tych osadów.

Dzisiejsze rozmieszczenie utworów dolnooligocenckich jest zredukowane i cofnięte ku północy w stosunku do ich pierwotnego zasięgu. Ślady dolnego oligocenu w postaci mułków i piasków glaukonitowych znale-

zione przez Karaszewskiego w szczelinach wapieni oksfordzkich na terenie Lasów Starachowickich (kamieniołom na SE od gajówki Myszki), a więc blisko 50 km bardziej ku południowi, byłby wyraźnym tego dowodem. Areń uwzględniając relacje ustne Karaszewskiego rysuje głęboką zatokę aż po wymienione osiedle [1].

Pewne przypuszczenia na temat większego zasięgu transgresji dolnooligocieńskiej snuje już wcześniej Samsonowicz [100]. Na arkuszu Opaków we wsiach Góry, Borownia, Skała i Jankowice wykrywa on, niekiedy w lejach krasowych, glaukonitowe piaski kwarcowe i bezwapienne ily. Ma jednak wątpliwości, czy osady te znajdują się na złożu pierwotnym czy wtórnym. W rezultacie, nie rozstrzygając kwestii, zalicza je do utworów trzeciorzędowych bez bliższego sprecyzowania wieku. Niemniej jednak w podręczniku geologii podaje, że osady morza dolnooligocieńskiego w następnych okresach lądowych zostały usunięte z wielkich obszarów przez erozję i denudację lub egzaracyjną działalność lodowca [53].

W odniesieniu do analizowanego obszaru obserwacje Karaszewskiego wywołują konieczność rewizji poglądów dotyczących zasięgu morza dolnooligocieńskiego. Dostarczają one wprawdzie dalszych argumentów na przedoligocieński wiek ścięcia struktur mezozoicznych, ale równocześnie, o ile są słuszne, sugerują rozleglejsze przykrycie paleogeńskiego zrównania na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich przez transgresję dolnooligocieńską. Faktem jednak zastanawiającym i budzącym poważne refleksje jest brak osadów dolnooligocieńskich w lejach krasowych wieku paleogeńskiego na terenie Lasów Starachowickich. Czemu zachował się miocen lądowy, a oligocen nie? Sprawa ta wymaga dalszych poszukiwań geologicznych.

Wielce pomocne okazały się materiały wiertnicze. Maksymalna wysokość stropu dolnego oligocenu zarejestrowana w Klikawie wynosi 164 m [92]. Oligocen jest tu jednak przysłonięty bezpośrednio przez plejstocen. Należy się więc liczyć z większą pierwotną miąższością i większą wysokością absolutną tych osadów. W Krasnej Dąbrowie położonej 15 km na północ od Zwolenia leżą one wprawdzie pod miocenem, ale znacznie niżej, a mianowicie na wysokości 126 m. Świadczy to o późniejszym wyruszeniu i przechyleniu powierzchni osadów dolnooligocieńskich w kierunku północnym. Z tych względów nie można dziś zrekonstruować dokładniej zasięgu ówczesnego morza.

W każdym razie wysokość 164 m upoważnia do przyjęcia transgresji dolnooligocieńskiej na całym obszarze wyżyny rozciągającym się na północ od Krępianki. Morze to zalewa więc część paleogeńskiego zrównania.

Na przyległym do morza lądzie działa erozja i denudacja. Skalę i charakter niszczenia odczytać można w przytoczonym profilu z Góry Puławskiej. Na początku transgresji odkładają się czarne ily, po czym frak-

cja wzrasta poprzez piaski kwarcowe drobno- i średnioziarniste z ziarnami glaukonitu do otoczków o średnicy paru centymetrów. Otoczkaki te tkwią w szarozielonej glinie glaukonitycznej. Wygasający cykl sedymentacyjny zamykają mułki z domieszką łu.

Dostawa grubszego materiału, na co zwraca uwagę Klimaszewski, może być zarówno odzwierciedleniem klimatu, jak i tektoniki [46].

Obecność otoczków kwarcu i lidytu wskazuje na istnienie rzek, które po tej stronie Gór Świętokrzyskich kierują się do północnego morza dolnooligocenskego. Materiał ilasto-mułkowy pochodzi zapewne z niszczenia pokryw wietrzeniowych wieku eocenskego.

Klimat oligocenu według opinii Szafera i Kostyniuka jest umiarkowanie ciepły lub nawet subtropikalny [108]. Dla obszaru Niemiec przyjmuje się średnią roczną temperaturę około 20° [33]. Potwierdzają to również paleobotaniczne badania radzieckie [124]. W dolnym oligocenie w europejskiej części ZSRR występuje tam jeszcze dużo wiecznie zielonych subtropikalnych form leśnych. W środkowym oligocenie pojawia się pyłek roślin trawiastych.

W takich warunkach klimatycznych musiały działać rzeki i postępować dalej wietrzenie chemiczne zapoczątkowane w paleocenie. Za niezbyt dużą denudacją przemawiają fakty zachowania odwapnionych opok pod osadami miocenskimi we wsiach Jedlanka Stara, Florencja i Krzyżanowice koło Iłży, w Piotrowicach na N od Zawichostu oraz pokłady rumoszu wapieni zakryte przez miocen w Lasach Starachowickich (wieś Zębiec i Kąty), a także w okolicach Tomaszowa Mazowieckiego, Opoczna i Nowego Miasta [88]. Wymienione stanowiska posłużyły uprzednio jako kryteria wieku ścięcia mezozoiku. Podobne przykłady trafiają się również na Wyżynie Lubelskiej [82].

Zalew morza północnego trwa krótko; już w środkowym oligocenie ruchy wynurzające powodują wycofanie morza.

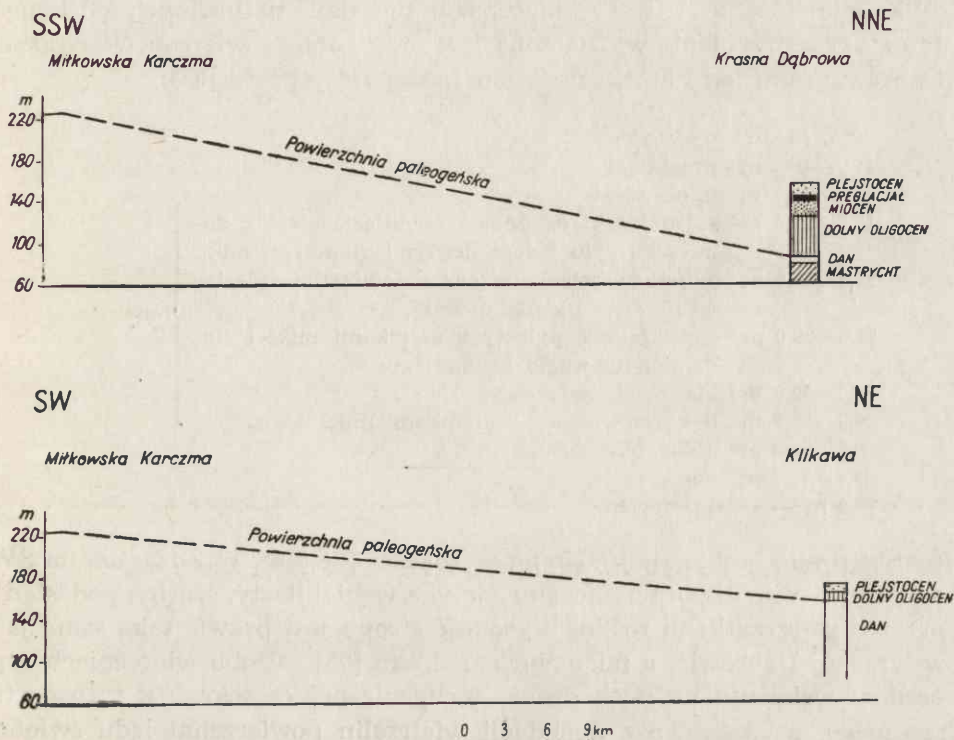
Przez dalszy okres oligocenu rozwija się subaeryczne niszczenie z udziałem wietrzenia i erozji chemicznej, podobnie jak to miało miejsce w paleocenie.

Z ruchami wynurzającymi, które niewątpliwie ożywiły erozję, Klimaszewski wiąże rozcięcie w Górach Świętokrzyskich poziomu 360 i 400 m do poziomu 300 m [46]. Tak jest we wnętrzu gór i na ich południowym zboczu.

Na NE obrzeżeniu takiego rozcięcia nie stwierdzono. Zachowała się ciągłość powierzchni wytworzonej w paleocenie, częściowo przysłoniętej przez osady morza dolnooligocenskego. Co najwyżej jako refleks wzniesienia masywu łysogórskiego można przyjąć większe jej pochylenie na północ. Ponieważ strop utworów morza dolnooligocenskego zapada również ku północy, wynika stąd wniosek, że jest to skutek ruchów podolno-

oligocénskich, prawdopodobnie całej sumy zmian tektonicznych w dalszym trzeciorzędzie (ryc. 20).

Położenie stropu danu o 68,7 m niżej w Krasnej Dąbrowie niż w Miłkowskiej Karczmarce wskazuje na silniejsze ruchy zanurzające w kierunku NW niż NE.



Ryc. 20. Pochylenie powierzchni paleogeńskiej po ruchach trzeciorzędowych  
1 - powierzchnia paleogeńska

Na rycinie 20 przedstawiającej pochylenie powierzchni paleogeńskiej po ruchach trzeciorzędowych zestawiono z Krasną Dąbrową Miłkowską Karczmarce, ponieważ znajduje się ona w obrębie powierzchni założonej w paleogenie.

#### ROZWOJ RZEŻBY W MIOCENIE

Transgresje morskie miocenu przykrywają obszary paleozoiczne i mezozoiczne na południe i wschód od masywu wypełniając obniżenia rzeźby paleogeńskiej.

Północno-wschodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich jest podczas całego miocenu lądem. Utwory miocénskie pod Radomiem, Zwoleniem, czy Puławami należą już do serii miocenu niżowego, którego osady gromadziły się w rozległych zagłębieniach i płytkich zbiornikach słodkowodnych.

Samsonowicz przyjmuje, że nad Wisłą obecny zasięg miocenu jest o około 20 km mniejszy niż dolnego oligocenu [53]. W istocie jednak sięga on półwyspami prawie po sam Zwoleń, podobnie jak dolny oligocen, i występuje na nieznacznej głębokości pod osadami pliocenu, lub tylko plejstocenu. Utwory miocenijskie nie dają naturalnych odsłoneń. Ich rozprzestrzenienie wyznaczone jest przy pomocy wierceń. W Krasnej Dąbrowie (na E od Pionek) mają one następujący profil [93]:

0 —10 m	plejstocen	
10 —16 m	preglacjał	
16 —17,5 m	pliocen	
17,5—23,4 m	szare piaski drobno- i średnioziarniste z domieszką pyłu i dość licznymi ułamkami miki, mułek czekoladowoszary z domieszką pylastego piasku i ułamkami miki,	} miocen
23,4—25,0 m	szary piasek pylasty z ułamkami miki i śladami pyłu węgla brunatnego,	
25,0—26,0 m	biały pył kwarcowy,	
26,0—29,0 m	ił kremowoszary z ułamkami miki	
29,0—30,0 m	dolny oligocen	
30,0—69,2 m	dan	
69,2—72,2 m	dan	
72,2 m —	mastrycht.	

Strop miocenu znajduje się na wysokości 138,5 m. W Żdżarach na SW od Pionek serię utworów miocenu zamyka węgiel ilasty, czarny, podesłany przez ił ze szczątkami roślin. Wysokość stropu jest prawie taka sama jak w Krasnej Dąbrowie, a mianowicie 138,7 m [93]. W obu wierceniach typ osadów wskazuje na pochodzenie terygeniczne, częściowo z transportu rzeczniego, a częściowo z denudacji wietrzelin powierzchni łądu świętokrzyskiego. Wielkość frakcji piasków świadczy o niezbyt silnym niszczeniu.

W tym samym czasie gdy pod Zwoleniem występują zbiorniki słodkowodne, na NE obrzeżeniu gór odkładają się piaski i pyły kwarcowe oraz glinki ogniotrwałe będące osadami lądowymi. Drobne płyty tych utworów wypełniają leje krasowe i zagłębienia erozyjne. Znany jest miocen lądowy Lasów Starachowickich i okolic Iłży. Tutejsze glinki ogniotrwałe, występujące wzdłuż obniżeń suchych dolin lub w kotłach krasowych, służą od dawna jako surowiec ceramiczny. W lejach krasowych, o których była już mowa przy rzeźbie paleogeńskiej, spoczywają białe, szare i żółtawe piaski i pyły kwarcowe, a także glinka o zabarwieniu białym lub szarżółtym. Analiza okazu białej gliny z Krzyżanowic pod Iłżą [6] wykazuje:

57,05% — SiO<sub>2</sub>, 29,96% — Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 12,46% — H<sub>2</sub>O.

W bliskim sąsiedztwie między Koszarami i Kątami utwory miocenijskie reprezentowane są przez białe piaski kwarcowe, rzadziej żółtawe



i czerwone, przeważnie czyste, czasem ilaste, o łącznej miąższości do 25 m oraz przez ogniotrwałe gliny plastyczne. Gliny te występują bądź w postaci soczewek pochyło rozmieszczonych wśród piasków, bądź pokładowo i wtedy uzyskują grubość do 20 m. Piaski kwarcowe zawierają niekiedy bryły skorupowego limonitu o średnicy do 10 m. W spągu, a czasem i między piaskami znajduje się ostrokrawędzisty rumosz krzemieny scyfiowego wapienia rauraku, będący jego residuum wietrzeniowym. Miąższość rumoszu w studni przy gajówce na E od wsi Kąty wynosi 19 m. Rumosz ten podściela piaski kwarcowe. Wiek glin ogniotrwałych i piasków kwarcowych ze względu na występowanie w Kątach drewna z rodzaju *Glyptostrobus* został określony jako mioceniński. Nadto obecność wśród utworów lądowych miocenu, wypełniających kotły, żelazniaka brunatnego świadczy zdaniem Samsonowicza o klimacie zbliżonym do podzwrotnikowego [100].

Porządek sedymentacji i genezę osadów lądowego miocenu wyjaśnia Samsonowicz w sposób następujący. Osadzanie piasków kwarcowych i gliniek ogniotrwałych było poprzedzone przez bardzo intensywne wietrzenie krasowe wapieni jurajskich, którego rezultatem są potężne nagromadzenia krzemienego rumoszu. Wypełnia on zagłębienia terenu. Gliny ogniotrwałe oraz ily to także produkty lokalnego zniszczenia wapieni. Natomiast znaczna część kwarcowych piasków musi pochodzić spoza obszaru ich obecnego występowania. Dostały się tu one za pośrednictwem wód płynących [100].

Miocenijskie gliny zwietrzelinowe, pstre ily i glinki ceramiczne notowane są od dawna na terenie Gór Świętokrzyskich zarówno w obrębie masywu paleozoicznego, jak i jego otoczki mezozoicznej. Występują one na skałach różnego wieku [16, 17, 48, 87, 88, 100].

W zagłębieniach krasowych wapieni górnojurajskich pod Opoczmem stwierdzono obecność białych i barwnych gliniek w ilości po kilka tysięcy ton w pojedynczych kotłach. Ich skład chemiczny jest zbliżony do krzyżanowieckich [88].

Na dolomitach i wapieniach dewońskich Czarnocki [16] odnajduje pstre gliny zwane ciąglcami, o miąższości 15—20 m; leżą one na podłożu silnie rozszarpanym przez leje, kominy i kieszenie. W glinach trafiają się gniazdowe skupienia związków żelaza (limonitu i hematytu) oraz manganu. Gliny bywają niewarstwowane i uwarstwione. Pierwsze stanowią produkt wietrzenia krasowego, a i warstwowane pochodzą z miejscowego przerobienia skał podłoża. Strome niekiedy ustawienie warstw świadczy o odmłodzeniu krasu już po odłożeniu utworów wypełniających kotły [16].

Różnorodny materiał spoczywa w kotłach krasowych Łagowa i Radlina pod Kielcami. Są to piaski kwarcowe i mułki, jasnoszare gliny, cza-

sem dobrze obtoczone białe żwiry, niekiedy gliny brunatne aż do czarnych ze szczątkami roślin i śladami humusu [6].

Rozmieszczenie utworów zwietrzelinowych w różnych punktach obszaru świętokrzyskiego świadczy o powszechności tego zjawiska. Większość omówionych utworów powstała głównie pod wpływem energicznego wietrzenia chemicznego, jednak nie wszystkie. Obecność mułków i piasków kwarcowych, a nawet żwirów, wskazuje na współdziałanie wody płynącej i na inny charakter klimatu. Wyróżnione przez Szafera [110] miocenijskie cykle klimatyczne dopuszczają w zasadzie datowanie ich na okres miocenu. Pewne są właściwie tylko te, wśród których występuje np. rodzaj *Glyptostrobos*. Dlatego też słusznie podkreśla Samsonowicz, że niektóre mogą być wcześniejsze, a niektóre nawet pliocenijskie [100]. Przy obecnym stanie wiedzy trzeba z konieczności przyjąć taką ich ocenę wiekową, jaka jest podana na mapach geologicznych.

Strop niektórych skał jurajskich wykazuje przejawy zupełnie innego typu zmian chemicznych. Jest on skrzemionkowany. Miąższość powłoki zsylikowanej waha się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Poniżej niej leży „świeża skała wapienna” [88].

Istotę i genezę tego zjawiska wyjaśnia Różycki. Skrzemionkowanie jest procesem wtórnym. Polega ono na zastąpieniu przez krzemionkę pierwotnie wapiennych szkieletów organicznych. Skała skrzemionkowana uzyskuje „strukturę zlewną, kwarcytową”. Pionowe jej spękania są „zacementowane chalcedonem”. Takie zmiany chemiczne zaobserwowano w wapieniach dolnego malmu po raurak włącznie, a szczególnie w argowie [88].

W okolicach Tomaszowa Mazowieckiego, Opoczna i Nowego Miasta, gdzie prowadził badania Różycki, wymienione skały jurajskie są przykryte przez miocenijski węgiel brunatny. Różycki przypisuje sylikacji wiek miocenijski [88].

Strefa oksfordu i rauraku o takich samych cechach jak pod Tomaszowem czy Opoczniem przechodzi przez teren Lasów Starachowickich i sięga po Wyżynę Opatowską. Kamieniołomy na południe od Sienna koło Olechowa i Eugeniowa założone na wychodniach rauraku eksploatują bardzo silnie skrzemionkowany wapień na tłuczeń drogowy. Również w obrębie oksfordu w łomie wsi Górki stwierdzono objawy sylikacji, prawdopodobnie wtórnej [77].

Utwory oksfordu dają mało naturalnych odsłonień, lecz w otworach studziennych wielu wsi, np. Sarnówka, Dąbrówki, Polesia i Modrzejowej Wólki (wsie na S od Sienna), nawiercono pod grubą warstwą zwietrzelinową skałę o wygładzie skrzemionkowanego wapienia [77].

Wzdłuż całego zresztą pasa wychodni dolnego malmu istnieją nagromadzenia skalnych rumowisk skrzemionkowanych i zasobnych w od-

łamki krzemieni. Brak jednak nadkładu trzeciorzędowego na jurze stawia jako otwartą datę tej sylifikacji. Różycki nadaje jej ten sam wiek, co zsylikowanym wapieniom Opoczna. „Zachowane i znane obecnie strefy występowania sylifikowanych wapieni wykazują wyraźny związek z morfologią, pokrywając przede wszystkim zachowane strzępy starej powierzchni z czasów młodszego trzeciorzędu” [88].

W podobnej sytuacji stratygraficznej jak nad Pilicą [88] występują pokłady ostrokrawędzistego rumoszu krzemienno-glinianego dużej miąższości we wsi Kąty. Przykrywa je tutaj piasek kwarcowy mioceni [100].

Na innych obszarach Polski znane są z miocenu pokłady soli, gipsów, anhydrytu, oraz produkty wietrzenia mechanicznego [28, 50, 52, 67, 106, 118].

Podczas miocenu działają więc różne w skutkach procesy, co jest wyrazem zmian klimatu. Miocen dolny odznacza się raczej klimatem suchym [46]. Węgiel brunatny helwecki w Chomętowie świadczy o klimacie wilgotnym [120]. Dolnotortońskie gipsy kotliny Nidy musiały powstać w klimacie suchym i ciepłym [28, 50]. Sarmat Wyżyny Lubelskiej nosi ślady sylifikacji i eolizacji, a zatem — klimatu suchego [118].

Zmiany klimatu były prawdopodobnie częste, skoro np. na sarmat datuje Turnau-Morawska sylifikację na Wyżynie Lubelskiej [118], a pod Koninem z tego samego okresu pochodzi węgiel brunatny [86].

Z typu osadów odkładanych na terenie Polski, czy w basenach morskich (gipsy, sól, anhydryt) czy na lądzie (krasowienie, sylifikacja, gliny ogniotrwałe) — wynika, że był to jeszcze klimat zbliżony do subtropikalnego z odmianami suchymi i wilgotnymi. Jednak, jak podaje Szafer i Kostyniuk, nie stwarzał on już warunków dla rozwoju ciepłolubnych gatunków palm i sagowców [108]. W profilach paleobotanicznych południowej części europejskiej ZSRR panuje w dolnym miocenie pyłek roślin leśnych strefy umiarkowanej z domieszką ciepłolubnych. Wyraźny jest dalszy wzrost udziału pyłów traw [124]. Wymienieni uprzednio King i Baulig podkreślają także rozwój formacji darniowej w neogenie [41, 5].

Klimaszewski na podstawie wyników różnorodnych badań przyjmuje dla miocenu Polski klimat subtropikalny o średniej rocznej temperaturze 20° z fazami suchymi w akwitanie (prawdopodobnie również w burdygale) oraz dolnym tortonie i sarmacie [46].

Podczas miocenu górnego, mimo trwania klimatu ciepłego, zanika całkowicie flora tropikalna i subtropikalna [108].

Na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich występują osady mioceni pochodzące zarówno z faz wilgotnych, jak i suchych. Różnorodność genetyczna osadów jest bardzo wyraźna, nie ma jednak podstaw do rozdzielania ich w czasie i uszeregowania w kolejności stratygraficznej. Trzeba z konieczności poprzestać na stwierdzeniu, że tutejsze, przeważ-

nie typu chemicznego utwory lądowe powstały w warunkach ciepłego klimatu miocenu w czasie jego faz różnorodnych — to suchych, to obfitujących w opady.

Takie jest tło klimatyczne dla rozwoju ówczesnej rzeźby. Rzeźba ta jednak kształtowała się nie tylko pod działaniem czynników atmosferycznych; w okresie miocenu występują kilkakrotne ruchy tektoniczne jako oddźwięk orogenez karpackich.

O roli tektoniki miocenińskiej w przekształceniu rzeźby NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich niewiele można powiedzieć z powodu braku osadów morskich. Pewnych danych w tym względzie dostarczają wyniki badań Pożaryskiego nad odwapnieniem opoki dolnego turonu w Piotrowicach na N od Zawichostu [78]. Opoka ta należy jeszcze do NE obrzeżenia otoczki mezozoicznej masywu łysogórskiego. Drobne dyslokacje tektoniczne zrzucają tu odwapnioną opokę w małe rowy. Odwapnienie zachowało się tylko w obniżeniach tektonicznych. Czas ruchów tektonicznych przypada na dolny torton, na przerwę sedymentacyjną między odłożeniem glaukonitycznych piasków morskich z bentonitem a serią ogniwa podlitotamniowego.

Cały teren przyległy do wsi Piotrowice jest rozbity przez dyslokacje o rozciągłości W — E, WNW — ESE i rzadziej NW — SE. Strefa dyslokacyjna ciągnie się po Lasocin i przedłuża dalej aż po Gliniany, lecz tu amplituda deformacji maleje. Wymienione uskoki mieszczą się na obwodzie i w obrębie rowu tarłowskiego. Na peryferiach północnych tego obszaru istnieją jeszcze, choć słabiej wyrażone, trzy linie dyslokacyjne o kierunku NW — SE przecinające wychodnie kampanu i dolnego mastrychtu na ujściowym odcinku doliny Kamiennej. Uskok między Czekarzewicami i Zęborzynem nie jest pewny. Uwzględniony został na podstawie stwierdzonej strefy zaburzeń tektonicznych na N od Czekarzewic wyrażającej się w znacznych upadach warstw. Na południe od Zęborzyna leży rów tektoniczny w przedłużeniu synkliny Popów — Dorotka. Trzeci z kolei uskok przechodzi wzdłuż Wisły pod Sulejowem i wkracza na lewoobrzeżny obszar wyżyny kredowej (tabl. II).

Požaryski określa jako laramijskie uskoki zgodne z kierunkiem paleozoicznym [77]. Nie wyjaśnia jednak opisanych trzech linii tektonicznych o kierunku raczej kimeryjskim.

Dyslokacjom pod Zawichostem Samsonowicz przypisywał wiek paleogeński [100], a Czarnocki pomioceński [17]. Ponieważ uskoki nad Kamienną tworzą całość z innymi dyslokacjami rowu tarłowskiego, można im przypuszczalnie nadać ten sam czas dolnotortoński co formom tektonicznym zbadanym przez Pożaryskiego w okolicach Piotrowic [78].

Na pozostałym analizowanym obszarze brak jakichkolwiek deformacji typu uskokowego. Jest to zrozumiałe, gdyż teren na północ od doliny

Krepianki leży już poza strefą, w której podłożu występują ślady masywu paleozoicznego. Wykazuje on raczej tendencję do obniżania, na co wskazuje pochylony strop utworów dolnooligocieńskich. Część wyżyny położona na południe od tej rzeki znajduje się na skraju otoczki mezozoicznej integralnie związanej z dziejami górotworu i dlatego dynamika trzeciorzędowych dźwigań jest niedostrzegalna. Zmiany mioceńskie nie musiały tu być bardzo znaczne, skoro w osadach korelacyjnych akumulowanych w przyległych zbiornikach jeziornych występuje co najwyżej średnia frakcja piasków.

Zmiany po południowej stronie gór, będące bezpośrednim następstwem ruchów karpackich, nie znajdują wyraźnego oddźwięku na obrzeżeniu NE zbcza.

Gęsta sieć uskoków widoczna jest już poza badanym terenem na wychodniach triasu, retyko-liasu i liasu. Jednak ta strefa dyslokacyjna przechodzi w odległości zaledwie kilkunastu kilometrów od Iłży. Jej genezę próbuje Pożaryski związać z dziejami wału kujawskiego, który łączy się z Górami Świętokrzyskimi za pośrednictwem antykliny Szydłowiec — Odrzywół. Sądzi on, że dyslokacje brzeżne wału przedłużają się w głąb gór powodując i tu zaburzenia tektoniczne [77]. Powstanie antyklinorium kujawsko-pomorskiego wiąże się ze starszymi ruchami dolnomioceńskimi. Być może, że z tego czasu pochodzą również wymienione dyslokacje.

Nie jest też wykluczone, że w przedłużeniu owych uskoków wystąpiły na terenie Lasów Starachowickich silniejsze spękania górnej jury, które przyczyniły się do całkowitego zaniku wód naziemnych istniejących jeszcze w początkach paleogenu. W bruzdach erozyjnych tych rzek lokuje się bowiem znaczna ilość lejów krasowych. Są to więc niewątpliwie linie większych spękań wapieni powstałe już po ruchach laramijskich, najprawdopodobniej podczas miocenu. Podobny bieg zdarzeń stwierdzono na obszarze krasowym Wyżyny Krakowskiej [47].

Tak z powodu braku innych danych drogą czysto pośrednią można wnioskować o oddziaływaniu trzeciorzędowych ruchów na peryferie NE zbcza gór. Obniżony strop osadów dolnooligocieńskich w Krasnej Dąbrowie wskazuje również na tektonikę pooligocieńską. Obecne jego położenie jest jednak sumą negatywnych ruchów trzeciorzędowych przedpola w stosunku do wielkopromiennych dźwigań na obszarze masywu.

Materiał korelacyjny o najgrubszym ziarnie pochodzi z dolnego sarmatu (delta pra-Opatówki i stożek szaniecki). Leży on niezgodnie na tortonie. Pozostaje to w związku z nienotowaną w schemacie Stillego górnortortońską fazą orogenezy alpejskiej, podczas której Góry Świętokrzyskie musiały być najsilniej podniesione [53, 100].

Podstawa NE obrzeżenia gór jest jakby w cieniu tych wielkich zmian

tektonicznych, jakie ogarnęły w miocenie masyw łysogórski i jego południowe przedpole. Środkowe partie gór, podobnie jak zbocze NE, były wprawdzie podczas całego miocenu łądem, jednak rozwój rzeźby we wnętrzu masywu doznawał kilkakrotnych zakłóceń przez ruchy wznoszące.

Klimaszewski przyjmuje, że Góry Świętokrzyskie podniesione i rozcięte uległy w miocenie zrównaniu w poziomie 300 m, gdyż na tej wysokości znajdują się leje krasowe wypełnione miocenijskimi utworami zwietrzelinowymi i rzecznyymi. W obwodzie gór poziom 300-metrowy przybiera niekiedy cechy powierzchni abrazyjnej [46]. Podobny pogląd wyraził już wcześniej Lencewicz [55].

Na NE obrzeżeniu gór rozcięcia i zrównania miocenijskiego nie znaleziono. W dalszym ciągu pod wpływem atmosferycznego niszczenia w klimacie ciepłym z fazami suchymi i wilgotnymi postępuje wietrzenie chemiczne i mechaniczne. Rezultatem jego są różnego typu zwietrzeliny: ility i gliny ceramiczne oraz zsylikowane rumosze wapieni. Gromadzą się one grawitacyjnie w obniżeniach terenu zapełniając stare leje krasowe i bruzdy erozyjne. Wiele z subsekwentnych dolinek w Lasach Starachowickich zostało wówczas zagrzebanych. Równocześnie powstają nowe leje krasowe. Wody spływające z monoklinalnych wzniesień piaskowców doggeru nikną na wapieniach oksfordu czy rauraku i włączają do osadów chemicznych w lejach krasowych pyły i piaski kwarcowe. Tą samą drogą dostają się do kotłów szczątki roślinne odnalezione np. w Kątach. Wydaje się, że trwające od paleogenu wietrzenie, szczególnie w suchych fazach miocenu, mogło doprowadzić do pełnego rozwoju rzeźby monoklinalnej. Tak powstaje kuesta piaskowców doggeru oraz wapieni rauraku i astartu.

W obrębie Gór Świętokrzyskich rzeźba także różnicuje się coraz bardziej pod wpływem selektywnej degradacji; rosną deniwelacje i wypreparowywane są góry twarde [46, 47].

Tak samo na Wyżynie Krakowskiej w okresie miocenu występują już progi denudacyjno-strukturalne na wychodniach skał bardziej odpornych [47].

Topograficzna powierzchnia miocenijska po NE stronie gór składa się z dwu różnowiekowych części. Na południo-zachodzie, gdzie formują się krawędzie kuestowe, trwa dalsze przekształcanie i modyfikacja rzeźby założonej w paleogenie, miejscami tylko przysłoniętej przez drobne płyty łądowego miocenu. Natomiast w części wyżyny położonej na północ od dzisiejszej doliny Krepianki istnieje pokrywa morskich utworów dolnego oligocenu. Tu kopalne zrównanie paleogeńskie trwa w bezruchu, a ponad nim kształtuje się nowa rzeźba inicjalna. Bezwapienny płaszcz oligocenijski nie podlega krasowieniu. Z charakteru osadów odkładanych w przy-

ległym basenie niżowego miocenu nie wynika, aby denudacja przebiegała żywo. Jest to zresztą teren płaski z małym pochyleniem na północo-zachód. Musiały się na nim pojawić rzeki konsekwentne o kierunku spływu w stronę NW. Wśród osadów wodnych duży udział mają piaski. Zróżnicowanie frakcji na pylastą, drobną i średnią świadczy o pewnej selekcji materiału i o zmiennej sile ówczesnych rzek.

Problem układu miocenijskich rzek jest ciągle jeszcze zagadką, być może dlatego, że utwory dolnooligocenijskie uległy w późniejszym trzeciorzędzie całkowitemu wyprzątnięciu i że zachowały się tylko na skraju północnym pod Puławami i Zwoleniem pod przykryciem osadów młodszych. Są raczej ślady starej subsekwencji i konsekwencji w postaci suchych dolin na SW obszarze krasowym w Lasach Staracznowniczych.

Bogata natomiast sieć rzeczna stwierdza Lencewicz w obrębie masywu Łysogórskiego. Istnieją tam górne odcinki dolin, które przecinają obecnie NE obrzeżenie otoczki mezozoicznej. Dotyczy to przede wszystkim doliny Kamiennej. Lencewicz podaje, że wzdłuż NE brzegu masywu rozwinęła się subsekwentnie Kamienna wykorzystująca równocześnie uskoki brzeżny triasu [54].

#### ZRÓWNANIE DOLNOPLIOCENSKIE

W dolnym pliocenie na całym terytorium Polski południowej i środkowej jest ład. Natomiast znaczną część nizin zajmuje rozległy zbiornik słodkowodny będący pozostałością basenów miocenijskich. Peryferyczne osady tego zbiornika występują w postaci cienkich płatów o miąższości 0,5 do 3 m tylko na północ od Zwolenia. Są to przeważnie ility pylaste lub zwięzłe barwy szarej, zielonkawe lub rdzawe. Nie reagują zupełnie z HCl. Głębokość ich położenia nie wykazuje żadnej prawidłowości [93]:

Miejscowość	Spąg pliocenu		Strop pliocenu		Miąższość w m
	wysokość w m	n.p.m.	wysokość w m	n.p.m.	
Krasna Dąbrowa	138,5		140,0		1,5
Zwola Stara	128,1		128,5		0,4
Wygoda	121,2		124,2		3,0

W Krasnej Dąbrowie, położonej kilkanaście kilometrów dalej na północ niż Zwola Stara i Wygoda, strop pliocenu znajduje się o 10 m wyżej.

Utwory dolnego pliocenu nie odgrywają żadnej roli w rzeźbie omawianego terenu. Ich cienkie wysepki przetrwały tylko w obniżeniach.

Na łądzie przyległym od południa do zbiornika sedymentacyjnego odbywa się sylifikacja skał [53]. W różnych punktach Polski stwierdzono ostrokrawędzistość rumoszu, szlify eoliczne, obecność graniaków oraz pokryw skorup żelazistych [59, 60, 62].

Lewiński na podstawie analizy materiałów geologicznych ocenia klimat dolnego pliocenu jako suchy z okresowymi dużymi opadami [59]. Sujkowski opowiada się za klimatem gorącym i suchym [105].

Dokładne datowanie wieku sylifikacji i działalności eolicznej wynika z prac Turnau-Morawskiej nad sarmatem Wyżyny Lubelskiej [118]. Według niej suchy klimat trwa od dolnego sarmatu i działa na powierzchnię osadów sarmackich jeszcze w trakcie ich zalegania w wysychającym zbiorniku morskim.

We wsi Węże koło Działoszyna Samsonowicz odnajduje w kotle krasowym, stanowiącym odgałęzienie jaskini, brekcję fauny trzeciorzędowej: gryzoniów, wielkich drapieżników oraz żółwi. Różnorodny skład osadów, w których ta brekcja występuje, pochodzi z kilku cykli klimatycznych. Gliny ceglaste z rudą bobową są produktem wietrzenia wapieni w klimacie zwrotnikowym lub zbliżonym do niego. Powstanie kompleksu brekcji kostnej Samsonowicz odnosi do pierwszej połowy pliocenu, gdy mogły istnieć podobne warunki klimatyczne [101].

We wsi Rębielice położonej również na Wyżynie Krakowskiej w krasowej szczelinie wapieni rauraku znajdują się wiśniowoczerwone i czerwono-brunatne gliny oraz wypełnienia kalcytowe. Kalcyt pochodzi z przerw akumulacji glin. Wśród tego materiału występują kości gryzoni oraz m. in. także żółwi żyjących dziś w krajach południowych. Całość fauny została oznaczona przez Kowalskiego i Młynarskiego jako górno-plioceńska [51, 65].

I tu i w Wężach jest duży udział kręgowców stepowych. Szafer umieszcza elementy stepowe raczej w górnym pliocenie i dlatego nie jest wykluczone, że brekcja kostna zarówno Wężów jak i rębielicka pochodzą z jednego czasu, tzn. górnego pliocenu.

Ocena klimatu górnego pliocenu dla terytorium Polski opiera się przede wszystkim na wynikach badań Szafera nad florą plioceńską Krościenka [107], opracowaną pod względem geologicznym przez Klimaszewskiego [43] oraz florą z Czorsztyna [109].

Rzeczne osady z okolic Krościenka zawierają bogatą florę środkowopliocceńską. W wyższych partiach Pienin rosną wówczas sosny, świerki i modrzewie. U podnóża gór przeważają liściaste: magnolie, tulipanowce, skrzydłoorzechy, a z krzewów bzy, derenie i liany-winorośle. Średnią temperaturę roczną ocenia Szafer na około 18°, średnią lata na około 29°, zimy 4—5° i opad na 1800—2000 mm [107]. Po tej fazie wilgotnego i ciepłego lasu następuje, jak to wynika z analizy szczątków flory z Mizernernej, okres umiarkowany chłodniejszy ze średnią roczną około 7° i opadem 800 mm. Pliocen górny cechuje klimat ciepły, kontynentalny, względnie suchy, przy średniej rocznej temperaturze 12° i opadzie około 600 mm. „W górnym pliocenie klimat był podobny do tego, jaki obec-



nie charakteryzuje podnóże północnego Kaukazu, ...na północ od Karpat na wyżynach i nizinach przylegających do nich panował klimat bardziej suchy, zbliżony do stepowego” [109].

Fauna z Rębielic potwierdza wniosek o stepowości górnego pliocenu [51, 65].

Podczas dolnego pliocenu nie zachodzą żadne ruchy górotwórcze. Rzeźba modelowana jest tylko przez czynniki atmosferyczne.

Według opinii Klimaszewskiego niszczenie postępujące od peryferii w głąb Karpat i wyżyn południowych doprowadziło do wytworzenia brzeżnych zrównań w skałach o mniejszej odporności [46]. Z tego czasu pochodzi w Karpatach pogórski poziom zrównania penetrujący poprzez doliny w obszar Beskidów i Tatr [42]. Dalszy ciąg poziomu pogórskiego przechodzi w powierzchnię zrównania na osadach miocenijskich w strefie rowu podkarpackiego oraz na Wyżynie Lubelskiej i Opatowskiej. Po tej powierzchni płynęły konsekwentnie wody z terenów karpaccich, ujęte już może w jedno koryto pra-Wisły.

Pogląd Klimaszewskiego co do Wyżyny Opatowskiej [46] oparty jest na wynikach badań Samsonowicza [100]. Ten ostatni wykrywa obecność żwirów z materiałem karpaccim położonych wysoko nad dzisiejszymi dnami dolin. Świadczą one, że wschodnia część Łysogór stanowiła z Podkarpaciem nachyloną ku północy równinę, w której nie było jeszcze doliny Wisły. Jest ona późniejsza od żwirów i powstała albo w pliocenie, albo w starszym plejstocenie [100].

Jakie są zapisy procesów morfogenetycznych z okresu dolnego pliocenu na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich?

W części SW i S, nie przykrytej przez morskie osady oligocenu, ekspozowanej na działanie subaeryczne już od paleocenu, rozwija się nowo sylifikacja. Przynajmniej część rumoszu zsylikowanego, który leży bezpośrednio pod plejstoceniem, pochodzi z tego czasu. Ulegają denudacji płyty miocenu lądowego. Ich obecne występowanie ogranicza się do zagłębień terenu, a przede wszystkim suchych dolin w Lasach Starachowickich. Nieprzepuszczalny materiał miocenijski (gliny ceramiczne) impregnuje jakby stare doliny krasowe i stwarza podstawę do powrotu naziemnego odpływu. W warunkach suchego klimatu postępuje dalszy rozwój rzeźby kuestowej, gdyż stoki nie są chronione przez zwartą roślinność. Okresowe wody w dolinkach subsekwentnych i konsekwentnych, w tym i zapełnionych przez miocen, odprowadzają gromadzącą się zwietrzelinę. Selektywne wietrzenie mechaniczne i cofanie stoków sprzyja wydatnie wypreparowaniu ławic piaskowców oraz wapieni rauraku i astartu, które w tych warunkach klimatycznych nie krasowieją. Skały rauraku przez dalszą sylifikację stają się jeszcze bardziej odporne, twardsze. W sumie jednak ten typ niszczenia, zapoczątkowany

już w sarmacie, nie niweczy rzeźby założonej w paleogenie, gdyż np. leje krasowe wypełnione mioceniem lądowym znajdują się blisko powierzchni pod cienką osłoną plejstocenu (przykład z Zębca w Lasach Starachowickich).

Natomiast w części północnej wyżyny, poza dzisiejszą doliną Krępianki, osady dolnooligoceny, które ten teren przykrywały, ulegają całkowitemu zniszczeniu i wyprątnięciu. Strop zachowanego oligocenu w Klikawie znajduje się na wysokości 164,7 m, a cała jego miąższość wynosi zaledwie 9,2 m. Jest ona bez wątpienia silnie zredukowana w stosunku do pierwotnej, gdyż osady oligoceny leżą tu wprost pod plejstoceniem. Niemniej jednak wysokość 164 m daje orientacyjne położenie poziomu powierzchni niszczenia rozwijającej się od czasów podnooligoceny, a wykształconej ostatecznie w sprzyjających warunkach klimatycznych dolnego pliocenu.

Monotonna powierzchnia morskich osadów dolnego oligocenu miała największe pochylenie ku NW. W tym kierunku popłynęły też wody okresowe dolnego pliocenu, przypuszczalnie wzdłuż bruzd wytworzonych już w miocenie. Doliny te stały się lokalnymi podstawami denudacji. Ich bezroślinne stoki ulegały łatwo wietrzeniu mechanicznemu i cofały się. Przebieg procesów ułatwiała mała spoistość utworów dolnooligoceny. Okresowe wody wynosiły sypką zwietrzelinę do przyległego zbiornika pliocenyjskiego.

Przebiegające w ten sposób niszczenie pokrywy dolnooligoceny doprowadza do ekshumacji rzeźby paleogeńskiej na całym obszarze położonym na północ od Sienna, Lipska i Solca. Odslonięta rzeźba podlega dalszej modyfikacji w warunkach klimatu gorącego i suchego.

Niszczenie, które postępuje od najniższej położonych peryferii północno-zachodnich, przyczynia się do powstania nowej niższej powierzchni zrównania o cechach pedypleny. Nie ogarnia ona jednak całego NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Ponad nią wznosi się 30—40 m wyżej stara paleogeńska powierzchnia z rozwiniętą rzeźbą kuestową.

Wzajemny stosunek obu zrównań widoczny jest na przekroju (ryc. 18) oraz na mapie rzeźby podłoża podczwartorzędowego (tabl. III). Cała południowo-zachodnia i południowa część obszaru od dolnej Kamiennej aż po Iłżę o wysokościach absolutnych od 200 do 240 m należy do rzeźby założonej w paleogenie. Skraj północny paleogeński zrównania ma zarys kręty z licznymi formami ostrogowymi i ostańcowymi pagórami na przedpolu. Jest to rezultat rozwijającego się zrównania dolnopliocenyjskiego, które działając wstecznie doprowadziło do zaatakowania peryferii poziomu paleogeńskiego. U podnóża rzeźby paleogeńskiej na wysokościach 160—180 m rozciąga się powierzchnia dolnopliocenyjska.

W obniżonej części północnej poza Zwoleniem paleogeńska powierz-

chnia zrównania zachowuje trwale charakter kopalny pod płaszczem dolnego oligocenu, niżowego miocenu i pliocenu. Na jej południowym przedpolu występują drobne izolowane świadki, również o cechach kopalnych.

Poziom zrównania dolnopliocieńskiego jest oznaczony na profilu (ryc. 18) tylko za pomocą orientacyjnej linii. Wiele bowiem zagłębień rozcinających tę powierzchnię ma późniejsze założenie, związane bezpośrednio z przełomową doliną Wisły. Powierzchnia ta nie zachowała więc pierwotnego wyglądu. Niemniej jednak pewne obniżenia typu dolinnego są na pewno formami pliocieńskimi. Dotyczy to wszystkich rozległych dolin, które pochylają się ku NW (tabl. III) W obrębie największej z nich występuje podziemny dział wodny na wysokości 125 m. Część jej wykorzystuje Zwolenka płynąc na SE do Wisły.

O istnieniu przepływu z południa w kierunku NW świadczą przede wszystkim włączone w osady preglacjalne rogowce karpackie. Mimo iż występują one na wtórnym złożu, to i tak trzeba przyjąć, że szły tędy szeroką ławą wody z południa i że zasypywały częściowo powierzchnię zrównania dolnopliocieńską. Byłaby więc pewna analogia z faktami stwierdzonymi przez Samsonowicza na Wyżynie Opatowskiej [100]. Kierunek płynięcia wód nie prowadził jednak na Puławy, lecz na NW w stronę największego ówczesnego pochylenia powierzchni. Inaczej nie da się wytłumaczyć obecności żwirów karpackich w okolicach Zwolenia.

Skoro istnieje jakaś pra-Wisła, może typu Tarymu, to nie jest wykluczone, że płynęły też wody jakichś jej dopływów, lecz o charakterze raczej okresowym i o przepływie niezorganizowanym.

Dolina Kamiennej funkcjonuje już jednak prawdopodobnie od miocenu na górnym odcinku konsekwentnym i środkowym subsekwentnym. Pod Suchedniowem na wysokości 300 m ma ona spłaszczenia w triasie tworzące wysokie terasy. Spłaszczenia te odpowiadają IV poziomowi zrównania, którego wiek określa Lencewicz jako miocieński lub jeszcze późniejszy [55].

Pewien wskaźnik na istnienie w dolnym pliocenie także ujściowego odcinka Kamiennej kryje się w rozprzestrzenieniu zrównania dolnopliocieńskiego. Otóż powyżej krawędzi ujściowego odcinka doliny Kamiennej widoczne jest spłaszczenie denudacyjne na wysokości około 160 m, które przechodzi następnie w spłaszczenie towarzyszące dolinie Wisły. Spłaszczenia nad tymi rzekami łączą się z poziomem zrównania dolnopliocieńskiego (tabl. III).

Poziom dolnopliocieńskiego zrównania na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich odpowiada zapewne IV poziomowi według nomenklatury Lencewicza, który odnajduje go prawie wyłącznie na peryferiach górotworu. W stronę S i E zrównanie to obniża się do 290 m i jest wycięte w obrze-

zeniu mezozoicznym. Wkracza ono również w doliny rzeczne (np. Łukawki) [54].

#### ODMŁODZENIE RZEŻBY W GÓRNYM PLIOCENIE

Ostateczne wykształcenie rzeźby przedczwartorzędowej następuje po ruchach wznoszących górnopliocenijskich, pod wpływem których powstaje przełom Wisły na odcinku Zawichost — Puławy. Podniesienie wału metakarpackiego i głębokie wcięcie doliny Wisły ożywia erozję na przyległych wierzchowinach. Rozwijają się w pełni jej lewobrzeżne dopływy: dolna Kamienna, Krępianka i Iłzanka. Bodziec erozyjny szedł od Wisły i dlatego można przypuszczać, że związanie w całość niektórych rzek mogło się dokonać drogą erozji wstecznej. Iłzanka, która płynie konsekwentnie po Osuchów (na N od Iłży), mogła być skaptowana przez rzekę subsekwentną (jej obecny dolny odcinek) erodującą żywo wstecz od podstawy erozji, jaką dla tego obszaru był przełomowy odcinek doliny Wisły. W miejscu zmiany kierunku Iłzanka tworzy wyraźną pętlę. Konsekwentny górny odcinek Krępianki związał się prawdopodobnie w ten sam sposób z subsekwentnym skierowanym ku Wiśle.

Przełom Kamiennej pod Bałtowem, podobnie jak i przełom Iłzanki w Iłży, ma ten sam wiek górnopliocenijski co i przełom Wisły.

Ruchy wznoszące wału metakarpackiego musiały poprzedzić sawanową fazę klimatu górnego pliocenu i przypadają raczej na wilgotniejszą jego odmianę. W przeciwnym razie nie byłoby warunków na żywą działalność erozyjną rzek i uformowanie się systemu Wisły.

Z klimatem półsuchym górnego pliocenu wiąże Jahn powstanie zrównania średniego na Wyżynie Lubelskiej [34]. Po drugiej stronie Wisły tak datowanego zrównania nie stwierdzono. Jedynie w obrębie dolin następuje wówczas znaczne poszerzenie dna. Szczególnie dobrze widać to w dolnym odcinku Kamiennej (tabl. III). Na stoku doliny zarysowuje się kopalna listwa skalna, będąca najprawdopodobniej fragmentem górnopliocenijskiego dna. Dokładne oznaczenie wysokości dna ówczesnej Kamiennej jest niemożliwe, ponieważ jej obecne głębiej wcięte dno skalne przykrywają osady glacialne, a nie preglacialne. Natomiast na omawianej listwie o wysokości 149 m leży preglacja. Na odcinku ujściowym Kamiennej listwa ta znajduje się na głębokości 50 m w stosunku do poziomu powierzchni skalnej na przyległej wierzchowinie.

Taką samą podłogę skalną ukrytą pod utworami glacialnymi odnaleziono w Brodach również nad Kamienną oraz w Iłży nad Iłzanką, zawsze powyżej dzisiejszego dna doliny, ale głęboko w porównaniu ze stropem skalnym na wierzchowinach. Przybliżona wartość wcięcia dolnej

Kamiennej, informująca o skali erozji górnopliocenińskiej wywołanej przez ruchy wznoszące, wynosi co najmniej 40—50 m. W przypadku Iłżanki, podane miejsce znajduje się w górnym biegu tej rzeki i rozcięcie ma wartość kilkunastu metrów. Fakty poszerzania dolin zaobserwowano także na Rztoczcu [64]. Na przełomie pliocenu i plejstocenu doliny Rztoczca rozszerzają się, uzyskując już wtedy zapewne swą zasadniczą cechę — szerokość niewspółmierną do długości. Działo się to pod wpływem cofania stoków.

Wydaje się, że szerokość dolin górnopliocenińskich wytwarza się nie tylko pod wpływem cofania stoków, lecz również przy udziale erozji bocznej wód okresowych płynących w czasie deszczów całym dnem doliny.

Sawannowy klimat górnego pliocenu stwarza wprawdzie ponownie warunki dla rozwoju procesów pedymencyjnych, jednak nie zdążyły one ogarnąć większych przestrzeni i zniweczyć wierzchowinowego poziomu zrównania dolnopliocenińskiego.

**Zestawienie wyników.** Spuścizną długiej ewolucji geomorfologicznej okresu trzeciorzędowego są na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dwa poziomy zrównań:

I paleogeński na wysokości 240—200 m,

II dolnoplioceniński na wysokości 180—160 m.

Denudacja i erozja górnopliocenińska nie niweczy starszej rzeźby i wyraża się głównie przez rozcinanie, a potem poszerzenie den dolinnych.

Na skraju północnym obniżone tektonicznie zrównanie paleogeńskie ukryte pod osadami trzeciorzędowymi wkracza już w strefę nizin i zachowuje trwale charakter kopalny.

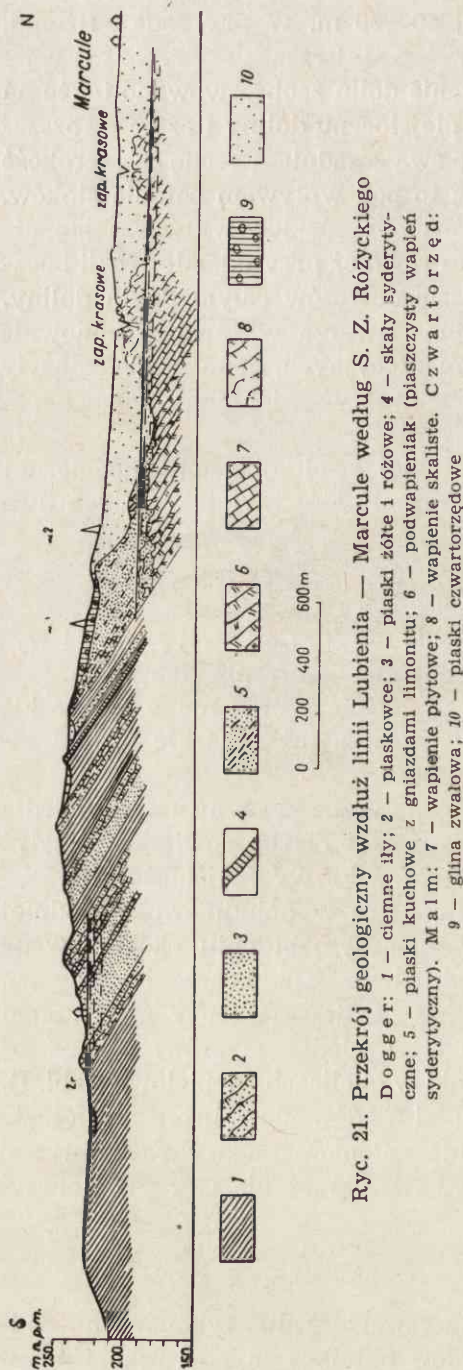
Zróznicowanie geomorfologiczne i genetyczne wyżyny odzwierciedla lepiej rzeźba podłoża podczwartorzędowego niż rzeźba powierzchni, gdyż z południa ku północy wzrasta miąższość pokrywy plejstocenińskiej.

Tylko paleogeńskie zrównanie występujące w południowo-zachodniej i południowej części wyżyny jest w znacznym stopniu ekshumowane spod pokrywy plejstocenińskiej. Widać je dobrze w okolicach Iłży, Sienna, czy Tarłowa. Zrównanie dolnopliocenińskie ma jeszcze cechy powierzchni kopalnej. Drobne zaledwie fragmenty tego młodszego zrównania odsłaniają się powyżej krawędzi doliny Iłżanki w okolicach Ciepiewa (tabl. I).

Z powodu nierównomiernej miąższości osadów glacialnych morfologia współczesnej powierzchni nie wykazuje załamów między różnymi pod względem morfogenetycznym częściami NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

#### RZEŻBA PODCZWARTORZĘDOWA

Próbie rekonstrukcji rzeźby podłoża czwartorzędu wykonano na podstawie wszystkich dostępnych materiałów publikowanych i rękopiśmiennych oraz własnych notatek terenowych.



Ryc. 21. Przekrój geologiczny wzdłuż linii Lubienia — Marcule według S. Z. Różyckiego

Dogger: 1 — ciemne ility; 2 — piaskowce; 3 — piaski żółte i różowe; 4 — skały sydereityczne; 5 — piaski kuchowe z gniazdami limonitu; 6 — podwapieniak (piaszczysty wapien syderytyczny). Mal m: 7 — wapienie płytowe; 8 — wapienie skaliste. Czwartorzęd: 9 — glina zwalowa; 10 — piaski czwartorzędowe

Jest ona względnie dokładna dla części wyżyny położonej między Kamienną i Iłżanką, gdzie przy okazji zdjęcia hydrograficznego prowadzonego pod kierunkiem dr H. Więckowskiej rejestrowano także pułap skał mezozoicznych. W sumie uzyskano około 1500 punktów pomiarowych.

Okolice Zwolenia przedstawione są w sposób bardziej schematyczny. Niemniej jednak uchwycone zostały rozległe zagłębienia dolinne, z których starsze kierują się na NW, a młodsze ku przełomowej Wiśle. Do wykreślenia mapy dla tego wycinka terenu wykorzystano rysunek rzeźby podłoża opracowany dla mapy geologicznej odkrytej ark. Radom 1 : 300 000 [94].

Liniami obwiedziono obszary krasowe. Brak odpowiedniej sieci wierceń uniemożliwia lokalizację poszczególnych kopalnych lejów. Poprzestano więc na wyznaczeniu miejsca ich występowania. Rzeźba w strefach krasowych nie jest wiernie oddana, zawiera ona niewątpliwe błędy. Dlatego też obszar na południe od Iłży, który odznacza się dużą częstotliwością zagłębień krasowych, przedstawiono tylko na przekroju geologicznym, wyzyskując do tego celu profil wykonany przez Różyckiego [89] (ryc. 21).

Załączona mapa (tabl. III) ilustruje w ogólnych zarysach formy powierzchni podczwartorzędowej. Formy wyżynne naśladują w znacznym stopniu cechy odporności podłoża, a kierunki wzniesień są mniej wię-

cej zgodne z wychodniami skał odpornych. Formy te jednak reprezentują przede wszystkim elementy paleomorfologiczne.

Rzeźba trzeciorzędowa zachowała się wyłącznie w obrębie wierzchowin. Jest ona częściowo ekshumowana na SW i S, ale przeważnie ukryta jeszcze pod cieńszą lub grubszą osłoną plejstocenu.

Do form najstarszych, założonych w paleogenie, należą wzniesienia kuestowe o kierunku NW—SE z lekkim odchyleniem na W oraz występujące między nimi leje krasowe i suche doliny, w większości wypadków wypełnione przez miocen lądowy. Paleogeńskiego wieku jest także równina na S od ujściowego odcinka doliny Kamiennej.

Ku NE i N rozciąga się położona niżej równina. Odnajdujemy w niej powierzchnię zrównania dolnopliocénskiego wytworzoną na utworach górnej kredy po ścięciu pokrywy oligocénskiej.

Z monotonną zrównaną rzeźbą wierzchowinową kontrastują głęboko wcięte doliny. Są one młodsze od tego zrównania. Wyraźnie rysują się zagłębienia nie tylko większych rzek, lecz także obecnie suchych dolin.

Mapa wysuwa zagadnienie wieku dolin. Założenie trzeciorzędowe udokumentowane mają doliny Kamiennej i Iłżanki, w obrębie których lub ich dopływów, jak w przypadku Iłżanki, występują osady preglacjalne. Dla Krępianki nie udało się uzyskać pełnych danych do stratygrafii plejstocenu. W każdym razie dna wszystkich wymienionych dolin dowiadują do skalnego dna doliny Wisły.

W dolinie Kamiennej po południowej stronie rzeki występuje na wysokości około 149 m omawiana już poprzednio listwa skalna górnopliocéncka. Widać nadto zmianę biegu tej rzeki przy ujściu do Wisły. Z materiałów Pożaryskiego wynika, że Kamienna uchodziła pierwotnie na N od Pawłowskiej Woli, i na tej linii jej kredowe dno jest najgłębsze. Zmianę biegu Pożaryski tłumaczy zasypaniem plejstocénkim dawnego ujścia aż do poziomu wyżyny i wykorzystaniem przez rzekę na południowym odcinku przypuszczalnego uskoku [79]. Między tymi dwoma wylotami ujściowymi wznosi się góra meandrowa w poziomie podłogi skalnej. Jest ona również fragmentem górnopliocénckiego dna doliny Kamiennej odciętym przez późniejszą erozję wgłębną plejstocénką.

Wszystkie doliny mają dna zasłane osadami glacialnymi, a nie preglacialnymi, a więc ich najgłębsze wcięcia pochodzą z okresu plejstocenu. Doliny powstałe w górnym pliocenie były płytsze. Na fakt ten zwrócono uwagę przy zestawianiu profilów wiertniczych dla doliny Zwoleńki [85].

Rzeźba podłoża czwartorzędu jest poligeniczna i policykliczna: zawiera ona formy różnowiekowe — od paleogeńskich po współczesne włącznie (w rozcięciach wciosowych).

Dzisiejsza rzeźba powierzchni wykazuje duże podobieństwo do podczwartorzędowej, lecz deniwelacje podłoża skalnego są około 20—30 m większe. Różnica ta powstaje głównie z zasypania dolin rzecznych przez osady lodowcowe. Osłaniają one także przeważającą część wyżyny maskując i tu rzeźbę zrównania dolnopliocenińskiego.

Największa zgodność obu rzeźb występuje na SW, gdzie formy zrównania paleogeńskiego są w znacznym stopniu ekshumowane. Dotyczy to zarówno wzniesień kuestowych jak i dolin. Tutejsze suche doliny wypełnione przez miocen lądowy, a później plejstocen, odzyskiwały okresowo warunki do naziemnego odpływu przez odcięcie wód od krasowych szczelin i dlatego widać je również w dzisiejszej rzeźbie.

Tylko w okolicach Zwolenia wskutek wzrostu miąższości utworów plejstocenu istnieje rozbieżność między rzeźbą kopalną i współczesną. Niektóre rzeki wycięte w osadach zlodowacenia środkowopolskiego wytworzyły sobie doliny w miejscach zupełnie nowych, nie wyczuwając zagłębień podłoża skalnego (ryc. 1).

Wzajemny stosunek rzeźby powierzchni współczesnej do kopalnej jest ostatecznie rezultatem ewolucji morfologicznej wyżyny podczas plejstocenu. Stanowi ona treść następnego rozdziału.

## ROZWÓJ RZEŻBY W PLEJSTOCENIE

### PROBLEM PREGLACJAŁU

Utwory poprzedzające bezpośrednio transgresję lądolodu na badany teren, i w tym sensie preglacjalne, są szeroko rozpowszechnione i dobrze zachowane w okolicach Zwolenia i Góry Puławskiej. Wiercenia opracowane przez Rühlego dostarczają z tego zakresu wiele interesujących danych [92, 93].

Preglacialne osady na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich leżą nie w dnach obecnych dolin rzecznych, lecz na ich zboczach, albo zapełniają one doliny całkowicie pogrzebane bez jakiegokolwiek wydzwiku w dzisiejszej rzeźbie powierzchni. Poznana ich miąższość waha się w granicach od 2 do 23 m w Zwoli Starej (ryc. 23).

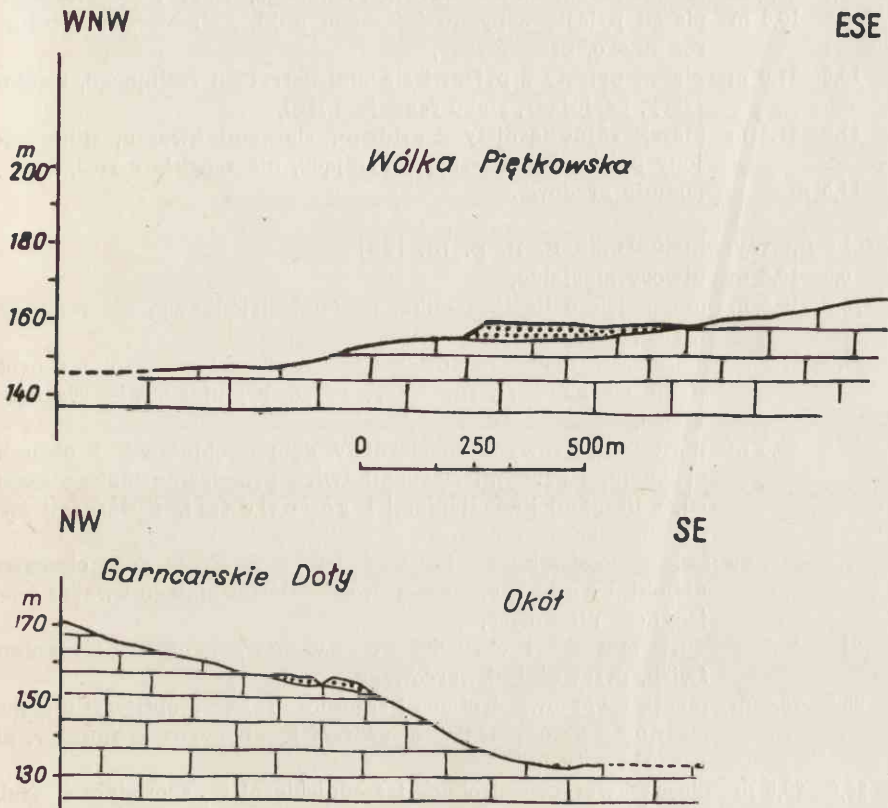
Preglacial nad Kamienną, zbadany przez Pożaryską [72] w pięciu odsłonięciach, wykazuje przewagę materiału pochodzącego z Gór Świętokrzyskich, a tylko nieznaczną domieszkę otoczków rogowców karpaczkich na wtórnym złożu. Piaski, żwiry i otoczaki są złożone głównie z kwarcu, krzemieni, wapieni jurajskich oraz margli kredowych. Na tej podstawie Pożaryska przyjmuje, że preglacial Kamiennej jest osadem młodszym od występującego na powierzchni Wyżyny Opatowskiej, gdzie



dominuje materiał karpacki, i że powstał on już po utworzeniu współczesnej sieci dolinnej, a nie, jak podaje Samsonowicz [100], przed wcięciem przełomu Wisły.

W dolinie dolnej Kamiennej utwory preglacjalne spoczywają na jej zboczach zawsze powyżej skalnego dna, analogicznie jak pod Zwoleniem.

Najwyżej położony strop preglacjału sięga w wąwozie Garncarskie Doły pod Okołem 157,5 m. Do takiej więc co najmniej wysokości twory



Ryc. 22. Położenie osadów preglacjalnych w stosunku do skalnego podłoża doliny Kamiennej według K. Pożaryskiej

preglacjalne wypełniały tę dolinę. Jeśli od 157,5 m odjąć wartość wysokości terasy skalnej 149 m, będącej najprawdopodobniej fragmentem górnoplioceniowego dna Kamiennej (tabl. III, ujściowy odcinek rzeki), to otrzyma się około 10-metrową wielkość zasypania. Dziś miąższość preglacjału wynosi tu zaledwie 3 m.

Osady preglacjalne w dolinach pod Zwoleniem zawierają pełniejszy profil stratygraficzny i wykazują większe zróżnicowanie zarówno frakcyjne, jak i facjalne. Występują w nich również wkładki ze śladami szczątków roślinnych, co wskazuje może na przerwę w sedymentacji.

Dla przykładu podane są trzy profile osadów preglacjalnych z uwzględnieniem ich sytuacji w stosunku do dolin uwidoczniowych na ryc. 23.

Zwoleń, wysokość 149 m n. p. m. [93]

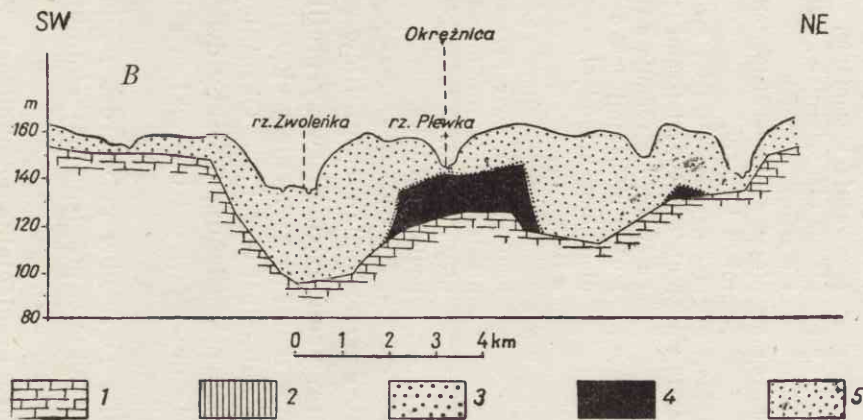
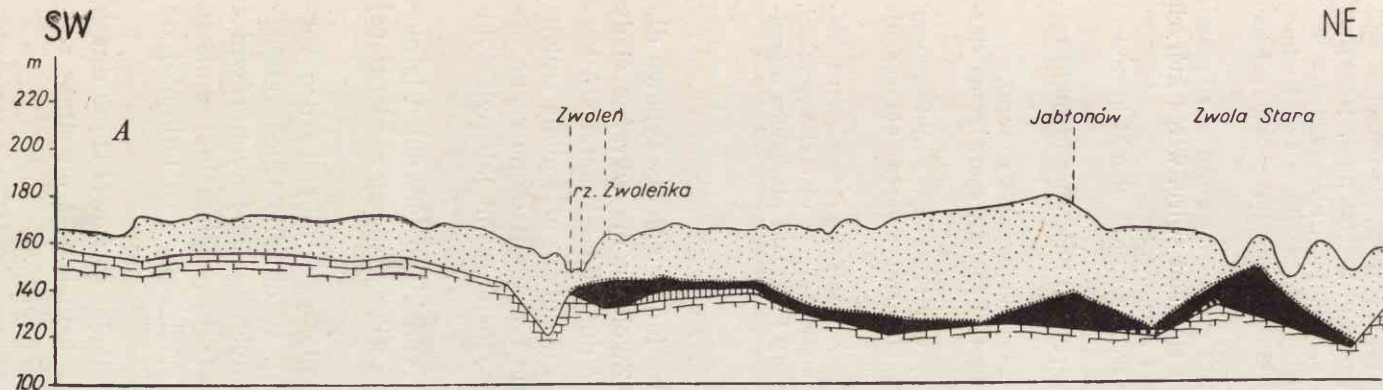
- 0,0— 8,0 m utwory glacialne,
- 8,0— 8,5 m ił torfiasty czarnoszary,
- 8,5— 9,5 m namuł ze śladami detrytusu roślinnego, szary i ciemnoszary,
- 9,5—10,0 m piasek pylasty z pyłem i śladami miki, z domieszką detrytusu roślinnego, brudnoszary,
- 10,0—11,0 m piasek pylasty z pyłem i śladami detrytusu roślinnego, brudnoszary, brylujący, słabo reaguje z HCl,
- 11,0—11,5 m piasek różnoziarnisty z grubymi ziarnami kwarcu, silnie spojony pyłem, brudnoszary, brylujący, nie reaguje z HCl,
- 11,5 m — podłoże kredowe.

Zwoleń, wysokość 162,5 m n. p. m. [93]

- 0,0—18,5 m utwory glacialne,
- 18,5—19,5 m mułek lekko ilasty z miką, popielatozielonkawy, nie reagujący z HCl,
- 19,5—20,0 m piasek kwarcowy różnoziarnisty z obfitymi grubymi i z drobnymi ziarnami żwiru, szary, lekko brylujący, nie reagujący z HCl,
- 20,0—22,5 m piasek kwarcowy różnoziarnisty dobrze obtoczony z obfitymi drobnymi i grubymi ziarnami żwiru przeważnie białego kwarcu, z licznymi krzemieniami i rogowcami, z ziarnami żwiru obtoczonego piaskowca i łupku,
- 22,5—24,5 m żwir z domieszką piasku: w żwirze przeważają duże obtoczone ułamki rogowca, duże i drobne ziarna białego kwarcu i pojedyncze piaskowca,
- 24,5—25,5 m duże otoczaki i okruchy rogowców, z obfitymi ziarnami żwiru, przeważnie kwarcowego,
- 25,5—26,0 m piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty z obfitymi uławkami rogowców i białym żwirem kwarcowym, jasnoszary, nie reaguje z HCl,
- 26,0—29,5 m piasek kwarcowy drobno- i średnioziarnisty, sporadyczne drobne żwiry białego kwarcu, jasnoszary, lekko brylujący, nie reaguje z HCl,
- 29,5 m — podłoże kredowe.

Okrężnica, wysokość 144,75 m n. p. m. [93]

- 0,0— 2,3 m utwory glacialne,
- 2,3— 2,8 m piasek drobno- i średnioziarnisty z rzadkimi ziarnami grubymi, brązowszary, sypki, nie reaguje z HCl,
- 2,8— 3,8 m piasek pylasty i drobnoziarnisty z pyłem krzemienistym, z drobnymi uławkami miki, jasnoszary w stropie, brązowy w spągu, nie reaguje z HCl,
- 3,8— 4,1 m mułek lekko ilasty, brązowożółty, nie reaguje z HCl,
- 4,1— 6,1 m piasek pylasty z pyłem, z pojedynczymi uławkami miki, jasnoszary, lekko brylujący, nie reaguje z HCl,



Ryc. 23. A — położenie osadów preglacjalnych pod Zwoleniem; B — położenie osadów preglacjalnych pod Okreżnicą  
 1 — kreda; 2 — dolny oligocen; 3 — pliocen; 4 — preglacjal; 5 — utwory lodowcowe

- 6,1— 9,6 m piasek pylasty z przewarstwieniami lekko mułkowatymi, z obfitymi uławkami miki, jasnoszary, bryłujący, nie reaguje z HCl,
- 9,6—12,1 m piasek pylasty z obfitym pyłem i uławkami miki, jasnoszary z odcieniem lekko zielonkawym, bryłujący, nie reaguje z HCl,
- 12,1—13,1 m piasek pylasty i drobnoziarnisty z domieszką ziarn średnich i grubych, z pojedynczymi uławkami miki, jasnoszary, lekko bryłujący, nie reaguje z HCl,
- 13,1—14,6 m piasek drobno- i średnioziarnisty z licznymi grubymi ziarnami, z obfitymi drobnymi i grubymi ziarnami żwiru, wśród których przeważają krzemienie, czerty i piaskowce,
- 14,6—15,6 m piasek różnoziarnisty, żwir kwarcowy i duże ułamki krzemieni i czertu,
- 15,6—16,6 m piasek gruboziarnisty, żwir kwarcowy i dość duże ułamki krzemieni i czertu,
- 16,6—17,4 m piasek różnoziarnisty, żwir, otoczaki krzemienia i czertu,
- 17,4—18,4 m mułek szary, miejscami lekko ilasty i spoisty, sporadyczne ziarna żwiru, nie reaguje z HCl,
- 18,4—19,8 m mułek miejscami lekko ilasty, warstwowany, z otoczonymi uławkami krzemieni, czertu i ziarnami kwarcu, nie reaguje z HCl,
- 19,8—21,6 m piasek różnoziarnisty złożony przeważnie z grubych ziarn białego kwarcu, żwir kwarcowy biały i szary, ułamki krzemieni, niekiedy silnie korodowane, czerty i otoczaki piaskowca o średnicy do 6 cm,
- 21,6 m — podłoże kredowe.

Każdy z trzech podanych profilów zawiera inne elementy typowe dla osadów preglacjalnych. Pierwszy profil ze Zwolenia ma wyraźne ślady organiczne, drugi ze Zwolenia wykazuje dość duży udział materiału karpackiego, natomiast trzeci — z Okrężnicy — ma dobrze utrwaloną zmienność facjalną. Występują tu jakby dwa cykle sedymentacyjne rozpoczynające się przez żwiry i otoczaki, a zakończone mułkami lub pylastymi piaskami.

Profil z Okrężnicy potwierdza pogląd Lewińskiego [59, 60] o istnieniu dwu cykli preglacjalnej akumulacji serii żwirowej zawierającej materiał karpacki.

Utwory preglacjalne w okolicach Zwolenia wypełniają bardzo rozległe obniżenie w podłożu skalnym (ryc. 23). W obrębie tego zagłębienia występuje szereg płytkich wcięć dolinnych wyścielonych również przez preglacjał. W końcowej fazie akumulacji preglacjalnej musiało nastąpić potężne zasypanie całego obniżenia, sięgające co najmniej do wysokości 152 m.

Na obu rycinach (23 A i B) widać, że preglacjał zachował się w dnach tylko całkowicie pogrzebanych dolin, często jednak jest on silnie rozcięty przez późniejszą erozję wgłębną interglacjalną.

Rozległość zasypania pod Zwoleniem sugeruje działalność akumula-

cyjną jakiejś potężnej rzeki, może Wisły, której osady rozpostarły się w końcowym okresie sedimentacji na przestrzeni o szerokości kilkunastu kilometrów.

Charakter petrograficzny utworów preglacjalnych świadczy dobitnie, że genezę ówczesnego zasypania na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich należy wiązać z oddziaływaniem klimatu zimnego. Dostawa skał lokalnych mogła się bowiem dokonywać jedynie przy braku lub ubóstwie osłony roślinnej.

Sprawę tę należałoby jednak rozważyć na tle wyników badań prowadzonych na innych terenach. W ostatnich latach zarysowuje się coraz wyraźniej tendencja do upatrywania w akumulacji żwirów preglacjalnych skutków najstarszych zlodowaceń. Na Wyżynie Lubelskiej i Dolnym Śląsku Jahn np. [36] odnajduje w osadach preglacjalnych struktury soliflukcyjne i ślady eolizacji. Jest on skłonny przyjąć, że nie wszystkie utwory określane wspólną nazwą preglacjału pochodzą z jednego czasu. Na terenie Polski południowej pewne z nich są osadami peryglacjalnymi odłożonymi pod działaniem zimnego klimatu jakiegoś starszego zlodowacenia. Jako peryglacjalne określa on również osady preglacjalne wykryte przez Lewińskiego [59, 60]. Pierwszą sugestią na ten temat wypowiada Jahn w 1956 r.: „preglacjał na Wyżynie Lubelskiej byłby osadem plejstoceniśkim odpowiadającym już jakiemuś zlodowaceniowi, o którym zresztą na razie niewiele wiemy” [34].

Hipoteza Jahna tłumaczy dobrze wysokie zasypanie dolin żwirem zawierającym otoczaki karpackie. Materiał karpacki rozrzucony po wierzchołkach mógł się najłatwiej dostać do dolin i być włączony do osadów rzecznych za pośrednictwem ruchów masowych typu spęływania, tak znamiennego dla obszarów o klimacie zimnym.

Na badanym terenie NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich stwierdzona dwukrotność zasypania preglacjałem odpowiada zapewne jakimś dwu oziębieniem klimatu poprzedzającym glacjał krakowski. Może to refleks anaglacjalnych faz najstarszych zlodowaceń, które nie dotarły do strefy wyżyn Polski? Przyjmując jako bardzo prawdopodobną taką właśnie genezę zasypania preglacjałem, dane dotyczące osadów preglacjalnych włączono do rozdziału o plejstocenie.

Ostatnio Różycki [91] w preglacjale z Ochoty w Warszawie widzi odpowiedniki dwóch najstarszych chłodnych fal klimatu (Brüggen i Donau) i zalicza go do starszego plejstocenu.

Akumulacja preglacjalna przebiegająca w warunkach zimnego klimatu spowodowała znaczne spłylenie dolin założonych w górnym pliocenie. Temu zasypaniu dolin, które sięgało prawie 160 m, odpowiadała równoczesna denudacja wierzchołków i redukcja ich wysokości absolutnych. W rezultacie tak przeciwstawnie ukierunkowanych procesów mor-

fogenetycznych zmalały deniwelacje rzeźby uprzedniej o wartość co najmniej kilkunastu metrów.

#### ANALIZA WYBRANYCH ODSŁONIEŃ PLEJSTOCENU

Podstawowych materiałów do stratygrafii plejstocenu dostarczają badania Pożaryskiego [79, 80], Pożaryskiej [72] oraz wiercenia opracowane przez Rühlego dla ark. Zwoleń 1 : 100 000 [93]. W toku prac polowych poczyniono również wiele obserwacji uzupełnionych za pomocą wkopów i płytkich wierceń.

Ponieważ na całym NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie znaleziono dotychczas flory roślin interglacjalnych datowanych w sposób zupełnie pewny, powstała konieczność ustalenia kolejności zdarzeń w oparciu o kryterium petrograficzno-sedymentologiczne. Wzięto pod uwagę następujące cechy osadów: skład petrograficzny, pochodzenie materiału, jego strukturę, stopień obtoczenia ziarn, miąższość, rozciągłość i upad warstw, położenie w profilu i wysokość absolutną oraz sposób zalegania na utworach podścielających.

W przełomowym odcinku doliny Wisły i nad dolną Kamienną najniższe ogniwa plejstocenu wykazują, zdaniem Pożaryskiego [79], obecność czerwonych i różowych piaskowców skandynawskich.

Gliny morenowe zlodowacenia krakowskiego obfitują w staropaleozoiczne wapienie pochodzenia północnego. Jednak wapienie te, uważane jakby za skamieniałość przewodnią gliny krakowskiej, występują również, choć w mniejszych ilościach, także w młodszych utworach lodowcowych. Jest to zrozumiałe, gdyż skład ich może być wzbogacony o niszczonego materiał poprzedniego zlodowacenia.

Jako ważny wskaźnik chronologiczny przyjęto wzajemny stosunek jednego osadu do drugiego: zgodność ułożenia świadczy o ciągłości cyklu sedymentacyjnego, dyskordancja — o przerwie czasowej i okresie erozji lub denudacji.

Skład petrograficzny osadów dolinnych wskazuje na warunki klimatyczne, w jakich dokonuje się akumulacja. Jeśli przeważa materiał lokalny, to znaczy, że brak jest pokrywy roślinnej, która hamowałaby swobodny ruch zwietrzliny, i że klimat jest zimny. Podczas plejstocenu miąższa akumulacja w dolinach przypada na okres stopniowego oziębiania klimatu poprzedzający nasunięcie lądolodu. Jest to, stosując terminologię Trevisana [113] wprowadzoną przez Jahna [34] do nauki polskiej, faza anaglacjalna zlodowacenia. Bezpośrednim dowodem klimatycznego środowiska peryglacjalnego są poziomy struktur mrozowych i odkładanie utworów zboczowych.

W obrębie wierzchowin miąższość pokrywy plejstoceńskiej, znikoma na obszarach południowych, wzrasta stopniowo do kilkunastu metrów

w kierunku północnym, lecz odsłoneń jest tu niewiele, a wyniki pojedynczych wierceń bywają niekompletne. Stosunkowo bogatszą treść mają profile dolinne.

### Odsłonięcia w dolinie Kamiennej

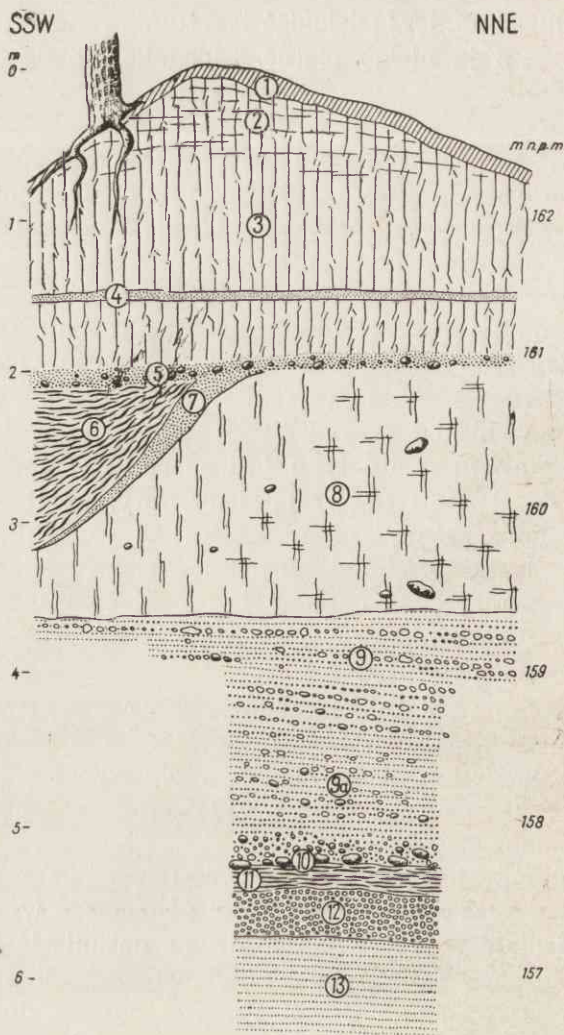
**Wąwóz „Garncarskie Doły”** pod Okołem. Odsłonięcie w zboczu wąwozu jest prostopadłe do biegu rzeki. Jego strop znajduje się na wysokości 163 m, a poziom dna doliny w tym miejscu — na wysokości 138 m (ryc. 24).

W spągu leżą silnie zbite żwiry i piaski preglacjalne złożone głównie z materiału świętokrzyskiego i domieszki rogowców karpaccich (warstwa 13 i 12). Nadległe mułki (warstwa 11) odpowiadają przypuszczalnie okresowi zatamowania odpływu wód rzecznych przez zbliżający się lodowiec. Są to bowiem osady typu jeziornego. Występują one w kilku punktach nad Kamienną i zawierają ślady flory. Analiza próbek pobranych przez Srodonia nie wyjaśniła jednak składu gatunkowego tej flory, gdyż materiał siewki roślinnej okazał się słabo czytelny (informacja ustna w 1960 r.). Miąższość mułków jest bardzo nieznaczna, a ponadto wykazują one struktury spływowe powstałe w anaglacjalnej fazie zlodowacenia krakowskiego.

Spoczywający wyżej bruk gładów północnych (warstwa 10), ze względu na obecność czerwonego piaskowca skandynawskiego, Pożaryski [79] zalicza do zlodowacenia najstarszego, czyli odpowiednika Günzu. Wydaje się, że jest to raczej ślad rozmytej gliny morenowej pierwszego nasunięcia lodolodu krakowskiego.

Seria skośnie uławiconych żwirów (warstwa 9 i 9a), o przewodzie otoczków wapiennych w spągu, a materiału północnego w stropie, ma charakter fluwioglacjału poprzedzającego drugie nasunięcie krakowskie. Na żwirze tym spoczywa bezpośrednio oliwkowoszara glina z dużą zawartością wapieni staropaleozoicznych, typowa morena zlodowacenia krakowskiego (warstwa 8). Jest ona ścięta wzdłuż stoku przez erozję, najprawdopodobniej interglacjału wielkiego. Wzdłuż ścięcia widoczne są spływy soliflukcyjne w zorsztynizowanych piaskach i mułkach (warstwa 7 i 6) powstałe w warunkach peryglacjalnych przed transgresją nowego zlodowacenia, przypuszczalnie środkowopolskiego, którego jedynym śladem byłby bruk morenowy (warstwa 5). Trudność bliższego określenia wieku tego poziomu wynika z fragmentaryczności osadów oddzielających go od moreny krakowskiej.

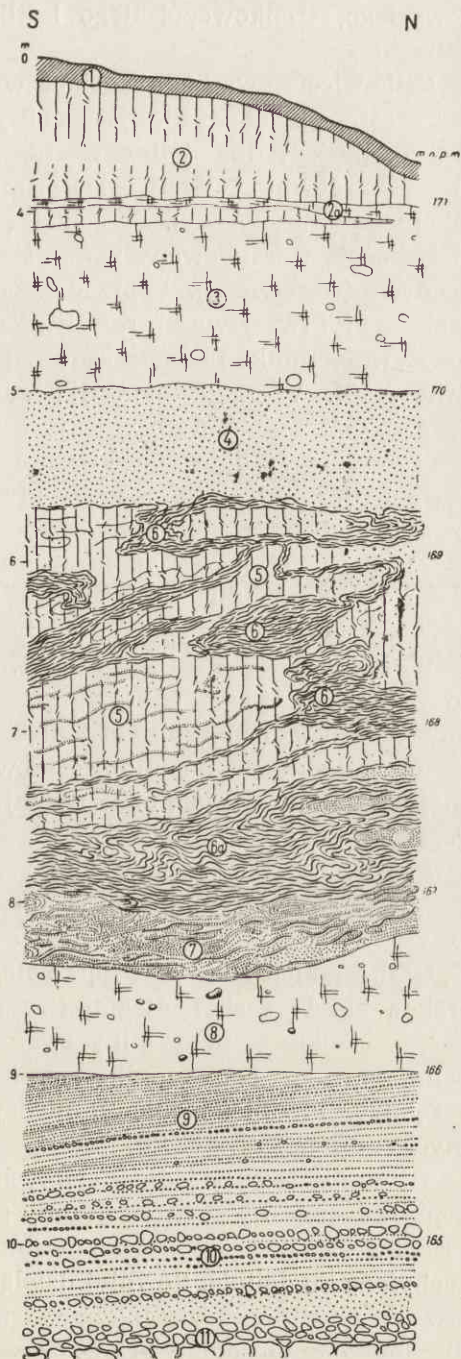
Less przewarstwiony piaskiem i zaburzony w stropie przez procesy soliflukcyjne (warstwa 3 i 2) należałoby odnieść do glacjału bałtyckiego. Poziom drobnoziarnistego piasku w lessie (warstwa 4) wskazuje na zmianę charakteru sedymentacji.



Ryc. 24. Wąwóz Garncarskie Doły pod Okołem

1 – gleba szara z darnią; 2 – less smugowany z naciekami orsztynu; 3 – less smugowany z przewarstwieniami drobnziarnistego piasku, jasnokremowy, o żupliwości pionowej, słabo reaguje z HCl; 4 – w obrębie lessu ciągła wkładka drobnziarnistego piasku barwy żółtej; 5 – horyzont gruboziarnistego piasku barwy ciemnobrunatnej z gładzikami północnymi o średnicy do 3 cm; 6 – mułki szarozielone, bezwapienne, o układzie zaburzonym soliflukcyjnie; 7 – strefa orsztynu na powierzchni ściętej gliny; 8 – glina morenowa szarooliwkowa z dużą ilością gładzów wapiennych, wśród których przeważają północne wapienie paleozoiczne, pewien udział gładzów krystalicznych; 9 – żwir warstwowany z przewagą materiału północnego i znaczną ilością krzemieni; 9a – ten sam żwir ale o przewadze otoczków wapiennych; 10 – bruk gładzów złożony z piaskowców północnych i wapieni, średnica do 30 cm; 11 – mułki zielonkawe, plastyczne, pogięte, ze śladami flory i fauny mięczaków; 12 – żwiry gruboziarniste dobrze obtoczone: krzemienie, kwarc, wapienie i rogowce karpackie; 13 – piasek kwarcowy średnioziarnisty przemyty, warstwowany równolegle.





Ryc. 25. Pętkowice (wschodnia ściana wąwozu)

1 – gleba szara pylasta; 2 – less o łupliwości pionowej, w stropie zgliniony; 2a – poziom zglinienia w lessie; 3 – glina rdzawobrunatna z przewagą głazów krystalicznych północnych; 4 – piaski gruboziarniste bezstrukturalne; 5 – utwór pylasto-piaszczysty barwy kremowej; 6 – mułki stalowosiwe o strukturze spływowej; 6a – mułki stalowosiwe zaburzone soliflukcyjnie z tkwiącymi gdzieś głazikami północnymi; 7 – piaski drobnoziarniste żółtordzawe, zaburzone soliflukcyjnie; 8 – glina oliwkowoszara z głazami wapiennymi i krystalicznymi; 9 – żwiry fluwioglacjalne z materiałem północnym, warstwowane skośnie; 10 – żwiry złożone z wapieni jurajskich i kwarcu; 11 – strop skał jurajskich.

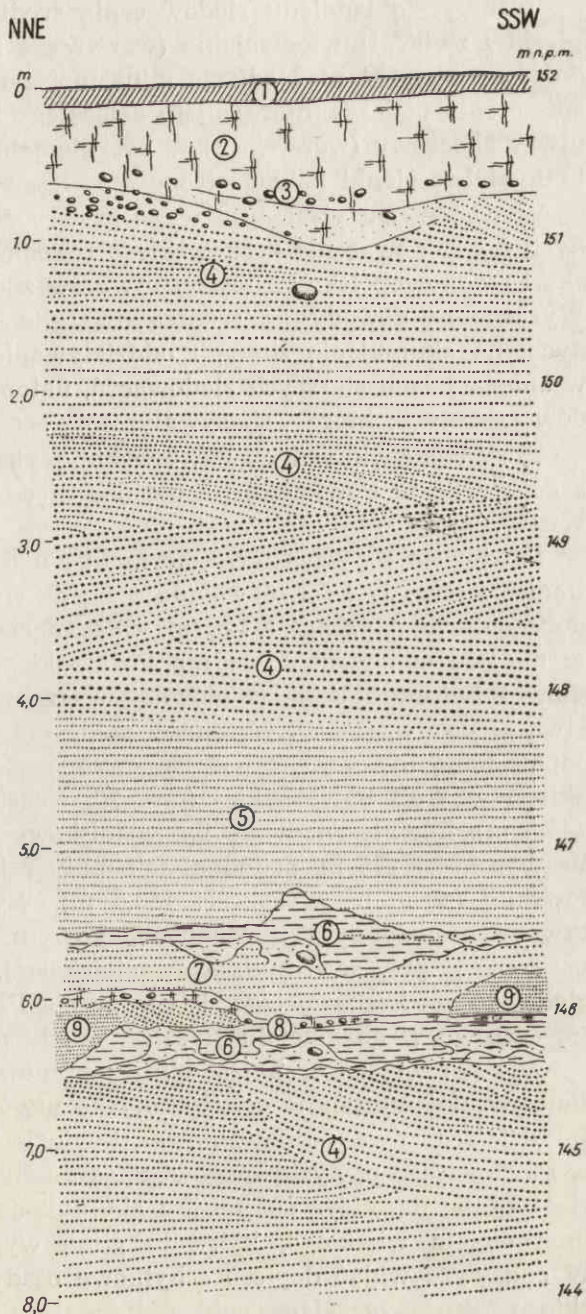
W omówionym odsłonięciu, mimo poważnych luk stratygraficznych, można by się dopatrzeć śladów trzech zlodowaceń: dwudzielnego krakowskiego, środkowopolskiego i klimatycznego oddziaływania glaciału bałtyckiego.

**Pętkowice** — wschodnia ściana wąwozu na zachód od wsi. Odsłonięcie jest prostopadłe do rzeki. Strop odkrywki znajduje się na wysokości około 175 m, poziom dna doliny — na wysokości 143 m (ryc. 25). Na rumoszu kredowym (warstwa 11) leżą otoczaki i żwiry złożone z materiału lokalnego (warstwa 10). Przechodzą one ku górze w typowy fluwioglacjał skośnie warstwowany z wzrastającą w jego stropie ilością skał północnych (warstwa 9). Poprzedza on odłożenie oliwkowoszarej moreny krakowskiej (warstwa 8). Na tej zredukowanej glinie o miąższości 70 cm spoczywają mułki przemieszane z piaskiem i utworem pylastym (warstwa 5—7). W mułkach tkwią gdzieśgdzie gładziki eratyczne (warstwa 6a). Mamy tu do czynienia z soliflukcyjnymi osadami anaglacjału zlodowacenia środkowopolskiego, przykrytymi nadto przez utwór stokowy bezstrukturalnych piasków (warstwa 4). Leżąca wyżej glina zwałowa (warstwa 3) wykazuje cechy moreny środkowopolskiej. Bałtycki wiek należałoby przypisać lessowi (warstwa 2) rozdzielonemu w spągu przez poziom zglinienia (warstwa 2a). W Pętkowicach, podobnie jak w „Garncarskich Dołach”, są ślady trzech zlodowaceń.

**Wola Pawłowska** — zbocze wąwozu przy drodze z Woli Pawłowskiej do Zęborzyna. Strop odkrywki na wysokości 152 m, poziom dna doliny — 130 m (ryc. 26). Odsłonięcie znajduje się w starym ujściowym odcinku doliny Kamiennej, całkowicie dziś nieczynnym. Sytuacyjnie miejsce to odpowiada mniej więcej odkrywce H według nomenklatury Pożaryskiego [79].

Spągowe żwiry o uławiceniu krzyżowym z pojawiającym się w ich stropie materiałem północnym mają cechy utworu fluwioglacjalnego (warstwa 10) i wykazują bardzo duże podobieństwo do fluwioglacjału z „Garncarskich Dołów” i Pętkowic, gdzie podścięła on glinę morenową krakowską. W serii nadległej (warstwy 6—9) Pożaryski wyróżnia dwa bardzo cienkie pokłady gliny zwałowej krakowskiej „przekładane” osadami wód bieżących i mułków zastoiskowych, co tłumaczy jako rezultat odrębnych nasunięć lądolodu, między którymi osadzały się produkty rozmycia moren w zastoisku.

Glina nie tworzy jednak ciągłych poziomów i wyglądem swoim przypomina raczej bryły, które dostały się do zastoiska i potem razem z jego osadami uległy przeobrażeniom soliflukcyjnym. Utwory te są wyraźnie pochylone ku dolinie. Również dzielący je osad piaszczysto-żwirowy (warstwa 7 i 9) ma zarysy nieregularne, choć we fragmentach zachowuje niezaburzone ułożenie warstw. W sumie cała ta wątpliwa strefa nie upo-



Ryc. 26. Wola Pawłowska (zbo-  
cze wąwozu przy drodze z Wo-  
li Pawłowskiej do Zęborzyna)

1 – gleba; 2 – less w spągu zgli-  
niony, bezwapienny; 2 – ślady gli-  
ny morenowej barwy rdzawobraz-  
kowej z glazami krystalicznymi  
pochodzenia północnego; 4 i 5 –  
piaski i żwiry o frakcji rosnącej ku  
stropowi złożone głównie ze skał  
krystalicznych, domieszki wapieni  
paleozoicznych północnych oraz  
lokalnych krzemieni i opoki; 6 –  
mulek szaroniebieski przemieszany  
z gliną morenową barwy oliwko-  
woszarej – utwór soliflukcyjny;  
7 – piaski i drobnoziarniste żwiry  
warstwowane równolegle, przewa-  
ga skał krystalicznych, wtrącenia  
materiału lokalnego; 8 – smuga  
gliny morenowej silnie spiaszczo-  
nej, barwa szarordzawa; 9 – so-  
czewki jasnożółtych piasków dro-  
bnoziarnistych złożonych przeważ-  
nie z materiału północnego; 10 –  
żwiry utworzone z wapieni, kwarcu,  
krzemieni, margli, częściowo  
ze skał krystalicznych północnych  
występujących głównie w stropie

7 – Góry Świętokrzyskie

ważnia do wniosku o dwukrotności nasunięcia łądolodu krakowskiego, natomiast zajmuje ona w profilu położenie gliny krakowskiej, która występuje w dwu opisanych odkrywkach znad Kamiennej.

Transgresję łądolodu zlodowacenia środkowopolskiego znaczą górne piaski i żwiry fluwioglacjalne (warstwa 4 i 3). Wypełniają one dolinę do wysokości 151 m. Nadległa glina morenowa tego zlodowacenia ulega zniszczeniu podczas interglacjału eemskiego i jest wtórnie odłożona jako utwór zboczowy (warstwa 3) w peryglacjale bałtyckim, którego śladem byłyby także cienki pokład stropowego lessu (warstwa 2).

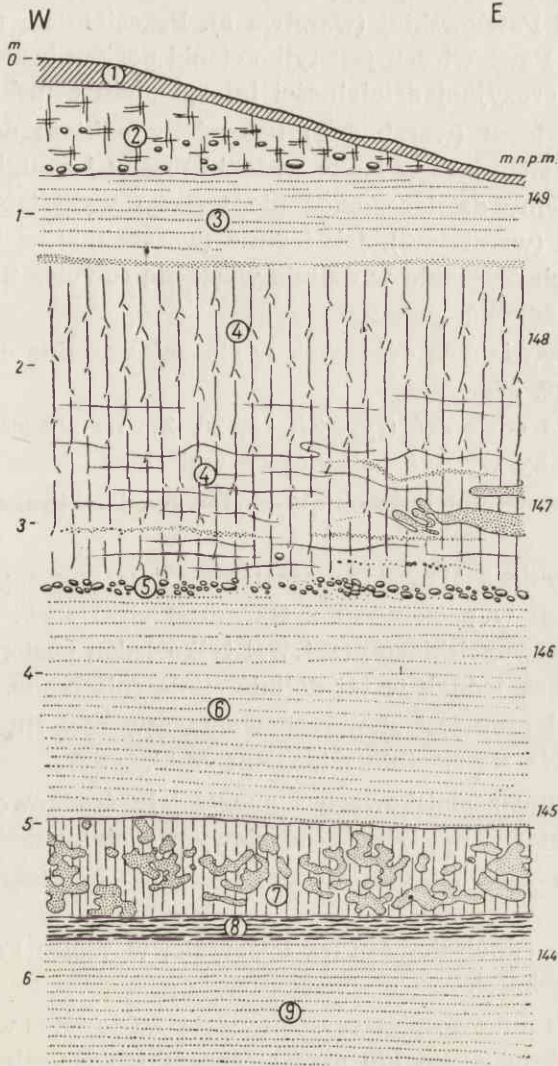
W odsłonięciu występują więc: utwory fluwioglacjalne z anaglacjalnych faz zlodowacenia krakowskiego i środkowopolskiego, glina krakowska i środkowopolska w postaci utworów zboczowych oraz less bałtycki. Wyraźne są dowody na wyprzątanie glin podczas erozji interglacjalnych, na akumulację zimną i oddziaływanie procesów peryglacjalnych w anaglacjałach starszych zlodowaceń, natomiast brak jest zupełnie osadów rzecznych, które wskazywałyby na sedymentację interglacjalną.

Treść odkrywki w Woli Pawłowskiej wykazuje pewne wspólne ogniwa z odkrywką w Pawłowicach położoną nieco bliżej ujścia Kamiennej do Wisły.

**Pawłowice** — wąwóz w starym ujściu doliny Kamiennej. Strop odsłonięcia (ryc. 27 i fot. 6) znajduje się na wysokości 150 m, poziom dna doliny — na wysokości 128 m. Odsłonięcie to przypada orientacyjnie w miejscu odkrywki J według Pożaryskiego [79]. Dolne warstwy piasków i żwirów złożone w głównej mierze z materiału lokalnego (warstwa 9) pod względem wysokości położenia (strop na wysokości 144 m) odpowiadają utworom fluwioglacjalnym z okresu zlodowacenia krakowskiego w Woli Pawłowskiej (ryc. 26, warstwa 10, strop na wysokości 145,5 m). Również nadległe ily zastoiskowe (warstwa 8 i 7) mają strop na wysokości 145 m, podobnej jak muły z bryłami gliny w Woli Pawłowskiej (strop na wysokości 146,5 m). Wynikałoby z tego, że są to utwory o podobnym założeniu wiekowym. Powstaje jednak problem ustalenia genezy serii mułkowo-zastoiskowej. Czy należy ona jeszcze do zlodowacenia krakowskiego, jak to ocenia Pożaryski [79], czy też mieści się czasowo w anaglacjalnej fazie glacjału środkowopolskiego?

W Pawłowicach brak jest gliny morenowej krakowskiej, a i w Woli Pawłowskiej występuje ona tylko jako utwór wtórnie odłożony w strefie dzielącej dwa różnowiekowe fluwioglacjały. Wydaje się więc, że w Pawłowicach powyżej spągowego osadu fluwioglacjalnego istnieje luka stratygraficzna, która obejmuje i akumulację gliny krakowskiej i erozję interglacjału wielkiego, która tę glinę wyprzątnęła ze stoku doliny. W odkrywce widać dopiero schyłkowe osady anaglacjału środkowopolskiego. Ten wygasający cykl sedymentacyjny kończą ily zastoiskowe

w Pawłowicach (warstwa 8 i 7), a muły w bardziej oddalonej od ujścia Kamiennej Woli Pawłowskiej. W Pawłowicach dostają się do zastoiska bryły zmarzniętego piasku, a w Woli Pawłowskiej bryły gliny krakow-



Ryc. 27. Pawłowice. Zbocze wąwozu w starym ujściu Kamiennej

1 – gleba; 2 – glina morenowa – utwór zboczowy; 3 – piaski nieprzemyte, żółte, o nachyleniu smug w kierunku spadku zbocza doliny; 4 – less smugowany z nieciągłymi wkładkami piasku, w spągu nacieki orsztynu; 5 – bruk głazów – przewaga skał krystalicznych pochodzenia północnego; 6 – piaski i drobne żwiry złożone głównie ze skał krystalicznych oraz domieszki wapieni paleozoicznych północnych i materiału lokalnego; 7 – il zastoiskowy wapnisty z gniazdami piasku nieregularnie powyginanymi; 8 – il zastoiskowy o rytmie warwowym barwy czekoladowej; 9 – piaski rzeczne warstwowane, drobnoziarniste

skiej uchowanej gdzieś wyżej na zboczach lub na przyległej wierzchowinie.

Gruboziarniste piaski i żwiry fluwioglacjalne (warstwa 6) poprzedzają w Pawłowicach transgresję lądolodu środkowopolskiego, analogicznie jak w Woli Pawłowskiej (warstwa 5). Pozostałością po glinie środkowopolskiej w Pawłowicach jest tylko cienki poziom bruku (warstwa 5). Świadczy to o erozyjnej działalności interglacjału eemskiego.

Akumulację lessu (warstwa 4) należałoby odnieść do peryglacjału bałtyckiego. Występujące w lessie wkładki piasku i smugi limonitu znaczą jakieś poziomy dzielące, choć nie typowo wykształcone. Zarówno stropowe piaski (warstwa 3), jak i glina (warstwa 2) są utworami soliflukcyjnymi i ich odłożenie w dolinie wiąże się również z bałtycką morfogenezą peryglacjalną.

Położenie omawianych odkrywek w stosunku do dna doliny Kamiennej pokazuje ryc. 39a.

Z zestawienia odsłoneń (ryc. 24, 25, 26, 27) na zboczach doliny Kamiennej można by wysnuć następujące wnioski:

1. Dolina Kamiennej była objęta zlodowaczeniem krakowskim i środkowopolskim.

2. Zlodowaczenie krakowskie pozostawiło dwa poziomy glin morenowych widocznych w odsłonięciu z Garncarskich Dołów. Z czasów zlodowaczenia środkowopolskiego przetrwał tylko jeden poziom glin. Utwory glin zwałowych są jednak w tej dolinie silnie zniszczone.

3. Znacznie lepszy jest stan zachowania utworów fluwioglacjalnych. Strop ich pochyla się zgodnie z biegiem rzeki.

4. Utwory typu zastoiskowego z anaglacjału środkowopolskiego występują fragmentarycznie tylko w ujściowym odcinku rzeki i mają strop na podobnej wysokości, około 145 m, co pozwala je wiązać ze sobą wiekowo.

Iły warwowe odnalezione przez Pożaryską w Wólce Pętkowskiej sięgają 147 m wysokości.

5. Utwory mułkowo-piaszczysto-pylaste widoczne w Pętkowicach (strop na wysokości około 170 m) i Garncarskich Dołach (strop na wysokości około 161 m), jakkolwiek znajdują się w bliskich sobie odkrywkach, nie wykazują związku pod względem wysokości położenia. Są to więc osady zboczowe zniesione do doliny w anaglacjale zlodowaczenia środkowopolskiego.

6. Less pochodzenia bałtyckiego leży i na zboczach i powyżej krawędzi doliny. Jego miąższość waha się w granicach od 0,5 do 10 m.

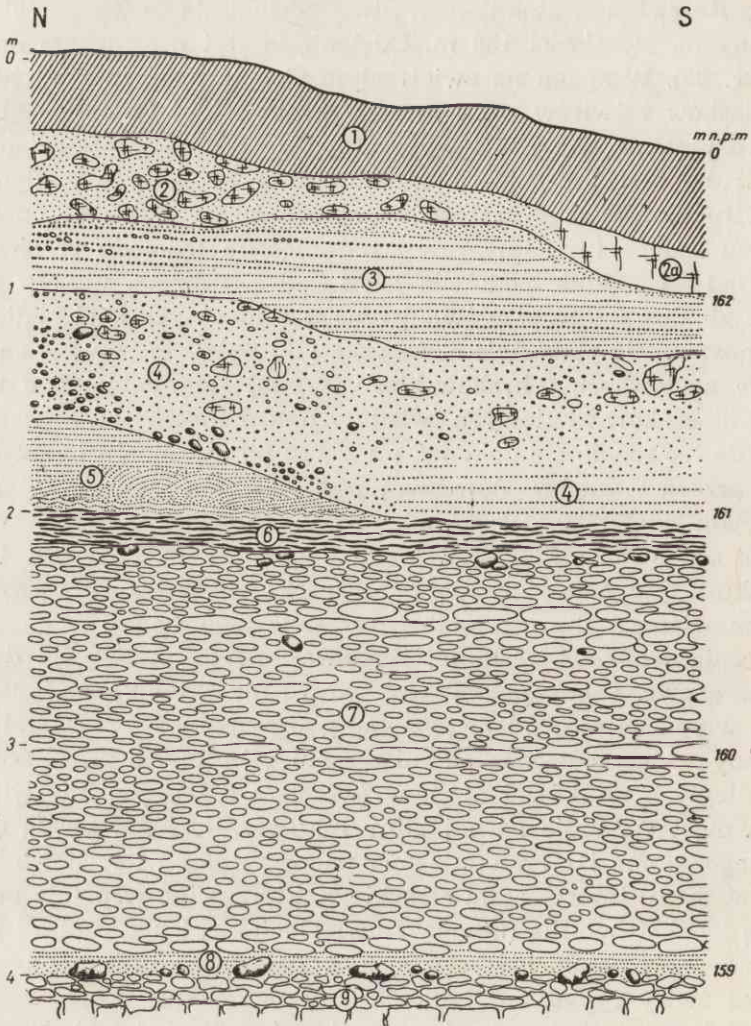
## Odsłonięcia i przekopy w dolinie Krępianki

**Krępa Kościelna** — stok doliny. Strop odsłonięcia na wysokości 163 m, dno doliny na wysokości 158 m. Odsłonięcie jest prostopadłe do biegu rzeki (ryc. 28). W spągu na zwietrzałym stropie opoki mastrychtu leży wśród piasków i żwirów bruk moreny krakowskiej (warstwa 8), która uległa erozyjnemu rozcięciu i wyprątnięciu podczas interglacjału wielkiego. Gruba seria płaskich otczaków skał kredowych z domieszką ziarn żwiru złożonych z materiału północnego (warstwa 7) odpowiada potężnemu zasypaniu doliny przed nasunięciem lądolodu środkowopolskiego. Nad Krępianką, podobnie jak i nad Kamienną, utwory fluwioglacjalne zbudowane są w głównej mierze z lokalnych skał podłoża. Na tej przypuszczalnie podstawie Pożaryska [72] sądzi, że powstał on w katablacjach zlodowacenia krakowskiego. Wydaje się jednak, że właśnie obecność otczaków kredowych świadczy o odsłonięciu powierzchni skalnej podłoża, co mogło się dokonać nie zaraz po ustąpieniu lądolodu, lecz podczas przerwy międzyzlodowcowej pod działaniem erozji i denudacji interglacjału wielkiego. Doprowadziły one do zniszczenia pokryw morenowych zlodowacenia krakowskiego z obszaru wierzchowin i dolin. W związku z tym należy przyjąć nie regresywny, a transgresywny charakter omawianego fluwioglacjału i umieścić jego genezę w anaglacjach zlodowacenia środkowopolskiego. Zlodowacenie to pozostawia dwa pokłady morenowe. Dolny pokład jest bardzo nieczytelny, gdyż zachował się tylko w postaci nieciągłego poziomu gładów północnych (warstwa 7a). Jakie osady zostały odłożone po zniszczeniu tej gliny, a przed sedymentacją nadległych mułków i piasków (warstwa 6 i 5) — nie wiadomo. Brak również w dolinie górnej gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego, mimo iż występuje ona na przyległej wierzchowinie. Jest to rezultat erozji interglacjału eemskiego, która ścina wspólnie po stoku całą serię środkowopolską (utwory fluwioglacjalne, bruk, mułki i piaski).

Podczas peryglacjału bałtyckiego następuje dwukrotne zasypanie doliny przez żwiry i piaski z bułami gliny morenowej środkowopolskiej dostarczonej z denudowanej wierzchowiny (warstwa 4 i 2). Te utwory zboczowe są przedzielone przez warstwowane piaski (warstwa 3), które znaczą przypuszczalnie jakąś zmianę klimatyczną ostatniego zlodowacenia. Całość zbocza osłaniają piaski bezstrukturalne, maskujące starsze elementy morfologii doliny.

Analiza stropowych osadów rzuca pewne światło na charakter i jakby rytmiczność sedymentacji podczas peryglacjału bałtyckiego. W odsłonięciu widoczna jest dwudzielność utworów zboczowych przedzielonych przez akumulację porządku wodnego.

Do interesującego wniosku doprowadza także interpretacja litologiczna



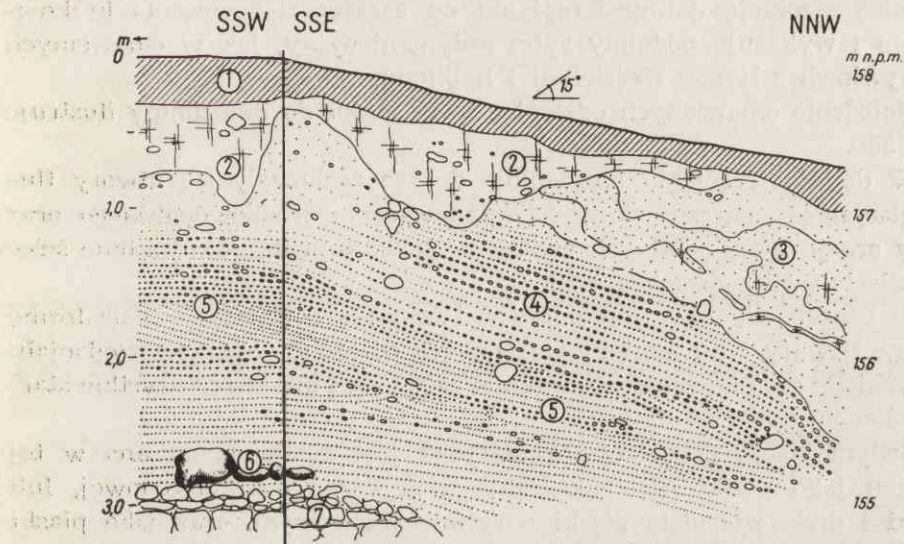
Ryc. 28. Krępa Kościelna — zbocze doliny Krępianki

1 - szara gleba z drobnymi głazikami północnymi; 2 - piasek średnioziarnisty żółty z nieregularnymi bulami brązowej gliny morenowej zawierającej zwietrzałe okruchy skał krystalicznych; 2a - glina brązowa tłusta przemieszana z piaskiem, smugowana; 3 - żwir drobno- i gruboziarnisty, warstwowany, złożony z materiału północnego i kwarcu; 4 - żółtorzawe żwiry, głaziki i piaski złożone z materiału północnego z bulami gliny brązowej. W wyższej części stoku utwór niewarstwowany, w niższej widoczne ślady porządku wodnego; 5 - piaski jasnokremowe drobnoziarniste, warstwowane, widoczne ripple-marki, ścięte po stoku; 6 - mułek beżowostalowy, bezwapnienny; 7 - seria otoczków kredowych o średnicy do 50 cm, warstwowanie równoległe, domieszka żwiru ze skał północnych, sporadycznie tkwią drobne głaziki eratyczne; 7a - nieciągły poziom głazów północnych; 8 - piasek i żwir rdzawożółty z głazami północnymi (krystalicznymi i wapieni paleozoicznych); 9 - rumosz opoki mastrychtu



utworów fluwioglacjalnych z transgresji zlodowacenia środkowopolskiego. Ich skład świadczy dobitnie o skali niszczenia podczas interglacja wielkiego.

**Babilon** — stok doliny. Strop odkrywki na wysokości 158 m, dno doliny na wysokości 149 m (ryc. 29). Wykonano kilka przekopów wzdłuż stoku doliny Krępianki. Wszystkie one ilustrują tylko krótki wycinek historii doliny, a mianowicie jej potężne zasypanie fluwioglacjalne z okresu transgresji zlodowacenia środkowopolskiego. Dla przykładu wybrano rysunek przekopu położonego w górnej części stoku.



Ryc. 29. Babilon — stok doliny Krępianki

1 — szara gleba z gładkami północnymi; 2 — glina rdzawobrazowa z gładkami krystalicznymi przemieszczona soliflukcyjnie; 3 — piasek żółty niewarstwowany ze smugami gliny morenowej — utwór soliflukcyjny; 4 — żwiry i otoczaki lokalnych skał kredowych; 5 — jak wyżej, powierzchnia otoczków jakby osmolona (może to ślad po pożarze); 6 — bruk gładów północnych (wapienie i krystaliki) o średnicy do 20 cm; 7 — rumosz opoki masywisty — strop podłoża skalnego

Na zwietrzalej opoce masywisty (warstwa 7) spoczywają gładki północne krystaliczne i wapienne, będące najprawdopodobniej śladem po morenie zlodowacenia krakowskiego (warstwa 6) rozciętej wraz z podłożem skalnym i wyprzątniętej podczas interglacja wielkiego. Forma dolina jest wypełniona aż po krawędź przez warstwowane żwiry i otoczaki fluwioglacjalne o dominującej przewadze skał miejscowych (warstwa 4 i 5), analogicznie jak w Krępie Kościelnej. Są one ścięte po stoku przez erozję interglacja eemskiego łącznie z istniejącą tu nadległą gliną morenową zlodowacenia środkowopolskiego, która następnie została cał-

kowicie zniszczona. Stropowe osady (warstwa 2 i 3) reprezentują utwór zboczowy złożony z gliny zwałowej środkowopolskiej spelźniętej z przyległej wierzchownicy i z piasków. Zarówno festonowaty spąg gliny, jak i wyraźne struktury fluidalne pochylone w kierunku spadku zbcza wskazują na soliflukcyjną genezę osadu. Jest to rezultat procesów peryglacjalnych zlodowacenia bałtyckiego.

Skład petrograficzny utworów fluwioglacjalnych, taki sam jak w Krępie Kościelnej, potwierdza słuszność wniosku o silnej erozji i denudacji w czasie interglacjału wielkiego (fot. 7).

Odsłonięcie w Lipsku, opisane w oddzielnej notatce [83], rejestruje również ewolucję doliny Krępianki od czasów zlodowacenia krakowskiego i wykazuje podobny rytm sedymentacyjny, jak w omawianych odkrywkach z Krępy Kościelnej i Babilonu.

Położenie omawianych odsłonień w stosunku do dna doliny ilustruje ryc. 39b.

W dolinie Krępianki szczególnie dobrze zachowały się utwory fluwioglacjalne z okresu transgresji zlodowacenia środkowopolskiego oraz ślady erozji interglacjalnych wyrażone głównie przez powierzchnie ścień i rozcięcia serii podścielających.

W Lipsku widoczny jest nadto wpływ ruchów zboczowych na formę doliny. Utwory typu mułków warwowych odłożone podczas peryglacjału bałtyckiego osłaniają jeszcze szczelnie cały stok i maskują wszystkie starsze elementy rzeźby dolinnej.

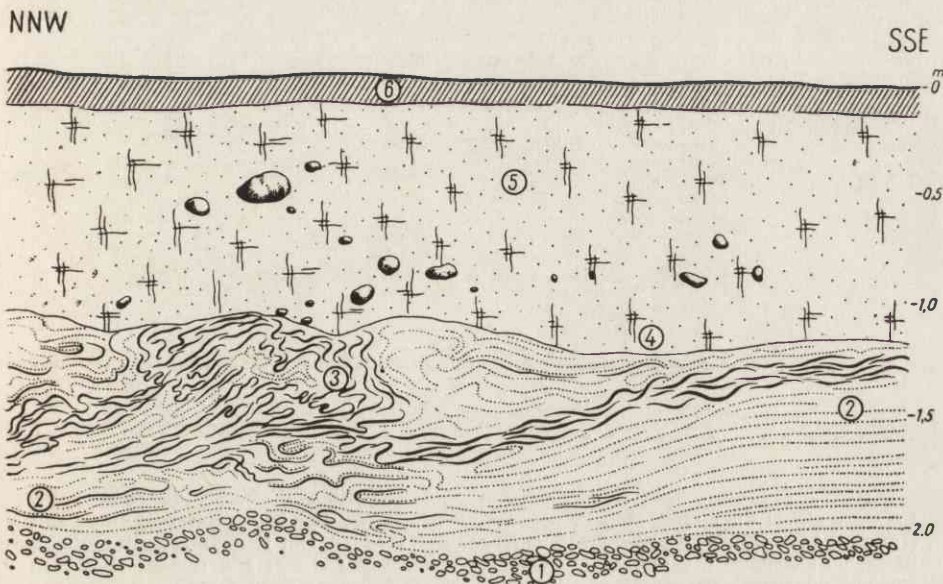
Sedymentacja peryglacjalna bałtycka jest dwójako zapisana w tej dolinie: jako piaski bezstrukturalne z bryłami gliny morenowej, lub mułki i drobnoziarniste piaski o rytmie warwowym, oraz jako piaski warstwowane dzielące serie typowo zboczowe. Wskazuje to na przerwy w działalności procesów ruchów masowych. Zróżnicowany charakter utworów bałtyckich odzwierciedla zapewne także zmienność klimatyczną warunków peryglacjalnych.

### Odsłonięcia i przekopy w dolinie Iłżanki

Dla doliny Iłżanki uzyskano materiały plejstoceniowe pochodzące przeważnie z okresu po zlodowaceniu krakowskim, natomiast w jej suchym dziś dopływie na terenie Lasów Starachowickich odnaleziono w głębokim przekopie linii kolejowej osady preglacjalne.

**Zębiec** — koło Marcul — stok suchej dolinki (ryc. 30). Na głębokości 2 m leżą grube, dobrze obtoczone i bardzo silnie zbite żwiry krzemienno-piaskowcowe bez śladu materiału północnego (warstwa 1). Jest to utwór preglacjalny rzeczny złożony ze skał występujących w górnej części dorzecza owej dolinki bez nazwy.

Nadległa seria zbudowana jest z drobnoziarnistych piasków i mułków. Były to ślad po jakimś lokalnym zastoisku z czasów przed nasunięciem lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego (warstwa 2 i 3). Osady tego zastoiska w postaci typowych ilów warwowych występują tuż obok analizowanego przekopu. Deformacje w układzie mułków są najprawdopodobniej spowodowane przez nacisk masy lądolodu. Świadczyłyby o tym nierówny spąg gliny morenowej, która wykazuje jakby wspólny rytm wygięć z podścielającymi ją utworami zastoiskowymi. W glinie more-



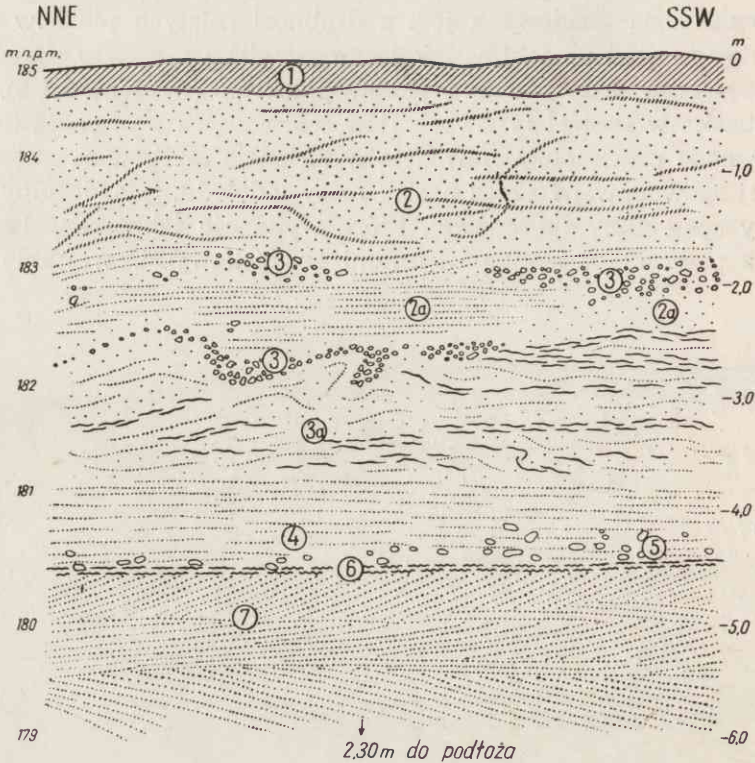
Ryc. 30. Zębiec koło Marcul (Lasy Starachowickie) — zbocze suchej doliny należącej do systemu rzeki Iłżanki

- 1 — żwiry krzemienno-piaskowcowe dobrze obtoczone i bardzo silnie zbite; 2 — piaski drobnoziarniste o układzie zaburzonym; 3 — mułki siwe i rdzawe o układzie zaburzonym; 4 — glina brązowa tłusta z głazami krystalicznymi północnymi; 5 — ta sama glina jak w warstwie 4 z głazami północnymi o średnicy do 20 cm, w strople bardzo spiaszczona; 6 — szara gleba leśna

nowej o barwie brązowej przeważają głazy krystaliczne pochodzenia północnego. Jest to glina zwałowa zlodowacenia środkowopolskiego (warstwa 4 i 5).

Przekop w Zębcu ma wielkie luki stratygraficzne. Jego wartość polega przede wszystkim na występowaniu żwirów preglacialnych, których obecność w dopływie systemu Iłżanki rzuca światło i na wiek samej Iłżanki.

Iłża — stok Iłżanki (ryc. 31 i 32 oraz ryc. 39c). Dwa odsłonięcia w Iłży równoległe i prostopadłe do rzeki uzupełniają się nawzajem w treści. W sumie odtwarzają one ewolucję doliny od czasów glacjału krakow-



Ryc. 31. Iłża. Stok doliny Iłżanki. Odślonięcie równoległe do rzeki  
 1 – szara gleba; 2 – piasek białawy pylasty, niewarstwowany, z nieregularnymi naciekami orsztynu; 2a – piasek jasnokremowy, warstwowany, z wkładkami jasnobrązowych mułków łańcuchowych ze śladami organicznymi, miąższość warstwek 2–3 cm; 3 – rumosz lokalnych wapieni jurajskich ostrokrawędzisty, sporadycznie występują w nim głaziki północne – utwór zboczowy; 3a – strefa szarzielonych mułków i drobnych piasek o układzie zaburzonym soliflukcyjnie; 4 – piaski mułkowate, warstwowane; 5 – nieciągły poziom głazików północnych złożonych z materiału krystalicznego i z lokalnego; 6 – il beżowobrazowy ze śladami organicznymi; 7 – piasek żwirkowy, przemyty, białawy, warstwowany krzyżowo, niżej dane z wiercenia: na głębokości 6–8,3 m – piasek żwirkowy jak w warstwie 7; poniżej 8,3 m – strop podłoża jurajskiego

skiego. W celu uzyskania pełniejszych danych wykonano dwa wiercenia na stoku poniżej odkrywek i jedno w dnie doliny.

Wiercenie 1 (w odległości 15 m od odkrywki prostopadłej do rzeki)  
 0,0–0,9 m piasek brązowy, zorsztynizowany,  
 0,9–1,2 m piasek biały, przemyty, rzeczny,  
 1,1–2,3 m piasek biały gruboziarnisty i żwirkowy, rzeczny,  
 2,3–2,6 m glina sina, zwietrzały strop wapieni jurajskich.

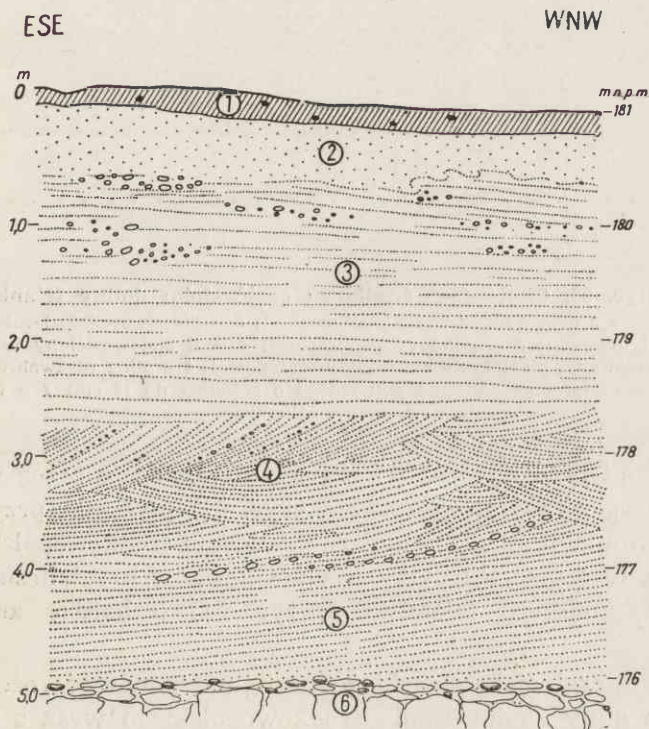
Wiercenie 2 (w odległości 30 m od odkrywki prostopadłej do rzeki)  
 0,0–0,6 m piasek ciemnożółty, zorsztynizowany,  
 0,6–1,0 m piasek gruboziarnisty i drobne ziarna żwirku złożone z materiału północnego i lokalnego, barwa ciemnożółta,

- 1,0—2,3 m piasek biały żwirkowaty, czysty, rzeczny,  
 2,3 m — glina szarawa z odłami kami wapienia, strop podłoża jurajskiego.

## Wiercenie 3 (na równinie zalewowej)

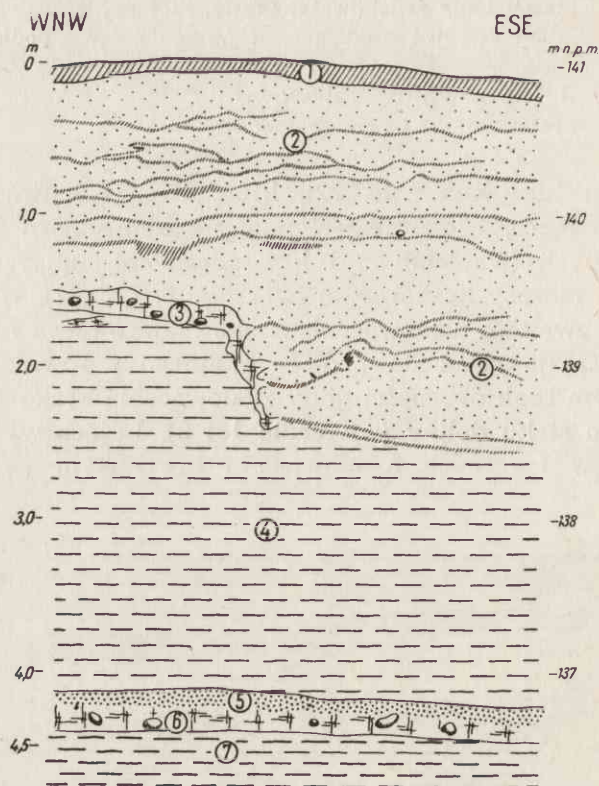
- 0,0—4,5 m drobne piaski i namuły rzeczne.

Na podłożu jurajskim (ryc. 32), które tworzy listwę skalną urywającą się ku rzece, widoczne jest nagromadzenie ziarn żwiru i głazików północnych (wapiennych i krystalicznych), najprawdopodobniej ślad po bruku moreny krakowskiej (warstwa 6, ryc. 32). W interglacjale wielkim glina zwałowa zlodowacenia krakowskiego ulega rozcięciu i wyprzątnięciu. Erozja sięga do podłoża skalnego i również je rozcina. Świadczy o tym brak obecności gliny zlodowacenia krakowskiego na całym kopalnym stoku doliny (wiercenie 1 i 2). Leżąca wyżej seria piasków i żwirów rzecznych o uławiceniu krzyżowym (warstwa 7 na



Ryc. 32. Iłża. Stok doliny Iłżanki. Odsłonięcie prostopadłe do rzeki

1 — szara gleba z głazikami północnymi; 2 — piaski drobnoziarniste i pylaste, białawe, niewarstwowane, z naciekami orsztynu w spągu; 3 — piaski rdzawobrazowe, zbite, zorsztynizowane, warstwowane; 4 — piasek żwirkowaty, białawy, przemyty, warstwowany krzyżowo, z otoczkami wapieni lokalnych w spągu; 5 — piaski białe, dobrze przemyte, prawie poziomo warstwowane; 6 — poziom żwiru i drobnych głazików północnych: krystalicznych i wapiennych na stropie podłoża jurajskiego

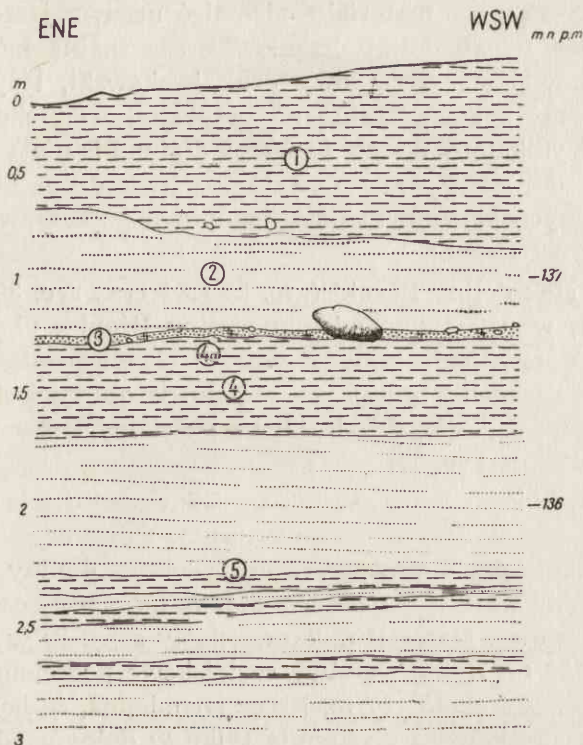


Ryc. 33. Chotcza — środkowa część stoku doliny Iłżanki

1 — gleba szara z drobnymi gładzikami północnymi; 2 — piasek średnioziarnisty kremowy z naciekami orsztynu; 3 — glina rdzawobrazowa; 4 — il stalowzielony w żółte cętki; 5 — zorsztynizowany, piaszczysty strop gliny morenowej; 6 — glina rdzawobrunatna z gładzikami krystalicznymi pochodzenia północnego o średnicy do 10 cm; 7 — il plastyczny zbliżony do warwowego, żółto-zielono-czekoladowy

ryc. 31 i warstwa 4 na ryc. 32) przykryta w stropie przez warstwę ilitu ze śladami organicznymi (warstwa 6, ryc. 31) pochodzi przypuszczalnie z okresu akumulacji anaglacjalnej zlodowacenia środkowopolskiego. Jedy-  
nym śladem tego glaciału były poziome gładzików krystalicznych spoczy-  
wających na mułkach (warstwa 5, ryc. 31) o bardzo zredukowanej  
miąższości.

Podczas interglacjału eemskiego następuje ponowne rozcięcie doliny  
i niszczenie gliny zlodowacenia środkowopolskiego wraz z podścielają-  
cymi ją piaskami rzecznyymi. Miąższość tych żwirkowatych piasków wy-  
raźnie maleje w dół stoku (ryc. 31 — miąższość 4,8 m; ryc. 32 — 2,5 m;  
wiercenie 1 — 1,4 m, wiercenie 2 — 1,3 m). Powstaje wówczas bardzo  
typowa powierzchnia ścięcia, szczególnie dobrze czytelna w odsłonię-  
ciu na ryc. 32 (między warstwą 4 i 3).



Ryc. 34. Chotcza — dolna część stoku doliny Ilżanki

- 1 — il szarobrazowy z wtrąceniami piasku, mało plastyczny; 2 — piasek gruboziarnisty żółtobrazowy, warstwowany; 3 — piasek ciemnobrazowy, gliniasty, z głazami północnymi; 4 — muł szaroniebieski w brązowe smugi; 4a — il jasnobrazowy, plastyczny, tłusty; 5 — piaski jasnożółte warstwowane na przemian z siwymi mułkami

Po erozji interglacialnej przychodzi akumulacja wypełniająca dolinę mułkowatymi piaskami i mułkami (warstwy 4 i 3a na ryc. 31) oraz piaskami rdzawobrazowymi (warstwa 3, ryc. 32). Na tych utworach leży gruz wapienny rozwleczonego po stoku (warstwa 3, ryc. 31 i górne poziomy warstwy 3 na ryc. 32). Stropowe osady w obu odsłonięciach są również utworami zboczowymi i wiążą się jak poprzednie z peryglacjałem bałtyckim (warstwa 2 na ryc. 31 i 32).

Podobnie jak w Krępie Kościelnej nad Krępianką, zaznacza się i tu nad Ilżanką jakby dwudzielność zboczowych osadów bałtyckich. W odsłonięciu na ryc. 31 materiał stokowy jest rozdzielony przez warstwowane piaski zawierające ciągłe wkładki mułków ze śladami roślinnymi (warstwa 2a). Jakkolwiek piaski te występują tylko fragmentarycznie i są naruszone w ponownej fazie ruchów masowych, niemniej jednak dzielą one dwa powtarzające się okresy wzmożonej działalności procesów soliflukcyjnych.

Całość analizowanego materiału odsłonięć nasuwa jeszcze pewne refleksje na temat wieku doliny Iłżanki. Terasa skalna kopalnej doliny, na której zachował się szczątkowy bruk krakowski, leży co najmniej o 10 m niżej niż podłoże skalne na przyległej wierzchowinie (176 m i ok. 188 m). Wynikałoby z tego, że forma dolinna istniała już przed zlodowaceniem krakowskim. Jest to zgodne ze stwierdzoną obecnością zwirow preglacjalnych w suchym dziś, jednym z początkowych odcinków Błazinki, dopływu Iłżanki.

**Chotcza** — stok doliny Iłżanki (ryc. 33 i 34 oraz ryc. 39 d). Odsłonięcia w Chotczy, w ujściowym odcinku doliny Iłżanki, ukazują zupełnie nowy porządek sedimentacyjny z czasów zlodowacenia środkowopolskiego. Pierwsze z nich znajduje się w połowie długości stoku (strop na wysokości 141 m, ryc. 33), drugie blisko podstawy stoku (strop na wysokości około 138 m, ryc. 34).

W obu odkrywkach widać serie zastoiskowe rozdzielone przez glinę morenową o miąższości silnie zredukowanej. Odsłonięcia tworzą mniej więcej jeden ciągły profil stratygraficzny (warstwa 6 gliny morenowej na ryc. 33 odpowiada warstwie 3 na ryc. 31). W najniższej części stoku leżą typowe ily warwowe. Materiał mułkowo-ilasty sięga tu w sumie do wysokości około 139 m. Dolne warstwy zastoiskowe podścielające glinę dochodzą do wysokości około 137 m. Rzecz znamieną, że bardziej miększe utwory typu zastoiskowego występują tylko w dolnym odcinku Iłżanki. W Chotczy jest ślad istnienia zastoiska z anaglacjału i glacjału środkowopolskiego.

Stropowe osady (warstwa 2 i 3 na ryc. 33) złożone z gliny morenowej, zniesionej w zagłębienie dolinne z przyległej wierzchowiny, oraz z piasków bezstrukturalnych są utworem zboczowym peryglacjału bałtyckiego. Brak górnego pokładu gliny zwałowej w dolinie, przy jej obecności na wierzchowinach, świadczyłby o działaniu późniejszej erozji, najprawdopodobniej interglacjału eemskiego.

Łącząc w jeden profil całość omawianych osadów można by z dużym prawdopodobieństwem przyjąć dwukrotne odłożenie gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego, przedzielonej i podesłanej przez utwory zastoiskowe. Zniszczenie dolnego pokładu gliny wskazuje na przerwę czasową i erozję przed następną akumulacją osadów typu zastoiskowego. Geneza tych osadów wiąże się przypuszczalnie z zatamowywaniem odpływu wód rzecznych przez łądolód.

Odkrywka w Chotczy zmusza do zwrócenia baczniejszej uwagi na zagadnienie zastoisk i ilości glin morenowych pochodzących z okresu glacjału środkowopolskiego.

W całej peryferycznej części badanego obszaru położonej na północ



od doliny Iłzanki występują w różnych sytuacjach topograficznych często dwa, a miejscami nawet trzy poziomy gliny zlodowacenia środkowopolskiego rozdzielone przez piaski, mułki i żwiry fluwioglacjalne. Niekiedy zamiast gliny występują produkty jej rozmycia (tabl. IV A: Melanów 2, Zwoleń 1, Łuczynów, Wygoda, Zwola Stara i Zwola; tabl. IV B: Siekierka, Ruda, Okrężnica 1, Mszadła Nowa i Ciepiałów Stary). Szczególnie instruktywne jest w tym względzie wiercenie założone w dnie Zwoleńki we wsi Ruda (tabl. IV B).

W spągu na marglu senońskim leży bruk z rozmycia moreny, najprawdopodobniej zlodowacenia krakowskiego, a ponad nim seria około 30-metrowej miąższości utworów rzecznych i typu zastoiskowego przegradzana bądź materiałem rozmytej moreny, bądź jej brukiem. Dolna część tych osadów aż po fluwioglacjał pochodzi zapewne z anaglacjału środkowopolskiego, wyższa natomiast wiąże się już raczej z okresem zlodowacenia środkowopolskiego.

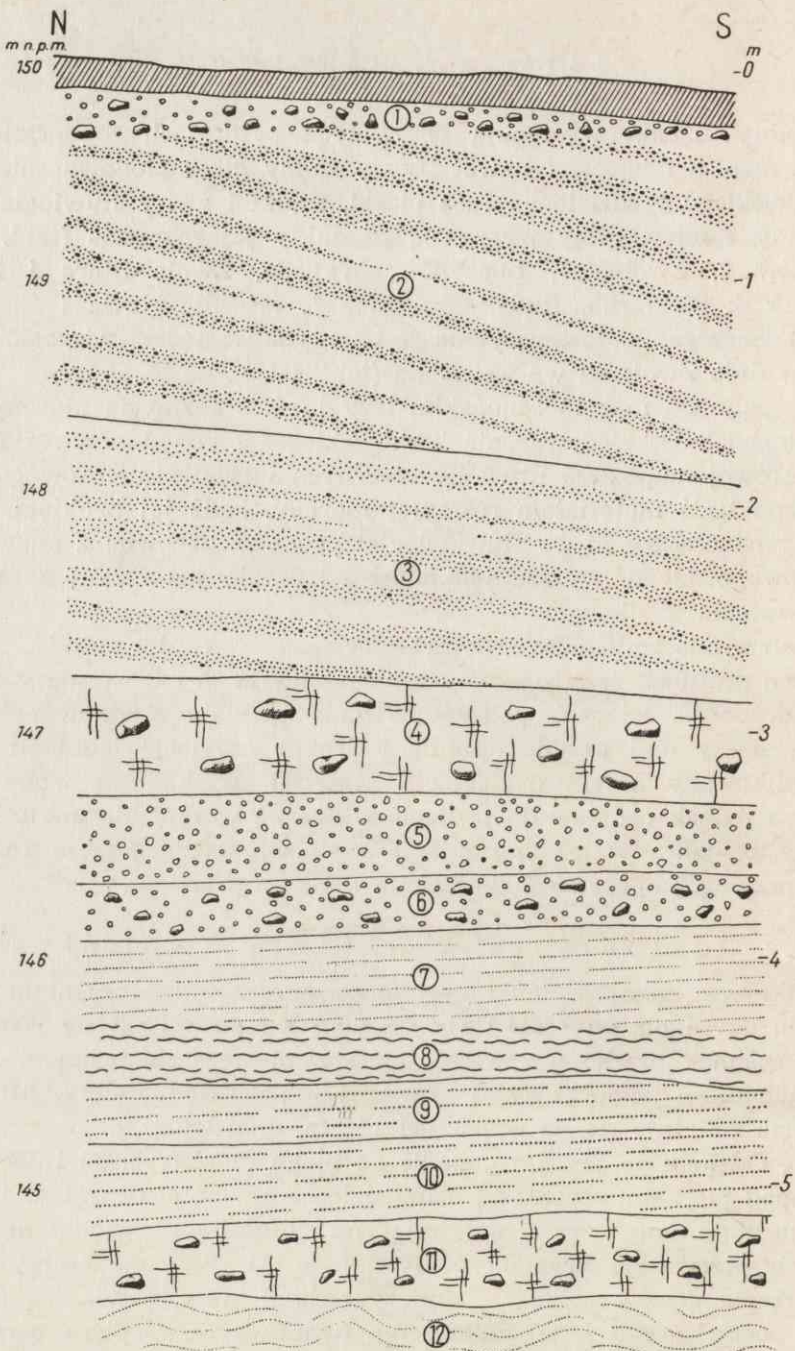
Dostrzeżona zmienność sedymentologiczna w profilu z Rudy, a także i innych profilach przedstawionych na tablicy IV A i B świadczy o wielkiej złożoności zdarzeń podczas trwania glacjału środkowopolskiego. Kryją się w niej przypuszczalnie i drobne oscylacje lądolodu i cały skomplikowany proces deglacjacji. Materiał uzyskany z wierceń nie stwarza jednak podstaw do podjęcia rozważań w tym kierunku. Zagadnienie to, jak również zagadnienie zastoisk, będzie jeszcze rozpatrywane przy ogólnej ocenie zlodowacenia środkowopolskiego.

### Odsłonięcia w dolinie Zwoleńki

Odkrywki znad Zwoleńki były omówione w oddzielnej notatce [85]. W celu uzyskania większej ilości danych do rozwoju rzeźby w plejstocenie rysunek przekopu z wsi Kijanka zamieszcza się ponownie.

**Kijanka** — wkop powyżej krawędzi współczesnej doliny. Strop odsłonięcia znajduje się na wysokości 150 m, dno doliny — na wysokości 130 m. Odsłonięcie jest prostopadłe do biegu rzeki (ryc. 35 i 39e).

Ponad piaskami rzecznyymi o układzie zaburzonym (warstwa 12) występuje glina morenowa z rozsypującymi się głazami północnymi, wśród których przeważają krystaliczne (warstwa 11). Te same cechy silnego zwietrzenia głazów wykazuje wyższy poziom gliny, a właściwie materiału pochodzącego z jej zniszczenia (warstwa 6). Dopiero górny pokład gliny (warstwa 4) jest lepiej zachowany. Serie wodne mułkowopiaszczyste są dobrze wykształcone tylko między dolnym i środkowym poziomem gliny (warstwa 7—10), natomiast utwór żwirowy podścielający górny pokład moreny ma strukturę bezładną (warstwa 5). Stropowe żwiry fluwioglacjalne (warstwa 2 i 3) przysłania glina o charakterze soliflukcyjnym.



35. Kijanka. Odślonięcie na stoku doliny Zwolenki

1 – glina morenowa soliflukcyjna; 2 – żwiry gruboziarniste o uławiceniu skośnym; 3 – żwiry średnioziarniste warstwowane równoległe; 4 – glina brązowa z głazami północnymi o średnicy do 12 cm; 5 – żwiry gruboziarniste, szare, niewarstwowane; 6 – żwiry gruboziarniste niewarstwowane z rozsypanych się zwietrzałymi głazami północnymi; 7 – piaski jasnokremowe, przemyte, warstwowane równoległe; 8 – mułki szaro-zielono-żółte, warstwowane; 9 – piaski gruboziarniste, rdzawe, warstwowane równoległe; 10 – piaski średnioziarniste, przemyte, warstwowane równoległe; 11 – glina brązowa z rozpadającymi się głazami północnymi; 12 – piaski przemyte jasnoszare o układzie zaburzonem

Do ustalenia wieku glin morenowych dopomogło porównanie tej odkrywki z profilem wiercenia w Zwoleniu, położonym kilka kilometrów dalej w górę rzeki, również na zboczu Zwoleńki (tabl. IV A, Zwoleń 1).

Dolny poziom gliny zwałowej w Kijance leży mniej więcej na tej samej wysokości około 145 m, co przemyta glina zlodowacenia krakowskiego w Zwoleniu. Biorąc pod uwagę fakt, że jest tu ona bardzo zwietrzała, można przyjąć i dla niej z dużym prawdopodobieństwem wiek zlodowacenia krakowskiego. Prócz tego w pobliskiej wsi Borowiec na zboczach Zwoleńki odsłaniają się w poziomie 143 m głązy eratyczne podeślane przez piaski rzeczne. Pożaryski [80] określa głązy jako bruk pozostały po zniszczeniu gliny zwałowej „drugiego zlodowacenia” (a więc krakowskiego). Na tle tak ustalonego wieku dolnej gliny interpretacja odkrywki przedstawiałaby się następująco.

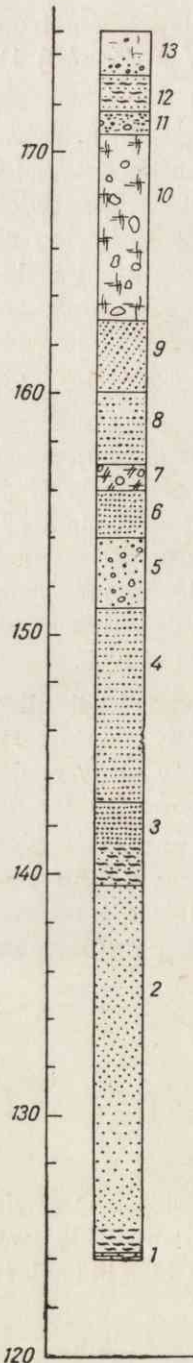
Deformacje spągowych piasków mogły powstać pod naciskiem masy łądolodu krakowskiego, który pozostawił dolną glinę morenową. Nadległe piaski i mułki pochodziłyby z anaglacjalnej fazy zlodowacenia środkowopolskiego. Okres ten kończy utwór zboczowy żwirów wymieszanych ze zwietrzalymi głązami. Jest to zapewne ślad po glinie zlodowacenia krakowskiego, która zachowana gdzieś wyżej na stoku lub wierzchowinie dostała się do doliny pod wpływem ruchów grawitacyjnych.

Z okresu glacjału środkowopolskiego pochodzi górny pokład gliny morenowej oraz żwiry fluwioglacjalne. Strop tych żwirów znajduje się 10 m poniżej przyległej wierzchowiny, na której leżą płyty gliny zlodowacenia środkowopolskiego. Wynikałoby z tego, że utwory fluwioglacjalne odsłaniające się przy krawędzi doliny były także przykryte pierwotnie przez tę glinę morenową. Uległa ona rozcięciu i usunięciu podczas erozji interglacjału eemskiego. Jej soliflukcyjne odłożenie na żwirach fluwioglacjalnych jest wtórne i wiąże się czasowo z peryglacjałem bałtyckim.

### Profil plejstocenu w Jabłonowie

Stosunkowo najpełniejszy profil stratygraficzny plejstocenu, zawierający materiał od preglacjału po zlodowacenie środkowopolskie, występuje w wierceniu ze wsi Jabłonów [93] położonej w obrębie wierzchowiny, około 10 km na NE od Zwolenia (ryc. 36).

Na podłożu senońskim leżą znacznej miąższości utwory preglacjalne (warstwa 2) przykryte przez mułki i piaski rzeczne (warstwa 3 i 4) poprze-



dzające zlodowacenie krakowskie, w czasie którego zostały odłożone dwa pokłady gliny morenowej. Dolny pokład jest wprawdzie utworem pochodzącym z rozmycia moreny (warstwa 5), jednak wykazuje on, podobnie jak i następny (warstwa 7), bardzo dużą ilość pochodzących z północy wapieni paleozoicznych. Między kolejnymi odłożeniami gliny musiała działać erozja, która doprowadziła do rozmycia pierwszej gliny, a następnie akumulacja. Pozostałościami są drobno- i średnioziarniste piaski rzeczne złożone ze skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych. Taki porządek sedymentacyjny można by przypisać drobnym oscylacjom lądolodu.

Zredukowana miąższość górnej gliny krakowskiej jest już rezultatem działania erozji interglacjału wielkiego.

Z anaglacjalnej fazy zlodowacenia środkowopolskiego pochodzą drobne i pylaste piaski z wtrąceniami żwirów (warstwa 8) oraz osady fluwioglacjalne (warstwa 9). Te ostatnie nie zawierają jednak jak w przypadku Krępanki przewagi lokalnych skał podłoża. Glacjał środkowopolski pozostawia także dwie gliny morenowe. Stropowe partie dolnej gliny składają się z gliniastego piasku drobnowarstwowanego, szarego w rdzawe smugi, silnie brylującego. Nie reaguje on z HCl. Miąższość tego utworu wynosi 1 m. Nie jest wykluczone, że mamy tu do czynienia z kopalnym śladem moreny ablacyjnej. Gliny zlodowacenia środkowopolskiego rozdziela osad typu zastoiskowego. Pozostałościami, a raczej śladem po górnym pokładzie moreny, są gliniaste piaski o najrozmaitszej frakcji, aż do pylastej włącznie, zawierające okruchy gładów eratycznych. Jest to najprawdopodobniej utwór odłożony wtórnie, pochodzenia soliflukcyjnego (warstwa 13).

Ryc. 36. Jabłonów. Profil utworów plejstocenijskich

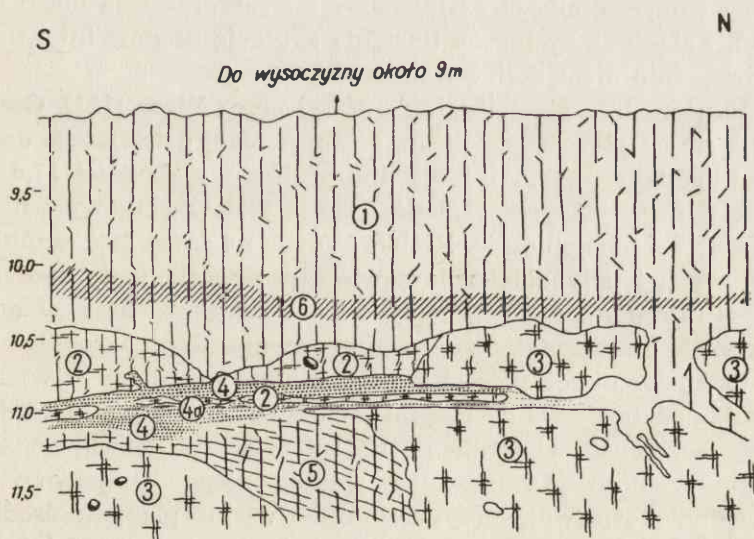
1 – strop mastrychtu; 2 – utwory preglacjalne; 3 – utwory typu zastoiskowego; 4 – utwory rzeczne; 5 – utwory z rozmycia moreny zlodowacenia krakowskiego; 6 – utwory rzeczne; 7 – glina morenowa zlodowacenia krakowskiego; 8 – utwory rzeczne; 9 – utwory fluwioglacjalne; 10 – glina morenowa środkowopolska; 11 – utwory lodowcowe przeobrażone; 12 – utwory typu zastoiskowego; 13 – zwierzelina gliny zwalowej zlodowacenia środkowopolskiego jako utwór soliflukcyjny

W omawianym profilu strop gliny zlodowacenia krakowskiego (157 m n. p. m.) leżący na głębokości 20 m pod powierzchnią topograficzną, znajduje się jednak o 10 m wyżej niż na stoku doliny Zwolenki w Zwoleniu (tabl. IV A, Zwolęń 1) i w Rudzie (tabl. IV B). Można by to wytłumaczyć bardziej ustronnym położeniem profilu w stosunku do późniejszej erozji interglacjału wielkiego, która sięga np. w oddalonym o 1 km Władysławowie (tabl. IV A) do poziomu 125,8 m i wyprząta cały starszy plejstocen. Wysokie położenie moreny zlodowacenia krakowskiego w Jabłonowie nie jest przypadkiem odosobnionym. Po drugiej stronie Wisły w Parchatce i wąwozie Ulesie materiał z rozmycia górnej gliny zlodowacenia krakowskiego występuje na wysokości ponad 160 m, a więc jeszcze o kilka metrów wyżej [79].

### Zagadnienie lessu podmorenowego

Ze stratygrafią glacjału środkowopolskiego wiąże się sprawa lessu podmorenowego, którego obecność wykrywa Pożaryska [72] w wielu odkrywkach nad Kamienną, a także w wierceniu założonym w Wólce Pętkowskiej.

Nie kwestionując możliwości występowania lessu sprzed zlodowacenia bałtyckiego, co w wypadku Kamiennej potwierdza wiercenie z Wólki



Ryc. 37. Bidzińszczyzna nad dolną Kamienną (wąwóz na S od wsi)  
 1 - less; 2 - less zgliniiony; 3 - glina spływowa z głazami północnymi; 4 - plaski jasno-kremowe, średnioziarniste, warstwowane; 4a - plaski średnioziarniste ze smugami orsztynu; 5 - less plamisty, smugowany; 6 - poziom gleby kopalnej

Pętkowskiej, należałoby jednak rozważyć, czy wszystkie podane przez Pożaryską odsłonięcia zawierają istotnie less podpadający pod tę kategorię. W kilku punktach „less podmorenowy” ma cechy utworu stokowego, albo, co najczęściej się zdarza, i less i osady nadległe nie znajdują się *in situ*. W odkrywce np. z Okoła (nr 12) less leży pod rumoszem margli kredowych wymieszanych z piaskami oraz pod „gliną zwalową starszą, nasuniętą na osady młodsze od niej” [72].

Można tu również zaprezentować odkrywkę z wsi Bidzińszczyzna o podobnie zaburzonym układzie lessu i gliny morenowej (ryc. 37).

Zarówno „less podmorenowy” (warstwa 5) jak i spoczywająca wyżej glina (warstwa 3) są typu soliflukcyjnego, na co wskazują nieregularne opływowe zarysy materiału. Dopiero nad tym utworem stokowym, złożonym z różnych osadów, leży less z poziomem gleby kopalnej w spągu.

Przykład z Bidzińszczyzny każe się liczyć z faktami występowania lessu pod gliną starszą od niego, lecz odłożoną później wtórnie pod działaniem procesów zboczowych.

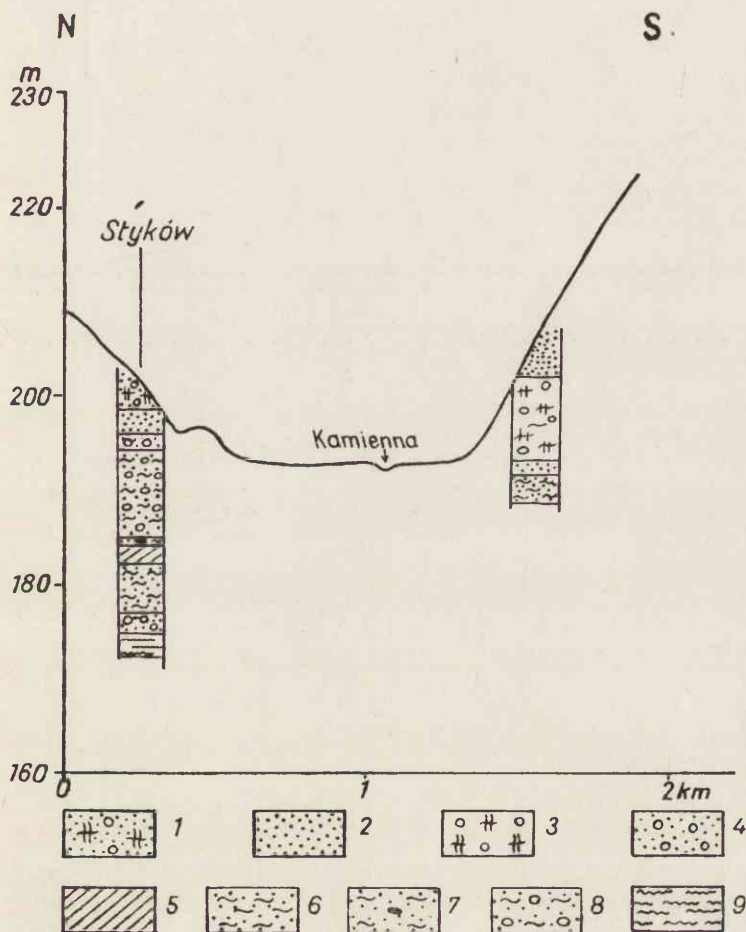
### Stanowisko interglacjalne w Stykowie

Analiza wybranych odsłonień plejstocenu — z powodu braku danych paleobotanicznych — dokonana jest wyłącznie na podstawie kryterium petrograficzno-facjalnego. Nad Kamienną w Stykowie występuje wprawdzie flora interglacjalna, lecz jej pozycja stratygraficzna budzi wiele zastrzeżeń. Załączona rycina 38 ilustruje sytuację osadów interglacjalnych na tle przekroju przez dolinę Kamiennej.

Torf z florą interglacjalną badany był przez Wąsa [121]. Osady torfu znajdują się na głębokości 17,0 m, a 8 m poniżej dzisiejszego dna doliny. Analizie poddana została tylko jedna próbka z głębokości 17,6 m, a nie cały profil torfu. Z tych względów obraz jest wycinkowy i nie udokumentowany paleobotanicznie. Próbka badana na zawartość szczątków makroskopowych i palynologicznie zawiera pewne elementy spotykane zarówno w interglacjale wielkim, jak i eemskim, ale brak w niej roślin przewodnich umożliwiających pewną decyzję. Sam autor jest skłonny uznać torf jako utwór powstały na początku interglacjału wielkiego na podstawie podobieństwa do profilu z Olszewic nad Pilicą, lecz dopuszcza również możliwość zaliczenia go do interglacjału eemskiego. Za interglacjalem wielkim przemawiałby według niego 10-metrowy nadkład serii wodnolodowcowej, przypuszczalnie wieku glacjału środkowopolskiego. Do holocenu należałoby jednak zaliczyć najbardziej stropową część profilu. Przy okazji Wąs przypomina, że odcinek Kamiennej, na którym znajduje się teren wiercenia, został zalany za czasów Staszica przez spiętrzenie wody. Gdyby przyjąć drugą ewentualność, tzn. eem-

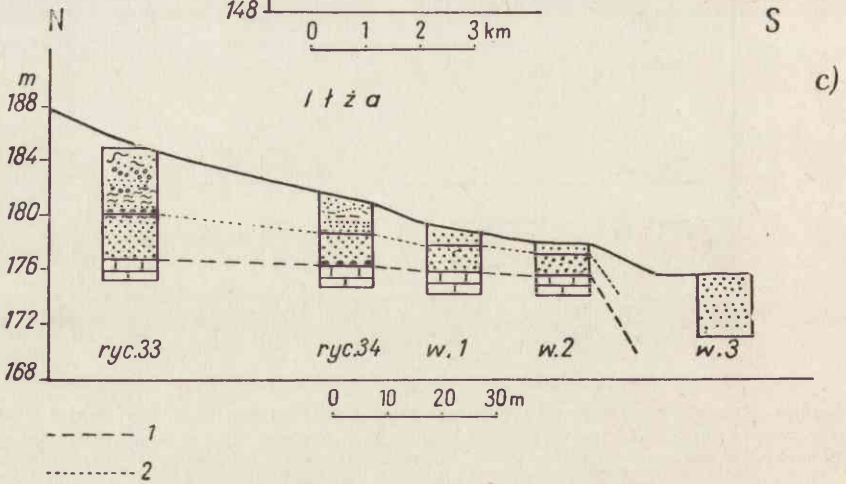
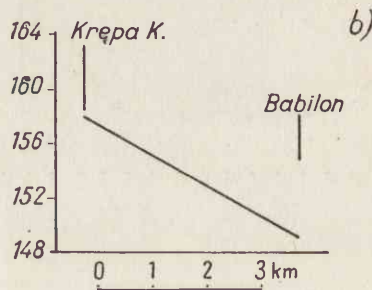
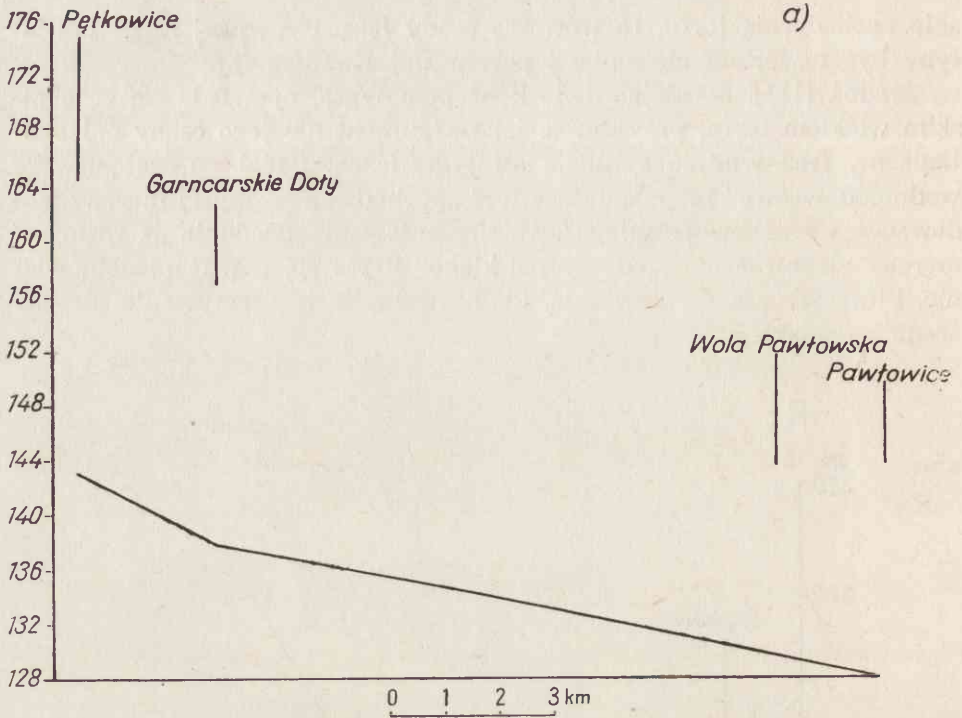
skie pochodzenie torfu, to wówczas osady leżące powyżej niego musiałyby być utworami akumulacji poeemskiej Kamiennej.

Środoń [111], oceniając dwie koncepcje Wąsa, opowiada się za eemskim wiekiem torfu, przyjmując jako argument nie jego cechy paleobotaniczne, lecz właśnie sytuację stratygraficzną. Sądzi on, że „utwory wodnolodowcowe” przysłaniające torf „pochodzą z rozmytej moreny zlodowacenia środkowopolskiego”. W sformułowaniu Środonia „z rozmytej moreny zlodowacenia środkowopolskiego” kryje się pewne niedomówienie, które zmusza do zapytania, kiedy nastąpiło to rozmywanie moreny środkowopolskiej?

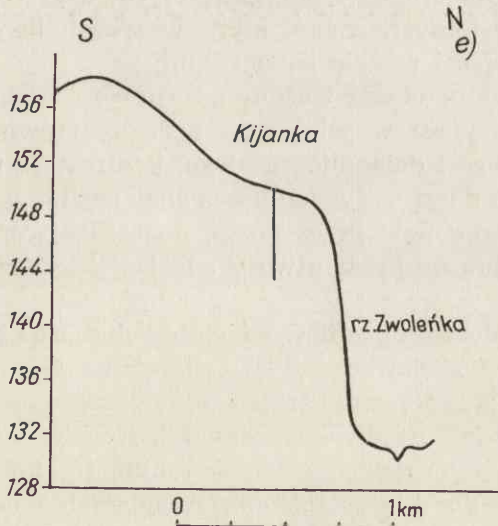
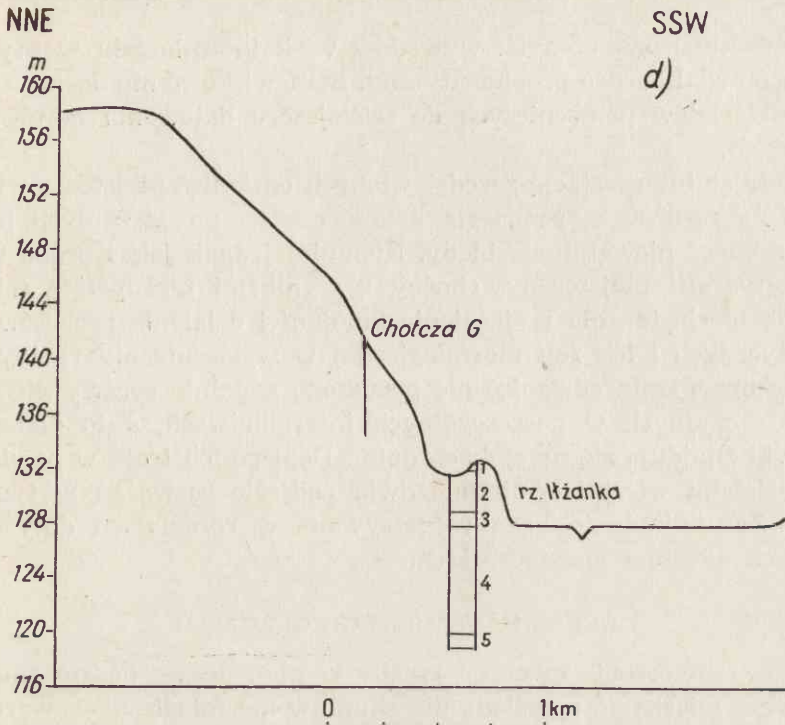


Ryc. 38. Przekrój geologiczny przez dolinę Kamiennej

1 – glina piaszczysta ze śladami organicznymi; 2 – piasek; 3 – glina zwałowa; 4 – otoczaki piaskowca; 5 – torf; 6 – pyły; 7 – pyły z częściami organicznymi; 8 – otoczaki i okruchy piaskowca krzemieni, kwarcu, granitów i piasek pylasty; 9 – il kajprowy







Ryc. 39. Położenie wybranych odsłoneń plejstocenu

a – położenie odkrywek w stosunku do profilu dna doliny Kamiennej; b – położenie odkrywek w stosunku do profilu dna doliny Krępianki; c – przekrój poprzeczny przez dolinę Rżanki w Rży (1 – rozcięcie w interglacjale wielkim; 2 – rozcięcie w interglacjale eemskim); d – położenie odkrywki na tle przekroju poprzecznego doliny Rżanki (1 – gleba torfiasta; 2 – szary piasek; 3 – biały piasek; 4 – piasek szary drobny; 5 – gruby żwir); e – położenie odkrywki na tle przekroju poprzecznego doliny Zwoleńki

W świetle przytoczonych wywodów wiek interglacjału w Stykowie pozostaje nadal bardzo problematyczny. Stanowisko to nie dostarcza żadnych materiałów pomocniczych do ściślejszego datowania faktów plejstocenijskich.

Oceniając interpretację przedstawionych odsłoneń plejstocenu jeszcze raz należy podkreślić, że oparta z konieczności na szczupłych podstawach, zawiera niewątpliwie błędy. Niemniej jednak jakaś próba ustalenia stratygrafii plejstocenu, choćby z wynikami niezupełnie ścisłymi, staje się niezbędną dla wyjaśnienia kolejności działania procesów morfogenetycznych i ich roli morfologicznej w wykształceniu rzeźby.

Przy omawianiu odsłoneń nie poruszono zupełnie sprawy głębokości rozcięć erozyjnych w poszczególnych interglacjalach, a to dlatego, że odkrywki znajdują się na stokach dolin. Dopiero ich treść w powiązaniu z materiałami wiertniczymi umożliwia podjęcie rozważań w tym kierunku. Zagadnienia te będą rozpatrywane w rozdziałach dotyczących kolejnych okresów plejstocenijskich.

#### OKRES NAJSTARSZEGO GLACJAŁU

Próba odtworzenia ewolucji rzeźby w plejstocenie będzie zmierzała w głównej mierze do prześledzenia skutków morfologicznych warunków glacialnych, interglacialnych i peryglacialnych, a przede wszystkim do uchwycenia tych istotnych zmian, które w sposób bardziej trwały zapisały się w dzisiejszej rzeźbie powierzchni.

Łądogłód wkracza na obszar złożony z form różnowiekowych. Z rzeźbą wierzchowinową kryjącą w sobie dwa poziomy zrównań trzeciorzędowych (paleogeńskiego i dolnopliocenijskiego) kontrastują młodopliocenijskie doliny o rozległych dnach zasypane przez anaglacialne osady preglacjału, częściowo już wyprzątnięte przez erozję poprzedzającą glacial krakowski i zasypane ponownie przez utwory anaglacialnej fazy tego zlodowacenia.

Z przeglądu odsłoneń i profilów wiertniczych można by wysnuć wniosek o dwukrotnym zlodowaceniu NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i o klimatycznym oddziaływaniu trzeciego, młodszego od nich. Są to: zlodowacenie krakowskie, środkowopolskie i bałtyckie. Istnieją nadto zapisy starszych od krakowskiego oziębień klimatu, które spowodowały rozległe zasypanie dolin preglacjałem. Anaglacialne osady preglacjału nie zawierają jednakże materiału północnego i na tej podstawie wolno sądzić, że badany teren był po raz pierwszy przykryty łądogłodem dopiero w czasie zlodowacenia krakowskiego.

Dla doliny Kamiennej Pożaryska przyjmuje ze znakiem zapytania jeszcze jedno starsze zlodowacenie poprzedzające glacial krakowski [72]. Śladów jego upatruje w żwirach staroplejstocenijskich złożonych z ma-

teriału świętokrzyskiego i małej domieszki materiału krystalicznego nieznanego pochodzenia.

Zwolennikiem większej ilości zlodowaceń w południowej Polsce jest również Pożaryski [79], który widzi bruk tego najstarszego glaciału (odpowiednika Günzu) w Okole nad Kamienną. Bruk ten, jak to pokazuje ryc. 24 (warstwa 10), nie znajduje się jednak *in situ* i pochodzi raczej z rozmycia moreny zlodowacenia krakowskiego.

W analizowanych lewobrzeżnych dopływach Wisły nie stwierdzono nigdzie utworów akumulacji glacialnej wieku sprzed zlodowacenia krakowskiego. Sytuacja jest analogiczna w przełomowej dolinie Wisły. Pożaryski sądzi mimo to, że najstarsza morena (Günzu) przykryła odcinek przełomu Wisły, lecz uległa ona wyprzątnięciu podczas erozji interglacialnej poprzedzającej nasunięcie lądolodu krakowskiego. Jako cechę przewodnią tego glaciału przyjmuje on obecność czerwonego piaskowca pochodzenia północnego, którego nieliczne ślady odnajduje w osadach fluwialnych podścielających utwory datowane na zlodowacenie krakowskie [79].

W podobny sposób, tzn. w oparciu o bardzo niepewne materiały, ocenił Jahn ewentualność pobytu tego najstarszego lądolodu na Wyżynie Lubelskiej [34].

Morenę zlodowacenia krakowskiego lub jej bruk podścielają anaglacjalne osady tegoż zlodowacenia: fluwialne i jeziorne. Na zboczach doliny Kamiennej, gdzie uchwycić można ich stosunek do preglaciału, leżą one bądź na zredukowanych żwirach preglacialnych, od których różnią się brakiem materiału karpackiego, bądź też bezpośrednio na podłożu skalnym. Występowanie utworów preglacialnych ograniczone do kilku punktów, przy ich wysokim położeniu w Garncarskich Dołach (strop na wysokości 157,5 m), świadczy o okresie erozji poprzedzającej anaglacjał krakowski. Do datowania tej erozji mogą jednak posłużyć tylko te miejsca, w których na zredukowanym preglacjale spoczywają osady anaglacjalnej fazy zlodowacenia krakowskiego, a więc Garncarskie Doły pod Okołem (ryc. 24) albo wiercenie z Wólki Pętkowskiej opisane przez Pożaryską [72]. Wielkość ówczesnej erozji nie jest możliwa do odтворzenia, gdyż w dolinach żywych, funkcjonujących wzdłuż tych samych linii obniżen, późniejsza żywsza erozja wgłębna zaciera ślady poprzedniej. Wspomniane wyżej odsłonięcie i wiercenie znad Kamiennej nie wnoszą także nic w tym względzie, ponieważ znajdują się na zboczach doliny.

Tymczasem według opinii Pożaryskiego powstaje wtedy w przełomie Wisły najgłębsze wcięcie rzeki w podłoże skalne, sięgające do 40 m poniżej obecnego jej poziomu [80].

W analizowanych lewobrzeźnych dopływach Wisły maksymalna erozja wgłębna zjawia się dopiero w interglacjale wielkim.

Ani w dnie doliny Zwoleńki, ani Kamiennej, Krępianki, czy Iłzanki nie znaleziono w spagu plejstocenu osadów anaglacjału krakowskiego.

Nie jest jednak wykluczone, że już wówczas na peryferiach rozległej preglacjalnej doliny, przypuszczalnie pra-Wisły, formuje się pod Zwoleniem dolina Zwoleńki (ryc. 23 A), która kieruje swoje wody do przełomu wiślanego. W ten sposób w dawnej szerokiej formie dolinnej pochylonej na NW (widać ją na mapie rzeźby podłoża czwartorzędu — tabl. III) powstaje dział wód. Część wód przybiera kierunek SE i wzdłuż dzisiejszej Zwoleńki płynie do Wisły. Na odcinku pod Rudą i Okrężnicą (tabl. IV B) jest to zapewne dolina głębiej wcięta niż forma poprzednia, gdyż na jej stoku w Okrężnicy ulegają zniszczeniu osady preglacjalne. Owe zmiany hydrograficzne mogły być wywołane przez procesy erozji wstecznej, które szły od przełomowego odcinka doliny Wisły.

Po okresie o nieznannej bliżej wartości erozji wgłębnej następuje faza akumulacji widocznej w wielu odkrywkach i wierceniach. Wiąże się ona genetycznie z postępowaniem zimna w anaglacjale krakowskiego zlodowacenia. Do tego typu osadów należą w dolinie Kamiennej mułki z Garncarskich Dołów pod Okołem (ryc. 24, warstwa 11), pochodzące przypuszczalnie ze schyłku anaglacjału, gdy odpływ wód rzecznych był już zatamowany. Ich strop znajduje się na wysokości około 158 m. Poza tym w różnych punktach doliny Kamiennej leżą zbadane przez Pożaryską [72] szarozielone piaski o różnej frakcji z wkładkami żwirów i otczaków złożonych z wapieni, krzemieni jurajskich, kwarcytów, margli kredowych, litytów i piaskowców oraz nielicznych wtrąceń skał krystalicznych. Materiał ten reprezentuje osad rzeczny. Zachowana miąższość utworów akumulacji anaglacjału krakowskiego waha się od 0,15 do 10 m. Strop ich sięga w Okole maksymalnej wysokości około 158 m.

Poza doliną Kamiennej osady o cechach anaglacjalnych występują nad Iłzanką w Iłży [83], nad Zwoleńką w Kijance (ryc. 35) oraz w kopalnej formie dolinnej w Jabłonowie (ryc. 36).

W Iłży [83] na skałach jurajskich leżą piaski rzeczne z otczakami wapiennymi w kształcie dysku. Przy stoku doliny widać ten sam materiał rzeczny, lecz znacznie słabiej obtoczony. W Kijance (ryc. 35, warstwa 12) glinę krakowską podścielają piaski rzeczne w układzie zaburzonym (strop na wysokości około 144,5 m), a w Jabłonowie (ryc. 36, warstwa 3 i 4) mułki i piaski rzeczne o frakcji zróżnicowanej (strop na wysokości 151 m).

Z czasów zlodowacenia krakowskiego pochodzą tylko nieliczne płyty gliny zwałowej, częściej bruk lub osady wtórne powstałe z jej rozmycia. Rzecz znamienna, że w analizowanych dolinach, w najgłębszym plejsto-

ceńskim rozcięciu leży materiał przemytej moreny zlodowacenia krakowskiego (tabl. IV A, dolina Zwoleńki w Zwoleniu 3; tabl. IV B, dolina Zwoleńki w Rudzie oraz kopalna dolina w Mszadle Nowej). Wspólną cechą petrograficzną glin i bruków moreny krakowskiej jest obecność licznych wapieni paleozoicznych pochodzenia północnego.

W zboczach doliny Kamiennej występują dwa pokłady gliny zlodowacenia krakowskiego przedzielone przez utwory fluwioglacjalne. Są to żwiry „tarasu V” według nomenklatury Pożaryskiej [72].

Do ustalenia stratygrafii tego glaciału dopomogło wykonane przez nią wiercenie w Wólce Pętkowskiej [72]. Dolna glina zlodowacenia krakowskiego miąższości 1,7 m spoczywa tu na mułkach anaglacjalnych i jest przykryta wspomnianymi żwirami o cechach fluwioglacjalnych. Żwiry te podścielają z kolei górny pokład moreny zlodowacenia krakowskiego. Widać je w Pętkowicach (ryc. 25, warstwa 9), gdzie leży na nich oliwkowoszara glina, będąca najprawdopodobniej odpowiednikiem górnej gliny zwałowej zlodowacenia krakowskiego (warstwa 8).

Wydaje się, że również w Garncarskich Dołach pod Okołem odnaleźć można ślad dwudzielności glaciału krakowskiego (ryc. 24, warstwa 10 — bruk, warstwa 9 — utwory fluwioglacjalne, warstwa 8 — górny pokład gliny). Sytuacja stratygraficzna śladów gliny zlodowacenia krakowskiego w Woli Pawłowskiej (ryc. 26) jest niepewna, gdyż ma ona charakter utworu wtórnie odłożonego, jednak podścielają ją typowe utwory fluwioglacjalne (warstwa 10) należące do serii żwirowej „tarasu V”.

W obrębie doliny Wisły na odcinku ujścia Kamiennej pozostałością po zlodowaceniu krakowskim są osady pochodzące z rozmycia moreny oraz piaski i iły [79].

Poza doliną Kamiennej na dwa poziomy gliny krakowskiej natrafiono wierceniem w Jabłonowie (ryc. 36, warstwa 5 i 7). Rozdzielający ją piasek i żwir zawiera przeważnie materiał pochodzenia północnego, w tym sporo wapieni staropaleozoicznych (warstwa 6). Również w Kijance (ryc. 35) nad Zwoleńką występują dwie gliny krakowskie, choć tylko dolny pokład jest *in situ*.

Bruk i utwory z rozmycia gliny zlodowacenia krakowskiego, bez bliższego jednak określenia pierwotnej pozycji stratygraficznej, leży często wprost na podłożu skalnym w najgłębszych rozcięciach dolin plejstocieńskich, bądź też na ich stokach. W takiej sytuacji znajdują się ślady po morenie zlodowacenia krakowskiego we wszystkich niemal analizowanych dopływach Wisły.

Bruk z rozmycia moreny krakowskiej leży w dnie najgłębszej kopalnej doliny Zwoleńki w Zwoleniu (tabl. IV A, Zwoleń 3, warstwa 2) oraz na jej stoku w Zwoleniu 1 (warstwa 3). Analogicznie rzecz wygląda

w Rudzie (tabl. IV B). Spoczywa on również na dnie całkowicie pogrzebanej formy dolinnej we wsi Mszadła Nowa (tabl. IV B).

Prócz tego przemyty materiał powstały z gliny zlodowacenia krakowskiego odsłania się na zboczu Krępianki w Krępie Kościelnej (ryc. 28, warstwa 8) i w Babilonie (ryc. 29, warstwa 6), a także nad Iłżanką w Iłży (ryc. 32, warstwa 6).

Osady glacialne zlodowacenia krakowskiego przetrwały właściwie tylko w obrębie dolin, gdyż na obszarach wierzchwinowych morena tego zlodowacenia uległa prawie całkowitej denudacji. Nikłe jej ślady w postaci bruku odnaleźć wprawdzie można w różnych punktach terenu, lecz zwartych pokryw gliny brak.

Z tych powodów próba rekonstrukcji ówczesnej rzeźby staje się niemożliwa. Fakty geologiczne w dolinach upoważniają jedynie do przypuszczenia, że już podczas trwania glacjału krakowskiego postępowała modyfikacja rzeźby. Między odłożeniem obu pokładów gliny musiała działać erozja, gdyż dolny pokład jest przeważnie silnie zniszczony. Dziś strop gliny zlodowacenia krakowskiego sięga maksymalnie do wysokości 166,5 m (Pętkowice nad Kamienną, ryc. 25). Na północnych peryferiach pod Zwoleniem strop najwyższej położonej moreny krakowskiej znajduje się w Jabłonowie na wysokości 157 m.

#### ZNACZENIE MORFOLOGICZNE INTERGLACJAŁU WIELKIEGO

Wyprzątnięcie glin morenowych zlodowacenia krakowskiego, a często także utworów je podścielających, jest dziełem erozji interglacjału wielkiego.

Erozja wgłębna osiąga wówczas maksymalną wielkość. Dno interglacialne doliny Zwoleńki w Zwoleniu znajduje się na poziomie 119 m, a bliżej ujścia do Wisły, w Rudzie, na wysokości 95,6 m (tabl. IV A i B). W obu wymienionych przypadkach w dnie doliny leży materiał z rozmycia moreny zlodowacenia krakowskiego.

Erozja rozcina i usuwa nie tylko starszy plejstocen, lecz dociera nawet do podłoża skalnego. Z tej przyczyny morena zlodowacenia krakowskiego nie zachowała się *in situ* w dnach dolin, a tylko na zboczach (Garncarskie Doły i Pętkowice nad Kamienną — ryc. 24 i 25, Kijanka nad Zwoleńką — ryc. 35, Jabłonów — ryc. 36). Przejście rzek w poziom niższy niż uprzednio warunkuje powstanie teras erozyjno-akumulacyjnych zasłanych materiałem starszego plejstocenu. Fakt ten tłumaczy występowanie zarówno w dolinie Kamiennej, jak i w dolinie Iłżanki, czy Krępianki załomów skalnych, których poziom wyznacza wysokość poprzednią den dolinnych (np. ryc. 39c). Tak też powstał zapewne ów „teras V” w dolinie Kamiennej [72].

Głębokość wcięć dolin interglacjalnych odczytać można na załączonych przekrojach geologicznych (tabl. IV A i B).

Dolina Zwolenki w Zwoleniu jest głębsza od współczesnej o 29,5 m, a od preglacjalnej, której dno znajduje się poza dzisiejszą jej formą w Zwoleniu 1 — o 13,5 m. W Rudzie, na dalszym odcinku biegu tej rzeki różnica głębokości między współczesną a interglacjalną doliną wynosi 39,4 m.

Dno kopalnej formy dolinnej pogrzebanej aż do poziomu wysoczyzny leży we wsi Mszadła Nowa na wysokości 112,5 m, o 6,5 m poniżej dna doliny preglacjalnej widocznej w Przyłęku.

Dolina Kamiennej na odcinku ujściowym ma dno interglacjalne w poziomie 128 m, współczesne na wysokości 135 m, a preglacjalne najprawdopodobniej na wysokości 149 m (mapa rzeźby podłoża czwartorzędu, ujściowy odcinek rzeki).

Interglacjalna dolina Krępianki w Lipsku jest o kilka metrów głębsza od współczesnej, a w dół rzeki przy wylocie do Wisły różnica ta wzrasta do 10 m. Świadczy to równocześnie o większym spadku profilu podłużnego ówczesnej rzeki. Podobnie układają się stosunki w dolnym odcinku Iłzanki.

W wymienionych dwu dolinach nie znaleziono osadów preglacjalnych i dlatego nie można obliczyć ich pogłębienia interglacjalnego w stosunku do dna preglacjalnego.

O działaniu erozji na zboczach informują niektóre odsłonięcia. W Iłży np. ulega wyprzątnięciu ze stoku Iłzanki glina zlodowacenia krakowskiego, a osady anaglacjału środkowopolskiego leżą wprost na litej skale (ryc. 31, 32, wiercenie 2 oraz ryc. 39c). Taka sama sytuacja wytwarza się w dolinie Krępianki w Babilonie (ryc. 29). W Garncarskich Dołach nad Kamienną widać również ścięcie po stoku gliny zlodowacenia krakowskiego (ryc. 24). Dowodem erozji są wyraźne powierzchnie ścięć, których przebieg daje się dziś zrekonstruować na podstawie dyskordancji stratygraficznej.

Z lepiej lub gorzej zachowanym w obrębie wierzchowin wyglądem rzeźby pochodzącej z glacjału krakowskiego, chronionej przez roślinność, kontrastują młode, głębokie doliny interglacjalne. Globalnego wzrostu deniwelacji nie można niestety określić, ponieważ nie wiadomo, jaka była miąższość pokryw morenowych. W każdym razie głębokość dolin wzrosła co najmniej o kilkanaście metrów.

Rezultaty działania silnej erozji nie budzą wątpliwości. Nieznana jest jednak jej przyczyna. Może to skutek jakichś niezbadanych dotychczas ruchów skorupy ziemskiej. Wielkie ożywienie erozji wgłębnej nie przeczy w zasadzie takiej hipotezie. Nie wiadomo jednak, jak przebiegała erozja tego interglacjału na pozostałych terenach Polski. Dotychczasowe

wyniki badań nie dają w tym względzie jednoznacznej oceny. Czyżby to więc było zjawisko w skali regionalnej, a może strefowej? Rozwiązanie tego problemu wymagałoby systematycznych badań nad erozją wszystkich interglacjalów, prowadzonych na różnych obszarach.

#### ANAGLACJAŁ, GLACJAŁ I KATAGLACJAŁ ZŁODOWACENIA ŚRODKOWOPOLSKIEGO

Po okresie wielkiej erozji interglacjalnej następuje okres nie mniej potężnej w skutkach akumulacji. Jest to rezultat stopniowego oziębiania klimatu w anaglacjalnej fazie zlodowacenia środkowopolskiego. Serie fluwialne i niekiedy typu zastoiskowego, które pochodzą z tego czasu, zacierają świeżo wytworzone kontrasty w rzeźbie interglacjalnej i umniejszają jej deniwelacje. Fluwioglacjał poprzedzający bezpośrednią transgresję lądolodu dopełnia miary tego wypełniania dolin.

Przy rozpatrywaniu utworów akumulacji anaglacjalnej wysuwa się problem zastoisk, których osady, przeważnie w facji mułkowej, występują w dolnych odcinkach dolin przed ich połączeniem z Wisłą.

Ślady anaglacjalnej akumulacji widoczne są we wszystkich analizowanych dolinach.

W dolinie Kamiennej w Woli Pawłowskiej (ryc. 26) i Pawłowicach (ryc. 27) występują mułki i łyły typu zastoiskowego. Strop ich znajduje się na wysokości około 145 m.

W dolinie Iłżanki w Iłży (ryc. 32) ponad brukiem zlodowacenia krakowskiego leży 2,5-metrowa seria żwirów i piasków rzecznych. Przy ujściu tej rzeki do Wisły (Chotcza, ryc. 33 i 34) dominują mułki typu zastoiskowego. Dolna ich partia, pod gliną zlodowacenia środkowopolskiego, z łąkami warwowymi ma strop na wysokości 137 m.

W kopalnej dolinie Zwoleńki w Zwoleniu (tabl. IV A, Zwoleń 3, warstwa 3) na rozmytym bruku moreny zlodowacenia krakowskiego odwiercono pokład piasków rzecznych o miąższości 22,5 m (strop na wysokości 143 m). Występują one również na zboczu tej doliny (Zwoleń 1) i sięgają podobnej wysokości. Wiercenie w Rudzie założone w dnie doliny stwierdza obecność osadów mułkowo-piaszczystych i zastoiskowych o miąższości 12 m dopiero poniżej wysokości 112,1 m (tabl. IV B). Tuż obok na zboczu doliny w Okrężnicy leżą 28-metrowej miąższości piaski rzeczne do wysokości 150 m. Przeważa w nich materiał lokalny, a frakcja osadów zmienna wykazuje jakby pewien powtarzający się rytm. Taki sam charakter petrograficzny i facjalny mają utwory fluwialne w pobliskim wierceniu z Okrężnicy 2 (tabl. IV B). Stropowe piaski są przewarstwione materiałem pylastym i mułkowym typu zastoiskowego.

Na załączonej tabl. IV A i B widać bogato rozwinięte serie fluwialne



i mułowo-zastoiskowe. Jednakże względnie pewna ich pozycja stratygraficzna jest tylko tam, gdzie przykrywają je utwory fluwioglacjału poprzedzające transgresję lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego, a więc: w Atalinie, Władysławowie, Jabłonowie i Wygodzie (tabl. IV A), w Rudzie, Mszadle Nowej (tabl. IV B). Maksymalna miąższość tych anaglacjalnych osadów wynosi ok. 26 m w dwu kopalnych dolinach w Mszadle Nowej i Władysławowie, gdzie strop ich położony najwyżej znajduje się na wysokości 160 m.

W zanalizowanych profilach wierceń utwory typu zastoiskowego nie zawierają nigdzie ilów warwowych. Są to raczej osady złożone z warstwowanych pylastych piasków i mułków z drobnymi tylko soczewkami i wkładkami ilastymi. Mają one strop na różnych wysokościach absolutnych — od 112,1 m w dolinie Zwolenki w Rudzie do 160 m we Władysławowie. Wydaje się, że nie można tu upatrywać jakiegoś wspólnego zbiornika zastoiskowego, który ogarniałby większą przestrzeń. Ten typ osadów charakterystyczny jest jednak dla dolin położonych bliżej Wisły. Można by więc dopuścić ewentualność jakiegoś rozlewiska wód typu zastoiskowego na terenie przywiślanym w północnej części przełomu, co znajduje w pewnym sensie odbicie także w ujściowych odcinkach dolin położonych bardziej na południe, jak np. w Ilżance i Kamiennej.

Wraz z oziębieniem klimatu pod koniec anaglacjalnej fazy zlodowacenia środkowopolskiego w warunkach już peryglacjalnych odżywają procesy ruchów masowych i powstają struktury mrozowe. Dowody tych zmian klimatycznych odnaleźć można w wielu odsłonięciach.

Nad Kamienną w Garncarskich Dołach (ryc. 24, warstwa 6) ulegają wówczas deformacjom soliflukcyjnym utwory mułkowate. Plikacje w osadach pylasto-mułkowo-piaszczystych z Pętkowic (ryc. 25) pochodzą również z tego czasu. Przysłania je tu nadto bezstrukturalny piasek zboczowy. W Woli Pawłowskiej (ryc. 26) spełza po stoku jakaś resztką gliny zlodowacenia krakowskiego i miesza się z osadami ilastymi, a w Pawłowicach (ryc. 27 i fot. 6) do ilów zastoiskowych dostają się bryły zmarzniętego piasku.

Nasunięcie lądolodu poprzedza zasypanie fluwioglacjalne. Wypełnia ono po brzegi zagłębienia dolinne, a nawet wykracza miejscami poza ich obecne krawędzie (przykład z Kijanki czy Babilonu). Podobne fakty stwierdzono na Wyżynie Lubelskiej [34].

Utwory fluwioglacjalne mają charakter transgresywny. Widać to dobrze w Pawłowicach nad Kamienną. W ich składzie petrograficznym jest bardzo dużo lokalnych skał podłoża, co świadczy dobitnie o skali denudacji w anaglacjale środkowopolskim i o zdarciu pokryw moreny zlodowacenia krakowskiego przed nasunięciem lądolodu środkowopolskiego.

Piaski, żwiry i otoczaki serii fluwioglacjalnej są najtypowiej wykształcone w dolinie Krępianki w Krępie Kościelnej (ryc. 28, warstwa 7) i Babilonie (ryc. 29, warstwa 4 i 5). Występują one również nad Kamienną w Woli Pawłowskiej (ryc. 26, warstwa 4 i 5) oraz w Pawłowicach (ryc. 27, warstwa 6). Strop osadów fluwioglacjalnych sięga w dolinie Krępianki do wysokości około 160 m, przy ujściu Kamiennej w Woli Pawłowskiej — do wysokości około 150 m. Nie jest to oczywiście wysokość pierwotna, gdyż podano tu wartości z odsłoneń położonych na zboczach dolin.

Ponadto akumulację fluwioglacjalną zarejestrowano w wielu otworach wiertniczych wykonanych pod Zwoleniem (tabl. IV A i B). Seria taka występuje w dolinie Zwolenki w Rudzie (warstwa 6), w Atalinie (warstwa 5), w Mszadle Nowej (warstwa 8), w Ławecku Nowym (warstwa 3), w Jabłonowie (warstwa 9) oraz Wygodzie (warstwa 7). Strop zachowanych osadów fluwioglacjalnych znajduje się najwyżej w kopalnych dziś formach dolinnych: we Władysławowie — na wysokości 163 m, w Jabłonowie — na wysokości 163 m. Miąższość osadów fluwioglacjalnych wynosi tu 3 m.

Utwory fluwioglacjalne osadzone w okresie poprzedzającym nasunięcie lądolodu mają wszędzie na badanym terenie miąższość nieznaczną, maksymalnie kilkumetrową.

W tym miejscu należałoby się zastanowić, czy tuż przed transgresją lądolodu nie wystąpiła znów erozja wgłębna i czy nie wyprątała ona osadów anaglacjalnych, jak to przyjmuje Jahn [34] dla Wyżyny Lubelskiej?

W profilu dna Zwolenki w Rudzie na cienkim osadzie fluwioglacjalnym leży nie glina, lecz produkty jej rozmycia. Mógłby to więc być rezultat erozji działającej podczas trwania zlodowacenia środkowopolskiego na terenach czasowo uwolnionych od lodu, a nie jego anaglacjalnej fazy.

W tej samej jednak dolinie Zwolenki w Zwoleniu osady anaglacjału środkowopolskiego mają strop nierówny, co mogłoby świadczyć o pojawieniu się fali erozji. Trzeba też dopuścić możliwość egzaracji lądolodu, co wydaje się bardzo prawdopodobne.

Pożaryska wyróżnia jeszcze w dolinie Kamiennej „less podmorenowy” pod gliną zlodowacenia środkowopolskiego. Wykrywa go przy pomocy wiercenia założonego w Wólce Pętkowskiej [72]. W innych natomiast opisanych przez nią odsłonięciach albo less ten, albo utwory spoczywające na nim mają cechy osadów stokowych. W sumie, poza informacją uzyskaną z wiercenia, inne materiały z doliny Kamiennej nie dostarczają zupełnie pewnych dowodów na przyjęcie lessu wieku środkowopolskiego. Problem ten dla omawianego obszaru jest nadal otwarty.

Z czasów zlodowacenia środkowopolskiego przetrwały do dziś od jednego do czterech pokładów glin morenowych. Są one rozdzielone często tylko przez utwory typu zastoiskowego, lub przez osady fluwialne czy fluwioglacjalne. Ta wielość glin, szczególnie gdy są one odłożone między mułami, nie musi jeszcze świadczyć o wielokrotności odrębnych nasunięć łądolodu środkowopolskiego. Niektóre z nich mogą pochodzić z deglacjacji. Pod takim kątem widzenia ilość glin środkowopolskich nie była dotychczas rozpatrywana na obszarze Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. Taka jednak ewentualność ich genezy ma wiele cech prawdopodobieństwa.

Požaryski [81], który pisze, że „zlodowacenie środkowopolskie między Warszawą a Zawichostem zostawiło parę pokładów morenowych rozdzielonych jedynie typowymi iłami zastoiskowymi lub cienkimi wkładkami piasków fluwioglacjalnych”, nie precyzuje bliżej swych poglądów na temat ich pochodzenia.

W analizie rozmieszczenia i sposobu występowania glin zlodowacenia środkowopolskiego wzięto pod uwagę podane wyżej przesłanki. Jednak ocena glin na podstawie wierceń przesądza z góry czysto hipotetyczny charakter prowadzanych wniosków.

Na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich występuje, o czym była już mowa poprzednio, więcej niż jeden pokład moreny zlodowacenia środkowopolskiego. Dolne pokłady glin są przeważnie rozmyte. Nad Kamienną odsłaniają się wyjątkowo dwa, a z reguły tylko jeden pokład gliny, poważnie przy tym zniszczony, aż do cienkich warstw bruku. Morena ta różni się wyraźnie od moreny zlodowacenia krakowskiego, nie tylko barwą, lecz również składem petrograficznym. Wykazuje ona duży udział materiału krystalicznego i lokalnego, podczas gdy w tamtej dominowały wapienie staropaleozoiczne.

Glina środkowopolska leży na zboczu Kamiennej w Pętkowicach (ryc. 25, warstwa 3), a jako osad wtórny zboczowy lub bruk — w Garncarskich Dołach (ryc. 24, warstwa 5), Woli Pawłowskiej (ryc. 26, warstwa 3) oraz w Pawłowicach (ryc. 27, warstwa 5 i 2), gdzie są jej dwa poziomy, z tym że górny jest utworem soliflukcyjnie odłożonym na lessie.

Ślady po tej glinie w postaci nieciągłego poziomego gładzików widać nad Iłżanką w Iłży (ryc. 31, warstwa 5) oraz nad Krępianką w Krępie Kościelnej (ryc. 28, warstwa 7a).

W dolinie Iłżanki w Chotczy są przypuszczalnie ślady dwu glin (ryc. 33 i 34), choć dzieli je tu od siebie tylko osad zastoiskowy. Można tak sądzić na tej podstawie, że na przyległej wierzchowinie glina leży pokładowo. W tym przypadku górny pokład, występujący powyżej krawędzi Iłżanki i zniesiony do doliny soliflukcyjnie, nie ma cech moreny

ablacyjnej. Niemniej jednak moreny takiej należy się spodziewać raczej w stropowych, a nie spągowych utworach glacialnych.

Nad Zwolenką w Kijance (ryc. 35) występują dwie warstwy gliny zlodowacenia środkowopolskiego rozdzielone przez utwory fluwioglacjalne, jedna w dolinie, a druga powyżej jej współczesnej krawędzi. W wierceniu z Rudy (tabl. IV B) w utworach leżących ponad fluwioglacjałem przemyta dolna glina oddzielona jest od następnej przez piaski rzeczne i mułki o łącznej miąższości 4,3 m. W piaskach o różnej frakcji są liczne żwiry.

W Jabłonowie położonym na zboczu kopalnej doliny (ryc. 36) strop dolnej gliny ma cechy moreny ablacyjnej, a i górna morena leżąca na mułkach zbliżonych do zastoiskowych, określona przy interpretacji odkrywek jako soliflukcyjna, może mogłaby pochodzić z deglacjacji.

Profile zestawione na tabl. IV A i B ilustrują charakter utworów zlodowacenia środkowopolskiego w północnej części badanego obszaru. W Melanowie 2 (tabl. IV A) są trzy pokłady glin, ale dwie górne mają genezę niejasną. Leżą one w obniżeniu i są przedzielone utworami mułkowo-zastoiskowymi. W podobnej sytuacji znajdują się górne gliny w dwu wierceniach ze Zdunkowa (tabl. IV A). Co do innych pokładów nie łatwo się wypowiedzieć, gdyż dzielą je przeważnie serie fluwialne i fluwioglacjalne.

Dostrzeżone różnice w liczbie pokładów gliny między obszarami nad Kamienną i pod Zwoleniem wskazują przypuszczalnie na bardziej zaawansowaną denudację na terenach wysuniętych nieco dalej na południe, a przede wszystkim położonych znacznie wyżej. Nie można jednak wykluczyć ewentualności dłuższego okresu trwania zlodowacenia środkowopolskiego i większego bogactwa zdarzeń w części obszaru rozciągającego się na peryferiach północnych w stosunku do części południowej.

Z problemem zlodowacenia środkowopolskiego wiąże się także zagadnienie zastoisk. Rozmieszczenie i sposób występowania utworów typu zastoiskowego świadczy o istnieniu zbiorników wodnych lokalnych ograniczonych przestrzennie do dolin i zagłębień w powierzchni topograficznej, w których zjawia się większa liczba pokładów glin. Takie zagłębienia z nietypowymi osadami zastoiskowymi mogą być śladem po wytopiskach brył martwego lodu.

Recesję lądolodu znaczą jeszcze niektóre ostańcowe formy wznoszące się ponad dzisiejszą równiną denudacyjną. Można by się z wielką ostrożnością doszukiwać śladów ówczesnej deglacjacji w ostańcowych wzniesieniach wśród lasów małomierzyckich, lecz przede wszystkim w podłużnych pagórach ozu tarłowskiego.

Prócz tego na powierzchni równiny denudacyjnej podesłanej przez glinę zwałową leżą płyty fluwioglacjalne silnie przeobrażone przez pro-

cesy wydmotwórcze. Odnaleźć je można na obszarze rozciągającym się między doliną Krępianki i Zwolenki. Taką też genezę przypisuje Różycki [89] piaskom przewianym w Lasach Starachowickich, a także Pozaryski podobnym utworom na terenach przyległych do wylotowego odcinka przełomu Wisły: „Na wyżynie radomskiej glina zwałowa trzeciego zlodowacenia leży pokładowo na znacznych przestrzeniach i jest podeślana, a miejscami i przykryta fluwioglacjałem” [79].

Płaty fluwioglacjalne mają miąższość nieznaczną, kilkumetrową. W obniżeniach deflacyjnych między wydmami odsłania się niekiedy glina morenowa leżąca w ich podstawie. Wysokości absolutne w obrębie wydmyślonych piasków fluwioglacjalnych, po wyeliminowaniu form wydmyślonych, kształtują się różnie: w Lasach Starachowickich — około 200 m, na N od Krępianki — około 173 m, na N od Iłzanki — około 156 m. W tym też kierunku maleją wysokości absolutne całego terenu.

Wymienione formy równin denudacyjnych, pagórków i innych wzniesień ostańcowych są przedstawione na mapie geomorfologicznej i omówione szczegółowiej w rozdziale zawierającym przegląd form.

Zlodowacenie środkowopolskie wyznacza nieco odmienny kierunek dalszego rozwoju rzeźby. Większa miąższość osadów lodowcowych w niższej położonej północnej części obszaru niż w południowej wpłynęła w sposób decydujący na kształtowanie się nowej sieci dolinnej, zapoczątkowanej przez erozję interglacjału eemskiego, i będzie tu ona trwale maskować powierzchnię dolnopliocenińskiego zrównania.

#### ZMIANY W RZEŹBIE POWSTAŁE PODCZAS INTERGLACJAŁU EEMSKIEGO

Okres denudacji i erozji glin morenowych zaczyna się już podczas recesji kataglacjalnej zlodowacenia środkowopolskiego i przechodzi w erozję interglacjału eemskiego. Glina zlodowacenia środkowopolskiego zostaje rozcięta przez erozję eemską i wyprątnięta z dolin położonych na obszarach wysuniętych bardziej na południe. W całej południowej części wyżyny rzeki powracają do swych dawnych zagłębień, natomiast pod Zwoleniem powstają także nowe doliny, nie nawiązujące do poprzednich bruzd erozyjnych. Świadczyłyby to o znacznym wyrównaniu terenu na obszarach północnych i o pogrzebaniu istniejących tam przed glacjałem środkowopolskim dolin.

W dolinach, które funkcjonują nadal wzdłuż tych samych linii, erozja eemska rozcina i wyprąta nie tylko pokrywą morenową lecz także podścielającą ją utwory. Powstają wówczas bardzo typowe powierzchnie ścięć. Widać je szczególnie dobrze w odsłonięciach na zboczach doliny Krępianki i Iłzanki. W Krępie Kościelnej nad Krępianką (ryc. 28) erozja rozcina serię utworów zlodowacenia środkowopolskiego wraz z anagla-

cialnym utworem fluwioglacjału i schodzi poniżej załomu skalnego na zboczu, na którym leżą residua moreny zlodowacenia krakowskiego. Podobnie wygląda sytuacja w pobliskim Babilonie (ryc. 29) i w Lipsku, opisanym w oddzielnej notatce [83], jak również w Iłży nad Iłżanką (ryc. 31, 32 oraz ryc. 39c).

W innych dolinach, w tym także w Iłżance, śladem żywej erozji eemskiej są powierzchnie dyskordancji stratygraficznej (np. w Iłży ryc. 32, między warstwą 4 i 3) lub silnie zredukowane, miejscami aż do bruku, resztki moreny zlodowacenia środkowopolskiego (np. w Pawłowicach nad Kamienną, ryc. 27, warstwa 5, lub w Iłży, ryc. 31, warstwa 5).

Przytoczone przykłady ukazują zmiany powstałe na zboczach dolin, nie informują jednak o głębokości ówczesnych wcięć tych dolin.

Dla przełomowego odcinka doliny Wisły Pożaryski [80] przyjmuje wcięcie do 10 m poniżej poziomu dzisiejszej rzeki. Na Wyżynie Lubelskiej w okolicach Chełma „różnica wysokości między powierzchnią zasypiania środkowopolskiego zlodowacenia a dnem wciętych w tę powierzchnię dolin wynosi około 40 m”. O tyle również pogłębia się Bysztrzyca [34]. O głębokości niektórych dolin można wnioskować na podstawie załączonej tabl. IV A i B.

W profilu dna doliny Zwolenki z Rudy, gdzie zachowana jest na przyległej wierzchowinie seria zlodowacenia środkowopolskiego, wcięcie rzeki wynosi 34 m.

Wielkość ówczesnej erozji wgłębnej pokazują przede wszystkim te doliny, które świeżo powstały. Górna Zwolenka np. na odcinku pod Zwoleniem, nie wyczuwając zupełnie ukrytej pod pokrywą morenową doliny wyżłobionej w interglacjale wielkim, lokuje się tuż obok i wcina na głębokość 20 m. Wcięcie pobliskiej Plewki wynosi około 16 m (profil z Okrężnicy 3).

Głębokość wcięcia Zwolenki (Ruda) na odcinku ujściowym do Wisły świadczy dobitnie o dużej sile erozyjnej rzek eemskich. Jednak erozja eemska nie osiąga na badanym terenie tej wartości co w interglacjale wielkim.

Istnienie erozji wgłębnej podczas interglacjału eemskiego jest faktem niewątpliwym, nie ma natomiast żadnych danych dotyczących akumulacji tego interglacjału. Jedyne stanowisko z florą (Styków omówiony poprzednio) zajmuje pozycję stratygraficzną bardzo niepewną.

W analizowanych odsłonięciach znad Kamiennej brak osadów tego interglacjału. Pożaryska [72] wydziela także tylko okres erozji, która doprowadza miejscami do całkowitego usunięcia gliny morenowej zlodowacenia środkowopolskiego. Również w przełomie Wisły Pożaryski [79] nie zarejestrował „żadnych osadów z tego okresu”.

Na przyległej do przełomu Wyżynie Lubelskiej tak samo nie znale-

ziono „udokumentowanych osadów interglacjalnych między utworami środkowopolskiego i bałtyckiego zlodowacenia. Dowody przerwy czasowej są najczęściej natury erozyjnej” [34]. W kilku jednakże miejscach wykryto tam osady organogeniczne z florą ciepłolubną, lub też poziom gleby kopalnej, co wskazuje niewątpliwie na ocieplenie klimatu.

Zasadniczy problem związany z tym interglacjałem tkwi w zmianie układu sieci rzecznej.

W tabl. IV A i B widać kilka głębokich dolin kopalnych nie restytuowanych podczas interglacjału eemskiego. Ten stan rzeczy trwa do dziś. Taka całkowicie pogrzebana forma dolinna występuje w profilu z Mszadły Nowej (tabl. IV B), Zwolenia 3 i Wygody (tabl. IV A). Widocznie na początku okresu erozji eemskiej pokrycie terenu moreną środkowopolską było tak całkowite, że rzeki nie trafiały w swe dawne zagłębienia.

Z tego powodu powstają doliny w miejscach nowych, niekiedy nawet wododzielnych w stosunku do rzeźby kopalnej. Bywa też, że na pewnych odcinkach rzeki odtwarzają stary układ dolinny, a tylko na niektórych tworzą sobie świeże zagłębienia. W przypadku Zwolenki odcinek pod Zwoleniem jest genezy eemskiej, a dalszy koło Rudy, epigenezycznie przetrwały, pochodzi z interglacjału wielkiego.

W rezultacie mamy tu doliny, których profil podłużny składa się z odcinków o założeniu różnowiekowym. Rzeźba dolin nabiera cech poligenicznych w sensie przestrzennym, napowierzchniowym.

Istota zagadnienia ma jeszcze i drugi aspekt. Przez fakt nieodpreparowania głębokich dolin z interglacjału wielkiego i powstania dolin w miejscach nowych wytwarzają się dwie odrębne rzeźby jedna nad drugą, obie wieku plejstocenijskiego. Interglacjał wielki i eemski dają rzeźby różne, częściowo niezależne od siebie.

Coraz wyraźniej różnicuje się rzeźba między częścią południową wyżyny, gdzie rzeki, jak Kamienna czy Krępianka, płyną trwale wzdłuż tych samych obniżen i po każdym glacialu wracają do swych dolin, a częścią północną, gdzie tej zgodności brak.

Styl rzeźby powstały w warunkach interglacjału eemskiego pogłębia coraz bardziej różnice morfologiczne w obrębie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Jego peryferie północne zaczynają się zbliżać swym charakterem morfologicznym do rzeźby nizin środkowej Polski.

#### POWIERZCHNIA DENUDACYJNA Z CZASÓW ZLODOWACENIA BAŁTYCKIEGO I JEJ STOSUNEK DO ZROWNAŃ TRZECIORZĘDOWYCH

Zniszczenie form akumulacji zlodowacenia środkowopolskiego i całkowita zmiana charakteru rzeźby wskazuje na nowy porządek morfogenetyczny związany czasowo z peryglacjałem bałtyckim.

Podczas ostatniego zlodowacenia działają na tym obszarze procesy właściwe dla zimniejszych i cieplejszych obszarów strefy peryglacjalnej: wietrzenie mrozowe powodujące silną dezintegrację materiału, soliflukcja swobodna i związana, spłukiwanie, okresowe wody i wiatr. Jest to cykl przemian z zaznaczającymi się fazami zaostreń klimatu zimnego. Zebrane materiały dają podstawę do wydzielenia dwóch, a może nawet trzech takich pulsacji surowych warunków klimatycznych. Któremu z okresów zlodowacenia bałtyckiego odpowiadają one — nie udało się rozstrzygnąć, gdyż obrazy zdarzeń są niepełne. Nie wiadomo także, jaki jest ich stosunek do całości zdarzeń peryglacjalnego bałtyckiego. Zarówno Gross [32] jak i Woldstedt [122] widzą postęp zimna od starszego Würmu poprzez jego maksimum do schyłku nie w postaci zwykłej krzywej, lecz linii falistej, co świadczy, że oziębienie nie przebiegało w sposób zupełnie niezmienny.

Rezultaty oddziaływania środowiska peryglacjalnego występują powszechnie na całym terenie. Ich ostateczny wynik — to obniżenie wysokości absolutnych tak daleko posunięte, że odsłaniają się formy wypukłe podłoża przedczwartorzędowego. W ten sposób przychodzi do ekshumacji rzeźby starszej. Formy trzeciorzędowe dostają się z kolei pod działanie procesów peryglacjalnych i w ich stropie powstają struktury mrozowe.

Obszar północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich używa rzeźbę o cechach peryglacjalnych. W bardziej południowych jego częściach morfogenezą peryglacjalną objęte są ekshumowane przez nią formy trzeciorzędowe; podczas gdy na pozostałych terenach procesy peryglacjalne rozwijają się na fundamencie form lodowcowych.

Peryglacjal bałtycki zaznacza się w geologii i geomorfologii terenu przez własne osady, będące równocześnie osadami korelacyjnymi denudacji, oraz przez własne formy. Skutki geomorfologiczne peryglacjalnego są bardzo czytelne, a mimo to ustalenie kolejności przemian jest ogromnie trudne.

Co w tym zakresie dają odsłonięcia? Ukazują one różne osady korelacyjne i różnorodne deformacje mrozowe. Informują o procesach i klimacie, lecz żadne z nich nie zawiera pełniejszego profilu chronologicznego. Treść poszczególnych odkrywek jest wycinkowa i brak między nimi ogniw wiążących.

Na ekshumowanych formach skalnych występują festony gruzowe i rzadziej kliny lodowe, wokół których zwietrzelina bardziej rozdrobniona zagina się w dół (ryc. 3 i fot. 11). Miąższość strefy przeobrażonej sięga przeciętnie głębokości 2 m. Strop przysłaniają często piaski bezstrukturalne, w wielu przypadkach pylaste. Piaski bezstrukturalne świadczyłyby o indywidualnym, swobodnym ruchu cząstek nie krępowanych



przez roślinność, co znamionuje surowy klimat arktyczny [31], gruzową strefę peryglacjalną [7].

W dolinie Krępianki (ryc. 28) i Iłżanki (ryc. 31) widać dwukrotność ruchów grawitacyjnych, rozdzielonych przez akumulację wód płynących. Utwory zboczowe złożone z piasków, głazików i brył gliny nie wykazują jakiegś segregacji i porządku w ułożeniu. Są więc osadem soliflukcji swobodnej [22]. W spągu zazębiają się one z warstwowanymi piaskami. Byłby to wskaźnik współdziałania procesów grawitacyjnych z wodami okresowymi (ryc. 28).

W Iłży (ryc. 31) schodzi dwukrotnie do doliny gruz wapienny. Dolny jego poziom jest włączony w ruchy soliflukcji związanej, która ogarnia leżące niżej mułki, a górny gruz ulega rozwlekaniu po stoku. Zbocze doliny osłaniają piaski pylaste z naciekami orsztynu.

W obu wymienionych przypadkach są dowody na dwukrotność odżywiania ruchów masowych, z tą jednak różnicą, że obraz z Iłży ma treść bardziej złożoną przez występowanie obu typów soliflukcji. Ponadto piaski rzeczne, dzielące osady zboczowe, zawierają wkładki mułków ze śladami roślin. Przerwa czasowa w działaniu procesów peryglacjalnych jest tu lepiej udokumentowana.

Większość odkrywek rejestruje albo oba typy soliflukcji (np. Chotcza, ryc. 31), albo nawet tylko jeden (Babilon, ryc. 29).

Ponad krawędzią przełomu Kamiennej i na jej zboczach leży less miąższości do 10 m. W niektórych odsłonięciach spągową część lessu rozdziela nikły poziom zglinienia (Pętkowice, ryc. 25), piasku (Garncarskie Doły, ryc. 24) lub gleba kopalna (Bidzińszczyzna, ryc. 37).

Przykłady z doliny Iłżanki i Krępianki mówią o dwudzielności ruchów masowych, te znad Kamiennej sugerują przerwę w akumulacji lessu. Czy przerwy te odpowiadają sobie czasowo?

Powstaje teraz problem stosunku lessu do różnych typów struktur peryglacjalnych.

W Pawłowicach (ryc. 27) na zdenudowanej morenie zlodowacenia środkowopolskiego spoczywa less z wkładkami piasku i naciekami orsztynu w spągu, który przechodzi ku górze w less niezaburzony. Jest on jednak ścięty w stropie przez piaski smugowane w kierunku nachylenia zbocza i glinę soliflukcyjną. Są tu więc ślady soliflukcji związanej, działającej na początku akumulacji lessu i po jego odłożeniu. W Garncarskich Dołach natomiast widać zaburzenia soliflukcyjne w stropie lessu. Dobrego przykładu na soliflukcję związaną w spągowych partiach lessu dostarcza odsłonięcie zilustrowane na ryc. 7.

Wspomniana poprzednio odkrywka z Bidzińszczyzny (ryc. 37) pokazuje bardziej złożoną historię lessu i nie jest wykluczone, że ujawnia

ona jeszcze jeden poziom lessowy przemieszany soliflukcyjnie z piaskami i gliną o bardzo wyraźnym smugowaniu. Na tak zdeformowanych utworach leży ponad 10-metrowy pokład lessu z poziomem próchnicznym w części spągowej. Całość odsłonięcia dopuszcza możliwość przyjęcia dwu odrębnych lessów rozdzielonych okresem denudacji i ruchów soliflukcji związanej, przy czym górny less ma cechy dwudzielności.

Dostrzeżona dwudzielność, a może nawet trójdzielność lessu odpowiada zapewne jakimś okresem glacjału bałtyckiego. Akumulację lessu poprzedza najprawdopodobniej wietrzenie i segregacja mrozowa, która wytwarza frakcję pyłową, stanowiącą główną masę dla transportu eolicznego. Zagadnienie genezy materiału pyłowego omawia szczegółowo Dylik [20, 24] zgodnie z wcześniejszym poglądem Dückera [18].

Inny typ osadów korelacyjnych widać w odkrywce z Lipska nad Krępianką (fot. 9, 10). Wzdłuż powierzchni ściecia układają się spływy soliflukcyjne w piaskach, a ponad nimi leżą mułki i piaski pylaste o rytmie warwowym [10, 13, 25, 115] będące również osadem peryglacjalnym. Maskują one starsze elementy formy doliny, przydając im charakter kopalny.

Z analizy odsłoneń nie uzyskano materiałów do ustalenia kolejności działania różnych procesów i do określenia ich absolutnego wieku. Dowiązanie tych fragmentarycznych danych do wyników badań na terenie Wyżyny Lubelskiej, czy nawet w pobliskim przełomie Wisły, miałyby charakter czysto dedukcyjny.

Wobec niedostatku rzeczowych dowodów stratygraficznych podjęto tylko próbę prześledzenia zmian w rzeźbie i skutków morfologicznych oddziaływania warunków peryglacjalnych.

Wycinkowe rytmy zmian sedymentacyjnych pozwalają jedynie na przypuszczenie o istnieniu nawrotów działania określonych grup procesów. Są one prawdopodobnie odbiciem wahań klimatycznych ostatniego zlodowacenia.

Odkrywki notują zarówno klimat arktyczny, jak i subarktyczny oraz przerwy, utrwalone przez akumulację piasków rzecznych, lub poziomy dzielące w lessach wyrażone przez horyzonty zglinienia lub piaski. Te geologiczne znamiona warunków klimatycznych odpowiadają równoczesnym przeobrażeniom rzeźby.

Najpospolitsze są struktury soliflukcji swobodnej i związanej i mniej częste spłukiwania. Ruchy te odgrywają ogromną rolę w ogólnym procesie denudacji, który doprowadza do zniszczenia pokryw glacialnych i do ekshumacji rzeźby trzeciorzędowej. Dopomaga mu w tym potężne wietrzenie mrozowe uwarunkowane istnieniem w podłożu wiecznej zmarzłości. Powoduje ono dezintegrację utworów powierzchniowych aż do frak-

cji pylastej i do powstania pokryw wietrzeniowych, które z kolei poddawane są ruchom grawitacyjnym.

Nie jest to jednak proste zdzieranie materiału, gdyż za tymi procesami kryją się poważne zmiany w rzeźbie. Znoszenie zwietrzeliny w obniżeniu terenu powoduje niewątpliwie planację, a odnawianie ekspozycji wietrzeniowej prowadzi do obniżania wysokości absolutnych. Istota tkwi jednak w tym, jakimi drogami postępowało to denudowanie obszaru.

W zmiennych warunkach środowiska peryglacjalnego muszą działać zarówno procesy ekwiplanacyjne, jak i altyplanacyjne [27, 11, 10, 125]. Są na to dowody w wypełnieniu obniżeń przez różnego rodzaju pokrywy grawitacyjne (np. terasy soliflukcyjne nad Zwoleńką), a także w powstaniu form ostańcowych o zredukowanym zasięgu przestrzennym. Przy modelowaniu zbczycy uczestniczy wietrzenie mrozowe jako proces przygotowawczy, grawitacyjne odpadanie, a także zależnie od warunków klimatu peryglacjalnego różne odmiany soliflukcji oraz splukiwanie.

W procesie przeobrażania rzeźby doniosła rola przypada drobnym formom erozyjnym i denudacyjnym. Są to suche dziś doliny płaskodenne i niecki korazyjne. Występują one na zboczach różnych form, a przede wszystkim na stokach dolin (mapa geomorfologiczna). Formy te schodzą w poziom terasy nadzalewowej, lub wiszą ponad dnem współczesnych dolin. Odcinkami początkowymi, w których występują zazwyczaj niecki korazyjne, wkraczają w obręb przyległej wierzchowiny. Ich wielka ilość w strefach przydolinnych wskazuje na to, że doliny okresowo płynących wód, jakkolwiek straciły na głębokości przez zasypywanie materiałem grawitacyjnym, spełniały jednak rolę lokalnych podstaw denudacji, od których postępowało niszczenie wierzchowin. Po między suchymi dolinami powstawały półwyspy ostrogowe, a przy bardziej zaawansowanym rozwoju tych dolin pagóry ostańcowe [22]. Szereg takich form widać przy krawędzi doliny Iłżanki, Krępianki i Zwoleńki. Przez wnikanie w głąb wierzchowin powodują one ich niszczenie i cofanie.

Wszystkie zrównania podstokowe, występujące na Wyżynie Lubelskiej, które pochodzą z peryglacjału bałtyckiego, Jahn [34] tłumaczy przez rozwój suchych dolin i niecek korazyjnych oraz współdziałanie splukiwania. „Denudacyjne cofanie zbczycy takiej doliny i jej poszerzenie prowadzi do powstania zatoki pedymentalnej, wdzierającej się stopniowo w blok wyżyny. Jest to cykl działania wstecznego.”

Morfologiczne znamiona denudacji wyrażają się w długich stokach o profilu wklęsłym. Residua wietrzeniowe o frakcji często pylastej występują jedynie na powierzchniach płaskich. Rozległe formy dolinne

i wszelkie obniżenia gromadzą twory pochodzące z różnego rodzaju ruchów masowych.

W wykształcaniu rzeźby są więc ślady działania i ekwiplanacji i altiplanacji.

W późniejszych, bardziej już łagodnych warunkach klimatycznych, niektóre doliny stają się asymetryczne [63, 112]. Różnice w nachyleniu zboczy są według Tricarta [115] uwarunkowane ekspozycją stoków. Procesy soliflukcyjne działają już tylko na zboczu zimnym i umniejszają jego nachylenie, natomiast stok słoneczny szybko wysycha i zachowuje stromiznę. Poser i Müller [70] inaczej wyjaśniają tę asymetrię „wtórną”. W modelowaniu zbocza o ciepłej wystawie bierze również udział podciśnienie przez wody okresowe, które łatwiej atakują głębiej rozmarzającą wiosną stok ciepły. Tricart opisuje więc asymetrię powstałą raczej w warunkach już bardzo zbliżonych do współczesnych, gdy na wiosnę soliflukcja zjawia się tylko na zboczu zimnym. Natomiast wywody Posera tłumaczą nieco wcześniejszą asymetrię, bardziej typową dla stosunków łagodniejszego peryglacjału.

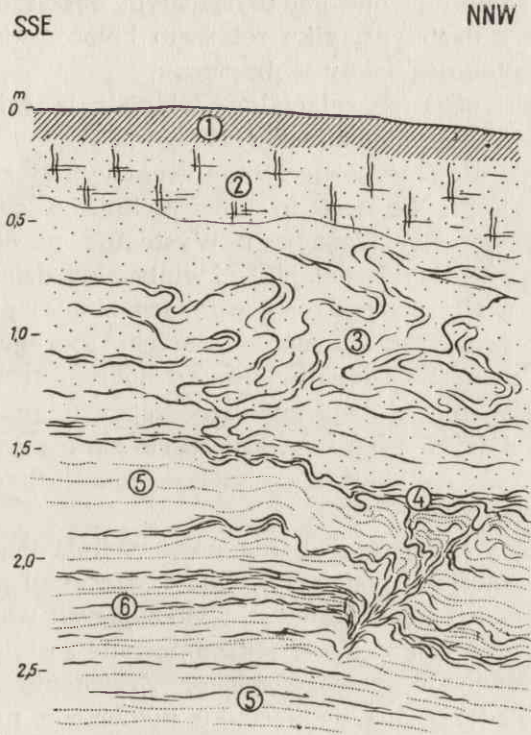
Na badanym terenie asymetria o stromym ciepłym stoku zwróconym na S zaznacza się na niektórych odcinkach Iżanki i Krępianki w dolinach zorientowanych równoleżnikowo. Dolina Wolanki o kierunku N—S przez bardziej zaawansowaną denudację pokryw plejstoceniowych na zboczu eksponowanym ku zachodowi odzyskała równocześnie swą pierwotną asymetrię uwarunkowaną założeniem na fleksuralnym kontakcie jury z kredą.

Z morfogenezą peryglacjalną wiążą się także płyty lessu na wierzchowinie między Kamienną i Krępianką oraz czapy lessu w przełomie bałtowskim Kamiennej. Na temat nie wietrzeniowej, ale eolicznej genezy płyta lessu pierwszego pisano już poprzednio [84]. W analizowanej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich lessy nie odgrywają poważniejszej roli w rzeźbie. Ich znikoma miąższość na obszarze wierzchowinowym jest także dziełem denudacji peryglacjalnej. Osady korelacyjne powstałe z niszczenia tych lessów odnaleźć można w dolinie Wisły i Kamiennej, gdzie występują mułki o frakcji pyłowej, zaburzone przez procesy soliflukcji związanej (ryc. 40, fot. 8).

Dowodem peryglacjalnej działalności wiatru są graniaki, a przede wszystkim wydmy, które rozwinęły się zarówno na piaskach dolinnych, jak i fluwioglacjalnych oraz piaszczystych deluwiach. W dwu miejscach zauważono, że forma wydmy schodzi częściowo w dno suchej doliny peryglacjalnej i jakby ją barykaduje. Byłby to pewien wskaźnik wieku wydym, jako form młodszych od dolinek peryglacjalnych.

Rzeźba wytworzona w okresie zlodowacenia bałtyckiego trwa do dziś, przeobrażona tylko nieznacznie przez procesy morfogenezy różnych od-

mian klimatu holocenijskiego. Holocenijskiego wieku jest wcięcie dolin w bałtycką terasę nadzalewową i przejście w poziom terasy zalewowej. Rzeka Iłżanka i Zwolenka, a także Kamienna mają rozległe, do 1,5 km szerokie, równiny zalewowe. Meandrujące koryta rzek stale powiększają zasięg tej równiny przez podcinanie zbocza terasy nadzalewowej. W opuszczonych meandrach postępuje proces stopniowego zarastania przez roślinność. Wolanka na ujściowym odcinku krasowym nie ma w ogóle terasy łąkowej.



Ryc. 40. Wólka Pętowska nad Kamienną (na S od wsi przy drodze do Karczemki)

- 1 – gleba szara pylasta bez glazów; 2 – strefa silnie spiaszczonej gliny rdzawobrazowej bez glazów; 3 – mułki z wyraźnymi splywami soliflukcyjnymi; 4 – piaski drobnoziarniste ciemnobrązowe w czarne smużki, zaburzone soliflukcyjnie; 5 – mułki silnie pogięte; 6 – strefa kremowych mułków i szafranowych piasków

Objawy żywszych procesów przejawiają się w powstaniu wciosów erozyjnych i wąwozów lessowych. Większość tych drobnych form rozcina dna dolin peryglacialnych. Pod działaniem wód epizodycznych posuwa się w całej południowej części obszaru odpreparowywanie małych dolin dopływów Wisły i Kamiennej.

W holocenie odżywa kras w Lasach Starachowickich oraz po obu stronach Iłżanki. W Lasach Starachowickich jest to kras żywy i wszyst-

kie występujące tu doliny mają cechy „wodących”. Wolanka, która funkcjonowała podczas plejstocenu, na co wskazują osady w jej zboczach, staje się na powrót bezwodna przy ujściu i ten stan rzeczy trwa, o czym poprzednio mówiono, od schyłku glacjału bałtyckiego, gdyż jej dno schodzi się z terasą nadzalewową Kamiennej. Zagłębienia krasowe nad Iżanką nie wykazują już żywotności. W ich dnach leży bowiem kilkumetrowy pokład torfu o zupełnie spokojnym ułożeniu.

Procesy działające w holocenie nie wnoszą istotnych zmian do rzeźby peryglacialnej. Dominuje ona nadal na całym obszarze obrzeżenia Gór Świętokrzyskich z drobnym tylko retuszem holocenijskim. Bardziej monotonne powierzchnie są jakby w bezruchu.

Denudacyjna rzeźba peryglacialna, tak jak ją dziś widzimy, jest sumą zdarzeń cyklu peryglacialnego [117, 68, 30].

Na powstanie tutejszej powierzchni denudacyjnej złożyły się różne w skutkach procesy. Nie jest to powierzchnia o genezie wyłącznie ekwiplanacyjnej czy altyplanacyjnej. Występują tu elementy i ekwi- i altyplanacyjne. Według Búdela [7] ekwiplanacja działa raczej na obszarach tundry, a altyplanacja w warunkach zimnej pustyni.

Ta złożoność genetyczna rzeźby powierzchni peryglacialnej wskazywałaby istotnie na różne odmiany klimatu podczas trwania bałtyckiego zlodowacenia. Wahania klimatyczne były zapewne przyczyną przegrupowywania działających procesów. W efekcie stale postępująca naprzód denudacja wpływała na obniżanie wysokości absolutnych aż do ekshumacji form trzeciorzędowych.

Łagodnie nachylona peryglacialna powierzchnia denudacyjna, która wyszła z wyżej położonej podstawy, ścina w kierunku południowym powierzchnię zrównań trzeciorzędowych wykazujących większe od niej pochylenie ku północy. Wskutek tego ekshumowane zostały najwyżej położone formy zrównania paleogeńskiego. Zrównanie dolnopliocenijskie ukryte jeszcze pod rosnącą w kierunku północnym miąższością utworów lodowcowych zachowuje nadal charakter kopalny. W tej części obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zrównanie dolnopliocenijskie występuje pod powierzchnią peryglacialną.

#### ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Badania geomorfologiczne prowadzone na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich doprowadziły do uzyskania ogólnego poglądu na rozwój rzeźby. Nie wyczerpują one bynajmniej całego ogromu problemu. Niektóre zagadnienia są ledwie zasygnalizowane. Stanowią one przedmiot dla studiów o bardziej zawężonej tematyce.

Z toku rozważań nad ewolucją rzeźby omawianego obszaru wysuwają się następujące wnioski:

1. W wyniku długiej ewolucji geomorfologicznej powstają trzy powierzchnie o cechach zrównań: paleogeńska, dolnopliocieńska i denudacyjna powierzchnia peryglacjalna.

2. Powierzchnia paleogeńska i dolnopliocieńska tworzą układ piętrowy.

3. Powierzchnia peryglacjalna nakłada się na zrównania trzeciorzędowe i ścina częściowo zrównanie paleogeńskie.

4. Wskutek wzrostu miąższości utworów lodowcowych w kierunku północnym powierzchnia zrównania dolnopliocieńskiego zachowuje charakter kopalny i jest ukryta pod powierzchnią peryglacjalną.

5. W części południowej wyżyny, gdzie została ekshumowana powierzchnia paleogeńska, występuje jakby jedna rzeźba, a im bardziej ku północy, tym więcej jest tych powierzchni ułożonych jedna nad drugą.

6. Podczas epoki lodowcowej największe rozcięcie dolin pochodzi z interglacjału wielkiego.

7. Na obszarze wyżyny wysuniętym bardziej na południe doliny rozwijają się przez cały plejstocen wzdłuż tych samych bruzd erozyjnych, natomiast na peryferiach północnych nie ma już tej permanencji.

8. W części północnej obszaru rzeźba powstała podczas interglacjału eemskiego jest zawieszona i częściowo przesunięta w stosunku do rzeźby z interglacjału wielkiego. Istnieją tu głębokie doliny plejstocieńskie nie restytuowane w dzisiejszej rzeźbie powierzchni.

Powierzchnie zrównań na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich nie pochodzą z tego samego czasu co wyróżnione przez Jahna [34] na Wyżynie Lubelskiej. Różnice te wynikają z odmiennych dziejów geologicznych obu obszarów. Do dolnego pliocenu Wyżyna Lubelska musiała leżeć niżej niż teren opisywany. Natomiast w górnym pliocenie sytuacja stała się odwrotna, czego odbiciem są współczesne stosunki hipsometryczne. Morza trzeciorzędowe na Wyżynie Lubelskiej utrzymują się aż po sarmat, podczas gdy po drugiej stronie Wisły rzeźba rozwija się subaerycznie już od schyłku górnej kredy z małą tylko przerwą w czasie transgresji dolnooligocieńskiej, która nie obejmuje zresztą całego terenu. Dwa zrównania górnopliocieńskie Wyżyny Lubelskiej nie znajdują odpowiednika na NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Występuje tu zrównanie paleogeńskie oraz dolnopliocieńskie.

#### LITERATURA

- [1] Areń B., Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 11, Trzeciorzęd, IG, Warszawa 1957.
- [2] Barchoorn E. S., Изменения климата в свете геологического прошлого растительной жизни. Изменения климата, Москва 1958.
- [3] Baulig H., Le profil d'équilibre des versants, Ann. Géogr., Paris 1940.
- [4] Baulig H., Surfaces d'aplanissement, Ann. Géogr., Paris 1953.

- [5] Baulig H., Pénéplaines et pédiplaines, Bull. de la Soc. Belge d'Etudes Géographiques, t. XXV, Nr 1, Bruxelles 1956.
- [6] Bobrowski W., Badania glin na obszarze świętokrzyskim, PIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
- [7] Büdel J., Die Klimamorphologischen Zonen der Polarländer, Erd., Bd. II, Bonn 1948.
- [8] Büdel J., Grundzüge der Klimamorphologischen Entwicklung Frankens. Würz. Geogr. Abh. 1957.
- [9] Büdel J., Flächenbildung in den feuchten Tropen, Dtsch. Geogr. Tag., Würzburg 1957.
- [10] Cailleux A., Cryopédologie, Centre de Doc. Univ. Sorbonne, Paris 1948.
- [11] Cairnes D. D., Some suggested new physiographic terms (equiplanation, deplanation and aplanation), Am. Journ. 1912.
- [12] Chlebowski T., Spostrzeżenia geologiczne z miocenu Kałusza i Bochni, PIG, Biul. 29, Warszawa 1947.
- [13] Corbel J., Sols striés et éboulis ordonnés. Rev. Géomorph. Dynam. Nr 1, Paryż 1954.
- [14] Cotton C. A., Landscape as developed by the processes of normal erosion. Londyn 1948.
- [15] Cotton C. A., Climatic accidents in landscape making. Londyn 1947.
- [16] Czarnocki J., O preglacjalnych glinach wietrzniowych w Górach Świętokrzyskich. PIG, Pos. Nauk. Nr 8, Warszawa 1924.
- [17] Czarnocki J., Sprawozdanie z badań terenowych, wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. PIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
- [18] Dücker A., Über Strukturböden im Riesengebirge. Ein Beitrag zum Bodenfrost- und Lössproblem, Ztschr. D. Geol. Ges., Bd. 89, 1937.
- [19] Dylik J., Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. PIG, Biul. 68, Warszawa 1952.
- [20] Dylik J., Pierwsza wiadomość o utworach pokrywowych w środkowej Polsce. PIG, Biul. 68, Warszawa 1952.
- [21] Dylik J. Klatka T., Recherches microscopiques sur la désintégration périglaciare. Bull. Soc. Sci. et Lettr. de Łódź, Cl. III, vol. III/4, Łódź 1952.
- [22] Dylik J., O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Acta Geogr. U. Łódź., Nr 4. Wydz. III, ŁTN, Łódź 1953.
- [23] Dylik J., Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej. Czasop. Geogr. T. XXV, Warszawa — Wrocław 1954.
- [24] Dylik J., Zagadnienie genezy lessu w Polsce. Biul. Perygl. Nr 1, Łódź 1954.
- [25] Dylik J., Peryglacjalne osady stokowe rytmicznie warstwowane. Biul. Perygl. Nr 2, Łódź 1955.
- [26] Dylik J., Sur le système triparti de la stratigraphie du Pléistocène dans les pays d'accumulation glaciaire. Biul. Perygl. Nr 9, Łódź 1960.
- [27] Eakin H. M., The Yukon-Koyukuk region Alaska. U. S. Geol. Surv. Bull. 631, 1916
- [28] Flis J., Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej. Inst. Geogr. PAN, Prace Geogr. Nr 1, Warszawa 1954.
- [29] Galon R., Zagadnienie powierzchni zrównań według Henri Bauliga. Czasop. Geogr. T. XXIII/XXIV. Warszawa—Wrocław 1953.
- [30] Galon R., Główne krajobrazy morfologiczne świata w świetle charakteryzujących je profilów syntetycznych. Czasop. Geogr. T. XXV, z. 1—2, Warszawa—Wrocław 1954.



- [31] Grigoriew A., Subarktika. Akad. Nauk SSSR, Moskwa—Leningrad 1946.
- [32] Gross A., Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns, Eiszeitalter und Gegenwart, 1958.
- [33] Harrasowitz H., Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung. Fortschritte d. Geol. u. Paläontol. 4, 14, 1926.
- [34] Jahn A., Wyżyna Lubelska. Inst. Geogr. PAN, Prace Geogr. Nr 7, Warszawa 1956.
- [35] Jahn A., Badania stoków w Polsce, Przegl. Geogr. t. XXVIII, Warszawa 1956.
- [36] Jahn A., The oldest periglacial period in Poland. Biul. Perygl. Nr 9, Łódź 1960.
- [37] Jessen O., Tertiärklime und Mittelgebirgsmorphologie. Zeitschr. Ges. Erd. Berlin 1938.
- [38] Kamieński Z., Sokalski Z., O niektórych skałach krzemionkowych w Polsce P. T. Geol. Rocznik T. XIX, z. 2. Kraków 1950.
- [39] Karaszewski Wł., Rühle E., Przewodnik wycieczkowy XXV Zjazdu P. T. Geol., Warszawa 1952.
- [40] Karaszewski Wł., O obecności dwóch starszych interglacjałów w profilu Syrnik nad Wieprzem. IG, Biul. 69, Warszawa 1954.
- [41] King L. C., Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 64, 1953.
- [42] Klimaszewski M., Z morfogenezy Polskich Karpat Zachodnich. Wiad. Geogr. Kraków 1934.
- [43] Klimaszewski M., O utworach pliocenkich w Krościenku nad Dunajcem. Opis geologiczny. PAU, Rozpr. Wydz. Matem.-przyr. T. 72, Dział A, Nr 5, Kraków 1948.
- [44] Klimaszewski M., Zagadnienie plejstocenu południowej Polski. FIG, Biul. 65, Warszawa 1952.
- [45] Klimaszewski M., Zagadnienie zdjęcia geomorfologicznego Polski. Przegl. Geogr. T. XXV, z. 3, Warszawa 1953.
- [46] Klimaszewski M., Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym. Przegl. Geogr. T. XXX, z. 1, Warszawa 1958.
- [47] Klimaszewski M., Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej, Przegl. Geogr. T. XXX, z. 3, Warszawa 1958.
- [48] Kobyłecki M., Badania geologiczne, wykonane w 1938 r. na arkuszach Tomaszów i Opoczno. FIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
- [49] Kostyniuk M., Z postępów paleobotaniki trzeciorzędu. Wiad. Muz. Ziemi, T. V, Warszawa 1952.
- [50] Kowalewski K., Stratygrafia utworów trzeciorzędowych w części południowej ark. Pińczów P. I. G., Pos. Nauk. Nr 15, Warszawa 1926.
- [51] Kowalski K., Pliocenkie owadożerne i gryzonie z Rębielic Królewskich. Acta Zool. Crac. T. V, Nr 5, Kraków 1960.
- [52] Krach W., Miocen okolic Miechowa. P. I. G., Biul. 43, Warszawa 1947.
- [53] Książkiewicz M., Samsonowicz J. Zarys geologii Polski. Warszawa 1952.
- [54] Lenczewicz S., Le massif hercynien de Łysogóry et ses enveloppes. Congr. Intern. de Géogr. Excurs. B 2/1 Warszawa 1934.
- [55] Lenczewicz S., Surfaces d'aplanissement tertiaire dans les monts Łysogóry. Congr. Intern. de Géogr., C.R., Warszawa 1936.
- [56] Lewiński J., Przyczynek do znajomości utworów jurajskich na wschodnim zboczu Gór Świętokrzyskich. Pam. Fizjogr., t. XVII, Warszawa 1902.

- [57] Lewiński J., Przyczynek do geologii okolic Radomia. Kosmos, t. XXXI, Lwów 1906.
- [58] Lewiński J., Utwory dyluwialne i ukształtowanie powierzchni przedlodowcowej dorzecza Przemszy. Tow. Nauk. Warsz., Prace Nr 7, Warszawa 1914.
- [59] Lewiński J., Utwory glacialne i preglacialne Piotrkowa i okolic. Tow. Nauk. Warsz., Spraw. XX, Warszawa 1928
- [60] Lewiński J., Preglacja i t. zw. preglacialna dolina Wisły pod Warszawą. Przegl. Geogr. T. IX, Warszawa 1929.
- [61] Łuniewski A., Z geologii okolic Zawichosta. PIG, Spraw, t. II, z. 1—2, Warszawa 1923.
- [62] Łuniewski A., Z geologii okolic Radomska. PIG, Biul. 38, Warszawa 1947.
- [63] Maruszczak H., Główne cechy klimatycznej asymetrii stoków w obszarach peryglacialnych i umiarkowanych. Ann. UMCS, s. B. vol. XI, 5. Lublin 1959.
- [64] Maruszczak H., Wilgat T., Rzeźba strefy krawędzowej Roztocza Środkowego. Ann. UMCS, s. B, vol. X, 1, Lublin 1956.
- [65] Młynarski M., Fauna pliocenńska płazów i gadów Rębielic Królewskich. Acta Zool. Crac. T. V, Nr 4, Kraków 1960.
- [66] Mossoczy Z., Jura i pokrywające ją utwory na północ od Częstochowy. Przewodnik XXXIII Zjazdu P. T. Geol., Warszawa 1960.
- [67] Nowak J., Miocen północnej krawędzi Karpat. P. T. Geol., R. XVII, Kraków 1948.
- [68] Peltier L. C., The geographic cycle in periglacial regions as it is related to climatic geomorphology. Ann. Assoc. Am. Geogr. vol. 40, Waszyngton 1950.
- [69] Pietkiewicz S., Wycieczka do południowej części Gór Świętokrzyskich. Przegl. Geogr. T. XIV, Warszawa 1934.
- [70] Poser H., Müller T., Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayrischen Hügellandes. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen 1951.
- [71] Pożaryska K., Prace geologiczne wykonane w 1938 r. na arkuszu Solec. PIG, Biul. 5, Warszawa 1939.
- [72] Pożaryska K., Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. PIG, Biul. 52, Warszawa 1948.
- [73] Pożaryska K., Zagadnienia sedimentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. PIG, Biul. 81, Warszawa 1952.
- [74] Pożaryski W., Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. PIG, Biul. 6, Warszawa 1938.
- [75] Pożaryski W., Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w 1938 r. na obszarze występowania kredy. na wschodnim stoku Gór Świętokrzyskich. PIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
- [76] Pożaryski W., Złoże fosforytów na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. PIG, Biul. 27, Warszawa 1947.
- [77] Pożaryski W., Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. PIG, Biul. 46, Warszawa 1948.
- [78] Pożaryski W., Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. PIG, Biul. 75, Warszawa 1951.
- [79] Pożaryski W., Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. IG, Prace t. IX, Warszawa 1953.
- [80] Pożaryski W., Osady rzeczne w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. IG, Prace, Warszawa 1955.

- [81] Pożaryski W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce w świetle badań wschodniej części wyżyn środkowo-polskich. Przegł. Geogr. T. XVIII z. 2, Warszawa 1956.
- [82] Pożaryski W., Powierzchnia utworów kredowych w trzeciorzędzie. Regionalna Geologia Polski. T. II, P. T. Geol., Warszawa 1956.
- [83] Radłowska C., Z badań nad morfogenezą doliny Krępianki i Iżanki. Przegł. Geogr. T. XXIX, z. 2, Warszawa 1957.
- [84] Radłowska C., W sprawie lessu na międzyrzeczu Kamiennej i Krępianki. Przegł. Geogr., T. XXXII, z. 3, Warszawa 1960.
- [85] Radłowska C., Z paleomorfologii doliny Zwolenki. Przegł. Geogr. T. XXXII, z. 4, Warszawa 1960.
- [86] Raniecka - Bobrowska I., Trzeciorzędowa flora liściowa z Konina. PIG, Biul. 71, Warszawa 1954.
- [87] Różycki S. Z., Badania geologiczne i roboty poszukiwawcze w 1938 r. w strefie występowania jury na północnym i wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. PIG, Biul. 15, Warszawa 1939.
- [88] Różycki S. Z., Jurajskie skały krzemionkowe nad Pilicą i ich znaczenie praktyczne. PIG, Biul. 29, Warszawa 1947.
- [89] Różycki S. Z., Przyczynki do znajomości krasu Polski II „Zapadłe Doły” we wschodniej części Lasów Starachowickich. Przegł. Geogr. T. XXII, 1948/49, Warszawa 1950.
- [90] Różycki S. Z., Położenie i budowa geologiczna terenu Częstochowy. Przewodnik XXXIII Zjazdu P. T. Geol., Warszawa 1960.
- [91] Różycki S. Z., Wiek preglacjału niżowego w świetle wstępnego opracowania palynologicznego profilu z Ochoty w Warszawie. Prace o plejstocenie Polski środkowej. PAN, Komitet Geologiczny. Wydawnictwo poświęcone VI Kongresowi INQUA w Warszawie w 1961 r. Wyd. Geol. Warszawa 1961.
- [92] Rühle E., Materiały Archiwum Wierceń, PIG, T. 1, ark. Radom, Warszawa 1949.
- [93] Rühle E., Materiały Zakł. Dokum. Geol., ark. Zwoleni, IG.
- [94] Rühle E., Przegładowa Mapa Geologiczna Polski 1 : 300 000, ark. Radom, IG, Warszawa 1955.
- [95] Samsonowicz J., Sprawozdanie z badań geologicznych na północnym zboczu Gór Świętokrzyskich. PIG, Pos. Nauk. Nr 6, Warszawa 1923.
- [96] Samsonowicz J., O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między rzeką Iżanką a Wisłą. PIG, Pos. Nauk. Nr 12, Warszawa 1925.
- [97] Samsonowicz J., Uwagi nad tektoniką i paleogeografią wschodniej części masywu paleozoicznego Łysogór. PIG, Pos. Nauk. Nr 15, Warszawa 1926.
- [98] Samsonowicz J., Sprawozdanie z badań geologicznych w rogu północno-wschodnim arkusza Opatów. PIG, Pos. Nauk. Nr 18, Warszawa 1927.
- [99] Samsonowicz J., Przebieg i charakter granicy między jurą i kredą na północno-wschodnim zboczu Łysogór. PIG, Sprawozd. T. VIII, z. 2, Warszawa 1932.
- [100] Samsonowicz J., Objasnienie ark. Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski w skali 1 : 100 000, z. 1, Warszawa 1934.
- [101] Samsonowicz J., Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Wężach pod Działoszynem. Zabytki Przyr. Nieoż., z. 3, Warszawa 1936.
- [102] Sawicki L., Wiadomości o środkowo-polskiej morenie czołowej. Rozpr. Akad. Umiejętności, A 21, T. II, Kraków 1922.

- [103] Sawicki L., Przełom Wisły przez średniogórza polskie. Prace IGUJ, z. 4, Kraków 1925.
- [104] Sujkowski Z., Petrografia kredy Polski. PIG, Sprawozd. T. VI, z. 3, Warszawa 1930.
- [105] Sujkowski Z., Zarys budowy geologicznej okolic Krzemieńca. Ochr. Przyr. 1938.
- [106] Sujkowski Z., Pożaryski, W., Białaczewski A. Zakład Dokumentacji Geol. (ark. Solec) IG.
- [107] Szafer W., Flora plioceńska z Krościenka nad Dunajcem. Rozpr. Wydz. Mat. Przyr. PAU, I, Kraków 1946
- [108] Szafer W., Kostyniuk M., Zarys paleobotaniki. Warszawa 1952.
- [109] Szafer W., Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. IG, Prace, T. XI, Warszawa 1954.
- [110] Szafer W., Miocenska flora ze Starych Gliwic na Śląsku. Inst. Geol. Prace T. XXXIII, Wyd. Geol., Warszawa 1961.
- [111] Srodoń A., Tabela stratygraficzna plejstocenskich flor Polski. P. T. Geol. R., T. XXIX, z. 4, Kraków 1960
- [112] Tallefer F., La dissymetrie des vallées gasconnes, Revue de Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest, t. XIV, 1944.
- [113] Trevisan I., Génèse de terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. C.R. Congr. Intern. Géogr., T. II, Lisbonne 1949.
- [114] Tricart J., Climat et géomorphologie. Cahiers de l'Information Géographique, Nr 2, 1953.
- [115] Tricart J., Le modelé des pays froids. Cours de Géomorphologie 2-e partie.
- [116] Troll C., Strukturböden, Solifluktion und Frostklima der Erde. Geol. Rundsch. Stuttgart 1944.
- [117] Troll C., Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erd. Bonn 1948.
- [118] Turnau-Morawska M., Spostrzeżenia dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. Ann. UMCS, vol. 4, S. B, Lublin 1950.
- [119] Turnau-Morawska M., Petrografia skał osadowych. Warszawa 1954.
- [120] Tyczyńska M., Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym. Czasop. Geogr. T. XXVIII, z. 2, Warszawa 1957.
- [121] Wąs M., Nowe stanowisko interglacjału i gliny zwałowej. Przegl. Geol., z. 7, Warszawa 1956.
- [122] Woldstedt P., Die Gliederung der Würm Eiszeit, Eiszeitalter und Gegenwart, 1958.
- [123] Zabłocki J., Flora kopalna Wieliczki na tle ogólnych zagadnień paleobotaniki trzeciorzędu. Acta Soc Bot. Pol. vol. VII. Warszawa 1930.
- [124] Zaklinskaja E. D., Типы спорово-пыльцевых спектров палеогеновых отложений различных физико-географических провинций. Материалы по истории флоры и растительности СССР, Т. III, Издательство Ак. Наук СССР, Москва—Ленинград 1958.
- [125] Te Punga M. T., Altiplanation terraces in Southern England. Biul. Perygl. Nr 4. Łódź 1956.

## РЕЛЬЕФ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СВЕНТОКШИСКОГО ГОРНОГО МАССИВА

Резюме

### ГЛАВНЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Исследуемая территория расположена в зоне прорыва Вислы через южные возвышенности Польши. Рельеф этой территории, помимо незначительных колебаний высот не превышающих 100 метров, отличается большой разнородностью в пространственном и генетическом отношении. Согласно наклону поверхности с юга на север (от 240 до 150 м) изменяется ее морфологический характер. В южном повышенном участке, вследствие разрушения плейстоценовых покровов, обнажаются выпуклые формы дочетвертичного субстрата. К северу, по мере увеличения мощности ледниковых отложений, более древние формы рельефа погружаются, а на поверхности господствует рельеф разрушенных гляциальных форм.

У возвышенности в общем перигляциальные признаки, но намечаются и основные различия в характере рельефа между южной окраиной и северным участком территории. На южных окраинах процессы перигляциального морфогенеза успели охватить отпрепарированные ими скальные формы третичного рельефа, тогда как в северном участке рассматриваемой территории они преобразовали только ледниковые формы рельефа. На территории южного участка возвышенности в настоящее время почти один общий рельеф дочетвертичного субстрата и современной топографической поверхности, тогда как в северном участке территории два различных рельефа. Ископаемый рельеф также как и современный имеет полигенический характер, на что указывают различия в геологическом строении двух этих рельефов. В южном участке территории с конца верхнего мела развитие рельефа протекало в субэральных условиях, в остальных участках рассматриваемой области третичные отложения маскируют более древние поверхности и дают новые основания развитию рельефа. У топографической поверхности дочетвертичного рельефа формы различного возраста, а чем дальше к северу тем они моложе.

Дальнейшая модификация рельефа северо-восточной окраины Свентокшиского горного массива произошла в период ледниковой эпохи. Гляциальные, интергляциальные и перигляциальные циклы своим собственным материалом и собственными формами создали новые условия для развития рельефа. В перигляциальной среде Вюрма сформировались наиболее характерные признаки современного рельефа, только незначительно преобразованные морфогенетическими процессами умеренного климата в голоцене.

И в дочетвертичном рельефе и в современном существуют формы, которые обращают наше внимание на интенсивность денудации, которая выработала поверхности выравнивания. Их генезис и взаимное расположение являются главной проблемой в рассуждениях над развитием рельефа.

## ОБЗОР ФОРМ РЕЛЬЕФА

(таблица I)

Формы рельефа палеогенового возраста преобладают в южном участке территории в виде почти плоских возвышенностей и в зоне куэтовых гряд, так характерных для мезезойской окраины Свентокшиского горного массива. К северу они исчезают, вместо них начинают преобладать равнины перигляциальной денудации выработанные в ледниковом материале. Типичные гляциальные формы рельефа отсутствуют, остались лишь останцы неясного генезиса (фиг. 8 и фот. 1, 2, 3).

Речные долины бедны террасами, что является вполне понятным при учёте того обстоятельства, что рассматриваемая территория была покрыта рисским ледяным покровом. Их внешние формы отражают единственно период эволюции начиная со времени выше упомянутого оледенения. У надпойменной, аккумулятивной террасы с относительной высотой 4—6 м, вюрмский возраст. У всех более древних морфологических элементов долин еще ископаемый характер. Только на участке нижнего течения реки Каменной перигляциальной денудацией местами отпрепарированы более древние террасы. Существенное различие между долинами южного и северного участков рассматриваемой территории в том, что южные долины используют эрозионные ложбины скального субстрата, а долины северной окраины территории продвинуты по отношению к углублениям ископаемого рельефа (фиг. 1).

Повсеместно можно встретить делли и сухие, перигляциальные долины, они находятся и на склонах куэстовых гряд и на окраине денудационных равнин. С перигляциальным морфогенезом вюрма свя-

зана аккумуляция лёсса, участки с перевейными песками и дюны достигающие от 10 до 20 метров вышины.

В голоцене вследствие понижения базиса эрозии реки расчлняют аккумулятивный покров вюрмского возраста и переходят на уровень пойменной террасы (пойменная равнина). Терраса эта является базисом эрозии многочисленных эрозионных долин и лёссовых оврагов. Голоценовые долины помещаются обыкновенно в днах перигляциальных долин. На некоторых равнинах начинают оживать карстовые процессы, реконструкция которых протекает в плейстоценовом материале (фиг. 9). Карстовый характер имеет устье реки Волянки (фот. 5), которая на указанном участке своего течения теряет воду. Другие реки, как например Блазинка лишенная воды в верхнем течении, после выхода из карстовой области получают воду (фиг. 5).

### ОТНОШЕНИЕ РЕЛЬЕФА К ЛИТОЛОГИИ И ТЕКТОНИКЕ МЕЗОЗОЙСКОГО СУБСТРАТА

Рассматриваемая территория находится в зоне мезозойских отложений окаймляющих Свентокшиский горный массив и частично выходит за ее пределы. С юго-запада на северо-восток залегают очердно все младшие стратиграфические звена юрских и меловых отложений, прикрытых на крайнем севере третичными отложениями (таблица II).

Из литологического обзора вытекает, что речные долины своими суженными и расширенными участками хорошо отражают характер устойчивости горных пород.

На возвышенностях только песчаники доггера, рифовые известняки раурака, оолитовые известняки астарта и опока кампана обозначаются в рельефе в виде выпуклых форм типа моноклиналиных гряд. На субстрате всех остальных горных пород тянутся равнины с малыми колебаниями высот. Причина этого лежит не только в различии петрографического состава пород, но также и в размерах угла падения слоев, от которого зависит повторяемость перемены литологических поясов. Угол падения слоев обусловленный тектоникой играет такую же важную морфологическую роль как и устойчивость пород. Тектоника этой территории причисленная в общем к моноклиналиной в действительности является гораздо сложнее. Ее элементами являются взаимно связанные с собой флексуры, антиклинны и синклины (таблица II, фиг. 11, 12 и 13). Главные флексуры с направлением северо-запад — юго-восток представлены изгибами мезозойского покрова на линиях сбросовых дислокаций палеозойского субстрата, побочные — с направлением западо-северо-запад — востоко-юго-вос-

ток заложены на омоложенных палеозойских грядах. Нарушения мезозойской краевой зоны являются отражением структуры палеозойского субстрата Лысогурского горного массива, которого северная окраина тянется приблизительно вдоль линии реки Кремпянки. Вне этой зоны находится мульда города Радом выполненная отложениями верхней юры и нижнего мела со спокойным залеганием слоев.

Рельеф мезозойского цокола определяющий главные черты устройства современной поверхности является в значительной степени зависимым от различной устойчивости горных пород. Зависимость от тектоники проявляется главным образом не в контурах, а в направлении форм. Формы возвышенностей отражают только косвенно и в общем характере тектонические заложения посредством оси куэстовых гряд. Долины показывают более детальную зависимость от тектонических линий мезозойского образования в зависимости от влияния глубинной тектоники.

### РАЗВИТИЕ ТРЕТИЧНОГО РЕЛЬЕФА

У тектонических деформаций краевой мезозойской зоны ларамийский возраст с конца верхнего мела; в это время в краевой северной зоне существует еще датское море. С этого времени датируется развитие субаэрального рельефа исследуемой территории.

Поверхность палеогенового выравнивания. Складчатые мезозойские структуры срезаны поверхностью выравнивания (фиг. 15, 16 и 18). В пределах этой поверхности находятся карстовые углубления (фиг. 17) и лишенная извести кровля датской опоки. Эту опоку на севере вблизи города Пулавы прикрывают нижнеолигоценые морские отложения. Таким образом на период времени обнимающий палеоцен и эоцен приходится процесс срезания мезозойских горных пород и их химические преобразования.

В палеогеновый период Свентокшиский горный массив и его окраина были сушей, также как и почти вся территория Польши за исключением Карпат. Собственно говоря суша существовала и была денудирована уже с конца датского периода на территории, которой не обняла морская трансгрессия этого периода. Доказательством разрушения является наличие фораминифер нижнего маастрихта в датских отложениях. Они являются одновременно как будто бы первыми корелятивными отложениями.

Результаты химических перемен, повсеместных в краевой зоне Свентокшиского горного массива показывают, что климат был тёплый и влажный.



По всей вероятности палеогеновая поверхность выравнивания сложилась под воздействием денудации и химического выветривания в условиях субтропического климата. Палеогеновое выравнивание распространилось на весь Свентокшиский горный массив вместе с его мезозойской окраиной. В области Лысогурского горного массива палеогеновый генезис Ленцевич [54, 55] относит к 2 денудационным горизонтам на уровне 400—360 м. О периоде времени, в котором протекали процессы срезания, свидетельствует наличие конгломератов и домиоценового гравия обнаруженных на уровне 360 м.

На рассматриваемой территории находится только один деструкционный горизонт с палеогеновым заложением на уровне 240—200 м. В пределах территории на которой появляется на поверхность верхняя юра, можно бы было видеть следы выравнивания в период следующий после позднекимерийского на основании угловых несогласий между падениями слоев юры и мела. Палеогеновая поверхность выравнивания в южной части возвышенности является отпрепарированной, к северо-востоку она исчезает под отложениями нижнего олигоцена и имеет ископаемый характер.

У палеогеновой поверхности на окраине Свентокшиского горного массива много сходства с поверхностью выравнивания двойного типа о котором пишет Будель [9].

Нижнеолигоценовая трансгрессия. Морские отложения нижнего олигоцена имеют в настоящее время менее обширный ареал (таблица II). Но кровля обнаруженная буровой скважиной в Пулавской Гуже на уровне 164 м позволяет сделать вывод, что нижнеолигоценовая трансгрессия обнимала всю территорию возвышенности расположенную к северу от долины реки Кремпянки. Это море таким образом затопило часть палеогеновой поверхности выравнивания. На соседней с морем суше продолжали действовать эрозионные процессы и химическая денудация в условиях умеренно теплого или даже субтропического климата.

Доказательством того, что денудационные процессы не протекали слишком оживленно, является присутствие под миоценовыми отложениями декальцифицированной кровли опок и россыпей юрских известняков. Наличие кварцевой гальки и лидита в морских отложениях нижнего олигоцена указывает на существование рек, которые с этой стороны Свентокшиского горного массива направлялись к Северному Морю.

В среднем олигоцене под воздействием положительных движений земной коры обнаружилась регрессия моря и во время следующего периода олигоцена развитие рельефа протекало субаэрально с учас-

тьем химических процессов, похожим образом на то, как это происходило в палеогене.

**Развитие рельефа в миоцене.** Северо-восточная окраина Свентокшиского горного массива в период всего миоцена представляет собой сушу. Миоценовые отложения окраины рассматриваемой возвышенности в окрестности Зволенья или Гуры Пулавской (таблица II) принадлежат уже низменному миоцену, отложения которого накопились в мелких, пресноводных бассейнах. Миоценовый рельеф формировался одновременно под воздействием атмосферных и тектонических факторов, представляющих отражение карпатских орогенезов. Эти движения земной коры, которые на территории Свентокшиского горного массива содействовали развитию новой поверхности выравнивания на уровне 300 м, не имели на указанной территории подобной интенсивности. Они явились единственно причиной более сильных расколов в известняках, что содействовало в свою очередь более интенсивному развитию карстовых процессов.

На северо-восточной окраине горного массива следы эрозионного врезания и миоценовые поверхности выравнивания не обнаружены. Во время теплого, циклически изменяющегося климата миоцена [110] продолжалось химическое и механическое выветривание. Результатом этого выветривания являются продукты разного типа: глина, огнеупорная глина, пески, кварцевая пыль, илы и силикатные выветрелые известняки. Некоторые только из этих отложений являются более точно датированными на основании находок в их толще рода *Glyptostrobus* [110]. Субэральные образования суши во время миоцена накопились гравитационным образом в понижениях рельефа выполняя древние карстовые воронки и эрозионные ложбины. Многие из субсеквентных долин в Стараховицких Лесах в окрестности Илжи остались тогда погребенными (фиг. 17). В то же время формировались новые карстовые углубления. Воды стекающие из моноклиналильных возвышенностей сложенных доггерскими песчаниками исчезали в трещинах оксфордских или рауракских известняков и добавляли к химическим отложениям карстовых воронок кварцевые пыли и пески. Таким же образом попадали в эти впадины растительные остатки обнаруженные в Контах в окрестности Илжи [100]. Кажется, что продолжающееся с палеогена выветривание, главным образом в сухих фазах миоцена, могло привести к полному развитию моноклиналиного рельефа. Таким образом возникла куэстовая гряда доггерских песчаников и известняков раурака и астарта. Похожие следствия селективной дегградации обнаружены на Краковской возвышенности [47].

Топографическая миоценовая поверхность на северо-восточной

окраине Свентокшиского горного массива сложена из двух частей отличающихся от себя возрастом. В южном участке, где формируются куэстовые гряды, продолжается преобразование рельефа заложённого в палеогене, местами только прикрытого мелкими пятнами субэразального миоцена. Но в северном районе поверхность палеогенового выравнивания остается неизменной под защитой покрова морских отложений нижнего олигоцена, тогда как над ней формируется новый инициальный рельеф.

Нижнеплиоценовая поверхность выравнивания. В нижнем плиоцене на всей территории южной и средней Польши распространяется суша не искаженная тектоническими процессами. Но на значительном участке низменности распространился в этот период пресноводный водоем, краевые отложения которого обнаружены к северу от города Зволень (таблица II). В этот период на суше в различных точках Польши обнаружено было наличие силификации горных пород, золотая шлифовка и наличие железистых панцирей [118]. Факты эти показывают, что климат должен был быть тогда сухим, быть может жарким с большими периодическими осадками [107, 108]. Разрушение протекающее в субэразальных условиях, прогрессирующее от ниже расположенных северных окраин территории привело к выработке новой поверхности выравнивания с признаками педиплена. Но разрушение не охватило всей окраины горного массива. Над ним подымается на уровне 20—30 м палеогеновая поверхность выравнивания с рельефом куэстовых гряд. Взаимоотношения между обеими поверхностями представлены на фиг. 18 и на таблице III. Краевая зона палеогеновой поверхности выравнивания имеет извилистые очертания со шпорами и останцевыми холмами на ее предполье. Это является результатом развития нижнеплиоценового процесса выравнивания, который действуя регрессивно атаковал палеогеновый уровень. У подножия палеогенового рельефа расположена на уровне 180—160 м довольно однообразная нижнеплиоценовая поверхность. В пониженном тектоническими процессами северном участке территории поверхность палеогенового выравнивания сохраняет неизменно ископаемый характер и она прикрыта третичными отложениями.

В тот период современная долина Вислы еще не существовала. О неорганизованном стоке вод с юга на северо-запад свидетельствует наличие карпатской гальки, расбросанной полосой шириной от 10 до 20 километров на нижнеплиоценовой поверхности. Сток этих вод направлялся не на Пулавы, но на Зволень, в окрестностях которого находится тоже материал карпатского генезиса. Нижнеплиоценовая поверхность выравнивания на северо-восточной окраине Свентокшис-

кого горного массива отвечает IV-му уровню по номенклатуре Ленцевича [54, 55] на южной стороне горного массива.

Омоложение рельефа в верхнем плиоцене. Окончательное оформление дочетвертичного рельефа последовало после колебательных положительных верхнеплиоценовых движений под влиянием которых сформировался прорыв Вислы и ее притоки. Они расчленили нижнеплиоценовую возвышенность до глубины 40—50 м. В семиаридном климате верхнего плиоцена [51, 65, 109, 120] речные долины были значительно расширены боковой эрозией, а прежде всего в результате параллельного отступления склонов.

### РАЗВИТИЕ РЕЛЬЕФА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Проблема доледниковых отложений. Отложения, которые образовались непосредственно перед трансгрессией ледникового покрова на исследуемую территорию, и в том смысле доледниковые, залегают не в днах современных речных долин, но на их склонах или же выполняют долины целиком погребенные (фиг. 22, 23). В доледниковых отложениях отсутствует северный материал. Тем не менее обнаруженное двухкратное засыпание доледниковых долин отвечает по всей вероятности анагляциальным фазам древнейших оледенений, которые не дошли до зоны возвышенностей в Польше [36, 91]. Доледниковая аккумуляция протекающая в условиях холодного климата явилась причиной того, что долины заложенные в верхнем плиоцене стали мельче по крайней мере на 10 до 20 м. Этому засыпанию отвечает одновременная денудация возвышенностей.

Из анализа избранных обнажений плейстоцена вытекает, что исследуемая территория была обнята оледенением миндельским и рисским (фиг. от 24 до 40). В период вюрмского оледенения, а также в анагляциалах более древних оледенений господствовали здесь перигляциальные условия.

Период древнейшего плейстоцена. Морену миндельского оледенения подстилают речные и озерные анагляциальные отложения, залегающие либо на доледниковом гравии, от которого они отличаются отсутствием карпатского материала, либо непосредственно на скальном субстрате. Редуцированная мощность доледниковых отложений с учетом его повышенного залегания в некоторых обнажениях свидетельствует о периоде эрозии предшествующим миндельскому оледенению. Размеры эрозии современной рассматриваемому периоду невозможно восстановить, так как в действующих долинах последующая глубинная эрозия сглаживает следы предыдущей. Но можно предположить, что уже в тот период времени, на перифериях

крупной долины в окрестностях Зволенья, по которой стекали воды древней Вислы на северо-запад (таблица III), формируется долина реки Зволеньки и поворачивает к юго-востоку к долине Вислы на участке ее прорыва.

К периоду миндельского оледенения следует отнести два горизонта моренного суглинка разделенного водноледниковыми отложениями. Они сильно разрушены. Часто вместо суглинка залегает валунник или же отложения являющиеся продуктом его размыва. Моренный материал сохранился преимущественно только в речных долинах, всегда на их склонах, а если на днах, то в виде вторичного продукта.

Морфологическое значение миндель/рисского интергляциала. Удаление моренного суглинка миндельского оледенения, а часто также и подстилающих его отложений, является следствием эрозионной деятельности в этом интергляциале. Глубинная эрозия получает в этот период наибольшие размеры (таблица IV A и B). Эрозия расчленяет и удаляет не только отложения более древнего плейстоцена, но доходит даже до скального субстрата. По этому поводу моренный суглинок миндельского оледенения не сохранился *in situ* на днах долин, а только на склонах. Все анализированные долины глубже доледниковых и современных. Следы эрозионного воздействия на склонах долин закрепились в виде поверхностей срезания. В общем можно принять, что глубина долин увеличилась по крайней мере на 10 до 20 метров. Причины такого сильного оживления глубинной эрозии не были до сих пор исследованы. Кажется, что можно было бы допустить возможность каких то движений земной коры. Проблема остается открытой.

Анагляциал, гляциал и катагляциал рисского оледенения. После периода интенсивной межледниковой эрозии следует равный ей по силе период анагляциальной аккумуляции. Процесс отложения речных, илистых серий, иногда типа приледниковых плотинных озер, и водноледникового гравия, предшествующий непосредственной трансгрессии ледникового покрова, затирает свежие контрасты межледникового рельефа и уменьшает заметно колебание высот (таблица IV A и B).

Вместе с охлаждением климата уже в перигляциальных условиях оживают гравитационные процессы и образуются морозные структуры. Следы этих климатических перемен можно увидеть в многочисленных обнажениях. В водноледниковых отложениях очень большая доля приходится на местные породы субстрата. Это свидетельствует ясно о масштабе разрушения возвышенностей в рисском анагляциале и об удалении моренного покрова миндельского оледенения,

если в то время флювиогляциальные воды брали материал из субстрата.

Из рисского оледенения сохранились до настоящего времени от одного до четырех горизонтов моренных суглинков. Они часто разделены лишь только илистыми отложениями приледниково-плотинного типа, или же речными отложениями, или водноледниковыми. Это большое количество суглинков, особенно если они залегают между приледниково-плотинными глинами, не является обязательным свидетельством многократности отдельных трансгрессии рисского ледникового покрова. Некоторые из них могут относиться к процессу дегляциации. Обнаруженные различия в количестве моренных суглинков между южным участком возвышенности, где почти как правило залегают только один моренный горизонт, и северным участком, где этих горизонтов больше, указывают по всей вероятности на более продолжительную денудацию на территории выдвинутой немного дальше к югу. Но нельзя исключить возможности, что рисское оледенение продолжалось более длительный период времени и в это время проявлялось большее обилие процессов на северном участке территории чем на южном.

Размещение и способ залегания приледниково-плотинных отложений свидетельствуют о существовании водоемов, которые были приурочены к речным долинам, к углублениям топографической поверхности, так как в них находится большее количество горизонтов с суглинком.

Следами отступления рисского ледникового покрова являются озовые формы и останцовые холмы сложенные водноледниковыми отложениями (фиг. 8, фот. 1, 2).

Перемены в рельефе в период ээмского интергляциала. В период катагляциального отступления, а затем ээмской эрозии рисский моренный суглинок расчленяется и удаляется. На территории всего южного участка возвышенности реки возвращаются к своим прежним углублениям, тогда как вблизи Зволена эрозионные процессы вырабатывают новые долины, которые не придерживаются существующих прежде эрозионных ложбин. По всей вероятности в начале ээмской эрозии территория эта была сплошь покрыта и выравнена рисскими отложениями. Случается, что на некоторых участках реки отображают древнее расположение долин, а только на некоторых вырабатывают новые углубления (таблица IV A и B). В результате получаются долины, у которых продольный профиль сложен из участков разного возраста.

Ээмская эрозия, хотя и очень интенсивная, но не достигает такой силы как эрозия миндель/рисского интергляциала.

Основная проблема связанная с этим интергляциалом относится к системе речной сети. По поводу того, что глубокие долины миндель/рисского интергляциала не были отпрепарированы и по поводу выработки долин в новых местах образовались два отдельных рельефа один над другим, оба плеистоценового возраста. Все яснее устанавливаются различия в рельефе между южным участком возвышенности, где реки устойчиво текут вдоль всех тех же понижений, и северным участком, где это согласие отсутствует. Рельеф северных окраин начинает приближаться своим морфологическим характером к рельефу низменностей средней Польши.

Денудационная поверхность периода вюрмского оледенения и ее соотношение с поверхностями третичного выравнивания. В более теплых и более холодных разновидностях перигляциального, вюрмского климата денудация плеистоценовых покровов и понижение абсолютных уровней территории проявляется настолько интенсивно, что обнажаются формы дочетвертичного субстрата. На территории повышенного южного участка перигляциальный морфогенез обнимает отпрепарированные палеогеновые формы рельефа, тогда как на остальной территории перигляциальные процессы развиваются на фундаменте ледниковых форм рельефа (фиг. 3, 4, 8, фот. 1, 2).

Установление чередования изменений в развитии рельефа является весьма затруднительным, так как материал отдельных обнажений является фрагментаричным. Они чаще всего показывают солифлюкционные структуры (фиг. 24, 25, 27, 28, 29, 31, 37, 40), реже отложения с ритмичной слоистостью (фот. 9, 10). В некоторых открытых выработках можно обнаружить морозные клинья (фот. 11), в других фес-тоны обломочного материала (фот. 12), а еще в других содействием гравитационных процессов с периодическими водами (фиг. 28). Можно обнаружить как бы двухкратность усиленных гравитационных движений (фиг. 28 и 31).

Понижения территории выполняют гравитационные покровы разного рода (например солифлюкционные террасы возле Зволена). В зонах расположенных вблизи долин находится большое количество сухих долинок и деллей. Речные долины, хотя стали мельче, но должны были временно исполнять роль местных базисов денудации. Перигляциальные долины проникая во внутренние участки возвышенностей вызвали их разрушение и регрессию (таблица I). Таким образом в процессе преобразования рельефа принимали участие процессы эквипланации и алтипланации.

С вюрмским перигляциалом связан также генезис лёссовых пятен и дюн. В период более позднего перигляциала некоторые долины при-

обретают признаки асимметрии и у них можно обнаружить более крутой склон теплой экспозиции.

Перигляциальный рельеф продолжается до настоящего времени с небольшим голоценовым ретушем. Голоценовый возраст у пойменной террасы, у форм лёссовых оврагов и у мелких эрозионных долин выработанных обыкновенно в днах перигляциальных долин. На некоторых равнинах оживает карст реконструированный в плейстоценовом материале.

Денудационная перигляциальная поверхность срезывает в южном направлении палеогеновую поверхность выравнивания, у которой более сильный уклон. Поверхность ниже плиоценового выравнивания сохраняет в дальнейшем ископаемый характер.

Сопоставление результатов. 1. Поверхности палеогенового и нижнеплиоценового выравнивания имеют ярусную систему. 2. Перигляциальная поверхность накладывается на поверхность третичного выравнивания и срезает частично палеогеновую поверхность выравнивания. 3. В северном участке возвышенности под поверхностью перигляциального выравнивания расположены обе поверхности третичного выравнивания. 4. В северном участке возвышенности ээмский рельеф является повышенным и частично продвинутым по отношению к рельефу миндель/рисского интергляциала. Находятся здесь глубокие долины не восстановленные в современном рельефе.

#### ОБЪЯСНЕНИЯ К ИЛЛЮСТРАЦИЯМ

Фиг. 1. Соотношение рельефа современной поверхности с ископаемым рельефом скального субстрата

1 — кровля юрских пород; 2 — кровля меловых пород; 3 — плейстоцен

Фиг. 2. Схема структурной системы северо-восточной окраины Свентокшиского горного массива

1 — юра: доггер; мальм; 2 — мел: неоком; альб; сеноман; турон; емшер; сантон; кампан; маастрихт; 3 — датские отложения; 4 — олигоцен; 5 — миоцен; 6 — плиоцен

Фиг. 3. Олехув Старый

1 — белая, известняковая, монолитная горная порода; 2 — известняковый, комообразный, выветрелый материал в кровле горной породы; 3 — красный суглинок с валунчиками северного происхождения; 4 — желтые бесструктурные пески; 5 — серая почва

Фиг. 4. Олехув Старый

1 — монолитный оолитовый известняк; 2 — серо-зеленый, тощий суглинок, валуны отсутствуют; 3 — остроугольный, выветрелый материал в кровле оолитовых известняков; 4 — суглинок ржаво-шоколадного цвета с валунчиками северного происхождения; 5 — бесструктурные пески с валунчиками северного происхождения; 6 — зона с ортштейном с валунчиками северного происхождения; 7 — серая почва

Фиг. 5. Безводные, карстовые участки долины реки Блазинки и Волянки по С. З. Ружицкому



- Фиг. 6. Людвиков. Гранулометрическая кривая лёсса и моренного суглинка с глубины:  
1 — 1,0 м; 2 — 0,8 м; 3 — 0,6 м; 4 — 0,5 м; 5 — 0,25 м
- Фиг. 7. Овраг на склоне долины р. Каменной. Солифлюкция в лёссах
- Фиг. 8. Маломежицкий лес к юго-западу от Антонёва  
1 — лесная почва стального цвета; 2 — желтый супесок без слоистости с валунчиками и с гравием; 3 — желтые, тонкозернистые пески без слоистости; 4 — грубозернистый гравий с ортштейновым цементом, ржаво-бурого цвета; 5 — натёки из ортштейна; 6 — песок очень мелкой фракции, частично супесок, цвет соломенный
- Фиг. 9. Карстовые углубления к югу от Цепелёва
- Фиг. 10. Разрез через долину р. Илжанки. А — Крочув Меньший. В — Усадьба Крочув  
1 — мел; 2 — моренный суглинок; 3 — речные пески
- Фиг. 11. Геологический разрез через долину р. Каменной в Скарбке Дольной по Пожарыскому  
*J* — кимеридж; *Kl* — альб; *Kc* — сеноман; *Kt* — турон
- Фиг. 12. Синтетический профиль через северо-восточный склон Свентокшиского горного массива по В. Пожарыскому  
*P* — старший палеозой; *C* — цехштейн; *Tr* — триас — пёстрый песчаник; *Tk—m* — триас — кейпер и раковинный известняк; *Jl* — нижняя юра; *Jd* — средняя юра; *Jm* — верхняя юра; *Kt—l* — мел — турон — альб; *Ks* — мел — сенон
- Фиг. 13. Два геологических разреза по Пожарыскому: А — разрез через лесную сторожку Бараки; В — разрез через Вульку Балтовскую  
*J* — кимеридж; *Kl* — альб; *Kc* — сеноман; *Kt* — турон; *P* — плейстоцен
- Фиг. 14. Предполагаемая береговая зона датского моря  
1 — маастрихт; 2 — датские отложения
- Фиг. 15. Геологические разрезы через мезозойское окаймление Свентокшиского горного массива по Пожарыскому  
1 — келловей; 2 — оксфорд; 3 — раурак; 4 — астарт; 5 — кимеридж; 6 — бонон; 7 — альб; 8 — турон; 9 — эмшер; 10 — сантон; 11 — кампан; 12 — маастрихт
- Фиг. 16. Геологический разрез через Канёсы по Пожарыскому  
*J* — кимеридж; *Kl* — альб; *Kc* — сеноман; *Kt* — турон; *D* — плейстоцен
- Фиг. 17. Ископаемые карстовые воронки. Зембец — Стараховицкие леса  
1 — выветривший в кровле известняк — нижний мальм; 2 — пески, пыльные образования и огнеупорная глина — субазральный миоцен; плейстоцен; 3 — выветрелый в кровле известняк с песком; 4 — мелкозернистый песок; 5 — мелкозернистый суглинистый песок; 6 — суглинок с большим содержанием песка; 7 — коричневый суглинок; 8 — почва
- Фиг. 18. Горизонты третичного выравнивания на северо-восточной окраине Свентокшиского горного массива  
1 — кровля юрских отложений; 2 — кровля меловых отложений; 3 — кровля меловых отложений (дан); 4 — кровля олигоценовых отложений; 5 — линия соединяющая точки палеогенового выравнивания; 6 — линия соединяющая точки нижнеплиоценового выравнивания; 7 — доледниковые отложения; 8 — ледниковые отложения; 9 — предполагаемая кровля субстрата
- Фиг. 19. Геологический разрез через окрестности Гуры Пулавской по Пожарыскому  
1 — четвертичные отложения; 2 — олигоцен; 3 — мел — датские отложения, в кровле слой лишенный извести

- Фиг. 20. Наклон палеогеновой поверхности в результате третичных колебательных движений  
1 — палеогеновая поверхность
- Фиг. 21. Геологический разрез вдоль линии Любене — Марцуле по С. З. Ружичкому  
Доггер: 1 — глины темного цвета; 2 — песчаники; 3 — желтые и розовые пески; 4 — сидеритические породы; 5 — пески с глыбами лимонита; 6 — песчаный сидеритический известняк; Мальм: 7 — плитчатые известняки; 8 — скалистые известняки; Четвертичные отложения: 9 — валунный суглинок; четвертичные пески
- Фиг. 22. Положение доледниковых отложений по отношению к скальному субстрату долины реки Каменной по К. Пожарыской
- Фиг. 23. А — положение доледниковых отложений под Зволенем; В — положение доледниковых отложений под Окренжницей  
1 — мел; 2 — нижний олигоцен; 3 — плицен; 4 — доледниковые отложения; 5 — ледниковые отложения
- Фиг. 24. Овраг „Гарницарские Долы” под Околем  
1 — серая почва с дерной; 2 — лёсс полосчатый с натёками ортштейна; 3 — лёсс полочатый с прослойками мелкозернистого песка, светло-кремового цвета, со способностью вертикального расщепления, слабо реагирующий с HCl; 4 — в толще лёсса непрерывный вкладыш мелкозернистого песка желтого цвета; 5 — горизонт грубозернистого песка темнобурого цвета, с валунчиками северного происхождения диаметром в 3 см; 6 — серо-зеленые илы, лишенные извести с нарушенной солифлюкцией системой структуры; 7 — зона ортштейна залегающая на поверхности срезанного суглинка; 8 — моренный суглинок серо-оливкового цвета с большим количеством известняковых валунов, с преобладанием палеозойских известняков северного происхождения с участием кристаллических валунов; 9 — слоистый гравий с преобладанием северного материала и со значительным количеством кремней; 9a — тот же гравий, но с преобладанием известняковой гальки; 10 — скопление валунов сложенных северными песчаниками и известняками, диаметром до 30 см; 11 — зеленоватые илы, пластичные, изогнутые, со следами флоры и фауны моллюсков; 12 — грубозернистый гравий хорошо окатанный: кремни, кварц, известняки и карпатские менилиты; 13 — среднезернистый кварцевый песок, промытый, параллельно слоистый
- Фиг. 25. Пентковице (восточный обрыв оврага)  
1 — серая почва пылеватая; 2 — лёсс со способностью вертикального расщепления, в кровле суглинистый; 2a — суглинистый горизонт в лёссе; 3 — ржаво-бурый суглинок с преобладанием северных, кристаллических валунов; 4 — грубозернистые бесструктурные пески; 5 — пыльно-песчаное образование кремового цвета; 6 — илы стально-серого цвета с солифлюкционной структурой; 6a — илы стально-серого цвета, нарушенные солифлюкцией с сохранившимися кое-где северными валунчиками; 7 — мелкозернистые пески желтовато-ржавого цвета, нарушенные солифлюкцией; 8 — серо-оливковый суглинок с известняковыми и кристаллическими валунами; 9 — флювиогляциальный гравий с северным материалом с косой слоистостью; 10 — гравий сложенный юрскими известняками и кварцем; 11 — кровля юрских пород
- Фиг. 26. Воля Павловская (склон оврага возле дороги ведущей из Воли Павловской в Зембожин)  
1 — почва; 2 — лёсс в кровле суглинистый, лишенный известняковых элементов; 3 — следы моренного суглинка ржаво-коричневого цвета с северными, кристаллическими валунами; 4 и 5 — пески и гравий, фракция которых увеличивается по размерам в направлении кровли, сложенные главным образом из кристаллических пород, с примесью палеозойских известняков северного происхождения и местных кремней и опоки; 6 — серо-голубой ил перемешанный с моренным суглинком серо-оливкового цвета — солифлюкционное образование; 7 — пески и мелкозернистый гравий с параллельной слоистостью с преобладанием кристаллических пород, вкладыши местного материала; 8 — полоса моренного суглинка, сильно песчаного, цвет серо-ржавый; 9 — линзы светложелтых мелкозернистых песков, сложенных преимущественно северным материалом; 10 — гравий сложенный известняками, кварцем, кремнями, мергелями, частично кристаллическими породами северного происхождения, находящимися главным образом в кровле гравия

**Фиг. 27.** Павловице. Склон оврага в древнем уйстевом участке р. Каменной  
 1 — почва; 2 — моренный суглинок — склоновое образование; 3 — непромытые пески желтого цвета с наклонном полос согласно направлению ската склона долины; 4 — лёсс полосатый с прерывистыми вкладышами песка, в кровле натёки орштейна; 5 — валунник — преимущественно из кристаллических пород северного происхождения; 6 — пески и мелкозернистый гравий сложенный главным образом кристаллическими породами с примесью северных, палеозойских известняков и местного материала; 7 — известковистая глина (следы плотинного озера) с пакетами песка нерегулярно изогнутыми; 8 — глина плотинного озера обнаруживающая ритм ленточных глин шоколадного цвета; 9 — речные, слоистые, мелкозернистые пески

**Фиг. 28.** Кремпа Костельная — склон долины р. Кремпянки  
 1 — серая почва с мелкими северными валунчиками; 2 — среднезернистый, желтый песок с нерегулярными пакетами коричневого моренного суглинка с выветрелыми обломками кристаллических пород; 2a — жирный, коричневый суглинок перемешанный с песком, полосатый; 3 — мелко и грубозернистый гравий, слоистый, сложенный северным материалом и кварцем; 4 — желто-ржавый гравий, валунчики и песок сложенные северным материалом с глыбами коричневого суглинка. В повышенном участке склона отложения без слоистости, в пониженном — намечаются следы водного порядка; 5 — пески светло-кремового цвета, мелкозернистые, слоистые, заметны риппле-марки, срезанные по склону; 6 — ил бежево-стального цвета лишенный известковых элементов; 7 — серия гальки мелового возраста до 50 см в диаметре, параллельная слоистость, примесь гравия из северных пород, спорадически встречаются мелкие, эрратические валунчики; 7a — прерывистый горизонт северных валунов; 8 — песок и гравий ржаво-желтого цвета с северными валунами (кристаллические и известняковые, палеозойские); 9 — выветрелый материал в кровле опоки (маастрихт)

**Фиг. 29.** Деревня Бабилон — склон долины р. Кремпянки  
 1 — серая почва с северными валунчиками; 2 — суглинок ржаво-коричневого цвета с кристаллическими валунчиками, солифлюкционного генезиса; 3 — желтый песок без слоистости с полосами моренного суглинка — солифлюкционное образование; 4 — гравий и галька местных меловых пород; 5 — как выше сказано, поверхность гальки как будто обожженная (это может являться следом пожара); 6 — скопление северных валунов (известняки и кристаллические породы) до 20 см в диаметре; 7 — выветрелый материал опоки маастрихта — кровля скального субстрата

**Фиг. 30.** Зембец возле Марцуль (Стараховицкие леса) — склон сухой долины принадлежащей к системе реки Илжанки  
 1 — кремнисто-песчаниковый гравий, хорошо окатанный и очень плотный; 2 — мелкозернистые пески с нарушенной структурой; 3 — серый и ржавый суглинок с нарушенной структурой; 4 — коричневый, жирный суглинок с кристаллическими, северными валунами; 5 — такой же суглинок как в пункте 4 с северными валунами до 20 см в диаметре; в кровле с сильной примесью песка; 6 — серая лесная почва

**Фиг. 31.** Илжа. Склон долины реки Илжанки. Обнажение параллельное реке  
 1 — серая почва; 2 — белесый супесок, слоистость отсутствует, наличие нерегулярных натёков орштейна; 2a — песок светло-кремового цвета, слоистый, с вкладышами светло-коричневых глинистых илов со следами органических остатков, мощность слоев 2—3 см; 3 — выветрелые, местные юрские известняки, остроугольные, спорадически можно в них встретить северные валунчики — склоновое образование; 3a — зона илов серо-зеленого цвета и мелкозернистых песков со структурой нарушенной солифлюкцией; 4 — илистые пески, слоистые; 5 — прерывный горизонт северных валунчиков сложенных кристаллическими породами и местным материалом; 6 — глина бежево-коричневого цвета со следами органических остатков; 7 — грубый песок, перемьтый, белесый с крестовой слоистостью; ниже данные из буровых скважин: на глубине от 6—8,3 м — грубый песок как в пункте 7; ниже 8,3 м — кровля юрского субстрата

**Фиг. 32.** Илжа. Склон долины реки Илжанки. Обнажение перпендикулярное к направлению реки

1 — серая почва с северными валунчиками; 2 — мелкозернистые пески и супески, белесые, слоистость отсутствует, натёки ортштейна в подошве; 3 — пески ржаво-коричневого цвета, плотные, пропитанные ортштейном, слоистые; 4 — грубый песок, белесый, перемытый, со слоистостью на крест, с галькой из местных известняков в подошве; 5 — белые пески, хорошо перемытые, с почти горизонтальной слоистостью; 6 — горизонт гравия и мелких северных валунчиков: кристаллических и известняковых на кровли юрского субстрата

**Фиг. 33. Хотча — средний участок склона долины реки Илжанки**

1 — серая почва с мелкими, северными валунчиками; 2 — среднезернистый песок кремового цвета с натёками ортштейна; 3 — суглинок ржаво-коричневого цвета; 4 — глина стально-зеленого цвета в желтые пятнышки; 5 — песчаная кровля моренного суглинка, пропитанная ортштейном; 6 — суглинок ржаво-бурого цвета с северными кристаллическими валунчиками диаметром до 10 см; 7 — глина пластичная, приближенная к ленточной глине, желто-зелено-шоколадного цвета

**Фиг. 34. Хотча — нижний участок склона долины реки Илжанки**

1 — глина серо-коричневого цвета с вкладышами песка, мало пластичная; 2 — грубозернистый песок, желто-коричневого цвета, слоистый; 3 — темно-коричневая супесь с северными валунами; 4 — глина светло-коричневого цвета, пластичная, жирная; 4а — ил серо-голубого цвета с коричневыми полосами; 5 — пески светло-желтого цвета, слоистые, чередующиеся с серыми илами

**Фиг. 35. Киянка. Обнажение в склоне долины реки Зволеньки**

1 — моренный, солифлюкционный суглинок; 2 — грубозернистый гравий с косой слоистостью; 3 — среднезернистый гравий с параллельной слоистостью; 4 — коричневый суглинок с северными валунами диаметром до 12 см; 5 — грубозернистый гравий, серый, слоистость отсутствует; 6 — грубозернистый гравий, слоистость отсутствует, при наличии выветрелых, рассыпающихся северных валунов; 7 — пески светло-кремового цвета, перемытые, параллельно слоистые; 8 — серо-зелено-жёлтые алевриты, слоистые; 9 — грубозернистые пески, ржавые, параллельно слоистые; 10 — среднезернистые пески, перемытые, параллельно слоистые; 11 — коричневый суглинок с распадающимися северными валунами; 12 — пески перемытые, светло-серого цвета с нарушенной структурой

**Фиг. 36. Яблонув. Профиль плейстоценовых отложений**

1 — кровля маастрихта; 2 — доледниковые отложения; 3 — отложения плотинно-ледникового типа; 4 — речные отложения; 5 — отложения в результате размыва морены миндельского оледенения; 6 — речные отложения; 7 — миндельский моренный суглинок; 8 — речные отложения; 9 — водноледниковые образования; 10 — моренный суглинок рисского оледенения; 11 — преобразованные ледниковые отложения; 12 — отложения похожие по типу на осадки плотинного приледникового озера; 13 — продукт выветривания валунного суглинка рисского оледенения в виде солифлюкционных отложений

**Фиг. 37. Бидицьницна над нижним течением реки Каменная (овраг к югу от деревни)**

1 — лёсс; 2 — супесчаный лёсс; 3 — суглинок солифлюкционного происхождения с северными валунами; 4 — пески светлокремового цвета, среднезернистые, слоистые; 4а — среднезернистые пески с полосками лёсса; 5 — лёсс пятнистый, полосатый; 6 — горизонт ископаемой почвы

**Фиг. 38. Геологический разрез через долину реки Каменной**

1 — суглинок песчаный со следами органических остатков; 2 — песок; 3 — валунный суглинок; 4 — песчаниковая галька; 5 — торф; 6 — пыли; 7 — пыли с органическими остатками; 8 — галька и обломки песчаника, кремней, кварца, гранитов и супесок; 9 — глина (кейпер)

**Фиг. 39. Расположение избранных обнажений плейстоцена**

а — положение открытых выработок по отношению к профилю дна долины реки Каменной; б — положение открытых выработок по отношению к профилю дна долины реки Кремпянки; с — поперечный разрез через долину реки Илжанки в Илжи (1 — расчленение рельефа в миндель/рисском интергляциале; 2 — расчленение рельефа в ээмском интергляциале); д — положение открытых выработок на фоне попереч-

ного разреза долины реки Илжанки (1 — торфянистая почва; 2 — серый песок; 3 — белый песок; 4 — серый, мелкозернистый песок; 5 — грубозернистый гравий); е — положение открытых выработок на фоне поперечного разреза долины реки Зволеньки

Фиг. 40. Вулька Пентковская над рекой Каменной (к югу от деревни расположенной возле дороги в Карчемку)

1 — серая почва, пылевая, без валунов; 2 — зона сильно песчанистого суглинка, ржаво-коричневого цвета, валуны отсутствуют; 3 — илы с ясными признаками солифлюкционных процессов; 4 — мелкозернистые, темно-коричневые пески с темными полосами, нарушены солифлюкцией; 5 — илы сильно изогнутые; 6 — зона кремневых илов и песков желтого цвета

### СПИСОК ФОТОГРАФИЙ

- Фот. 1. Тарловский оз  
Фот. 2. Тарловский оз  
Фот. 3. Эрратический валун на склоне холма в Маломежицком лесу  
Фот. 4. Эрозионная долинка на склоне долины реки Каменной  
Фот. 5. Безводный, карстовый участок долины реки Волянки  
Фот. 6. Павловице — овраг в древнем устье долины реки Каменной, глыбы песка в ленточных глинах  
Фот. 7. Деревня Бабилон над рекой Кремпянской — водноледниковые отложения рисской трансгрессии — преобладает местный материал меловых пород  
Фот. 8. Вулька Пентковская над рекой Каменной: криотурбация в илах  
Фот. 9. Липско: ситуация ритмически слоистых отложений  
Фот. 10. Ритмически слоистые отложения прикрывающие склон долины реки Кремпянки в Липске  
Фот. 11 и 12. Морозный клин (фот. 11) и фестон из обломочного материала (фот. 12) в области рельефа мезозойского субстрата

## RELIEF DE LA BORDURE NORD-EST DES MONTAGNES DE S-TE CROIX

Résumé

### PRÉSENTATION DU PROBLÈME

La région étudiée s'étend dans la zone de la percée de la Vistule creusée à travers les plateaux du Sud. Le relief de ce terrain, malgré des dénivellations insignifiantes ne dépassant pas 100 mètres, offre une grande variété de formes, et cela aussi bien dans le sens spatial que génétique. Son caractère morphologique change suivant l'inclinaison générale du plateau allant de 240 à 150 m. Dans la partie sud plus élevée apparaissent par suite de la destruction des couvertures pléistocènes, les élévations du soubassement préquaternaire. Vers le Nord par contre, à mesure qu'augmente l'épaisseur des dépôts glaciaires, les formes plus anciennes se cachent en profondeur, et la surface présente le relief des formes glaciaires détruites par la dénudation.

Le plateau porte dans son ensemble les traits périglaciaires avec cependant cette différence essentielle que dans les périphéries sud les processus de la morphogenèse périglaciaire ont déjà étendu leur action sur les formes rocheuses tertiaires qu'ils ont mises à nu, alors qu'au Nord ils n'ont modifié que les formes glaciaires. Dans la partie sud du plateau on ne relève donc aujourd'hui, à peu de chose près, qu'un relief commun au soubassement préquaternaire et à la surface topographique actuelle, alors qu'il y en a deux différents dans la direction nord. Le relief fossile, de même que l'actuel, porte un caractère polygénique, indiqué par la structure géologique différenciée. Au Sud, le relief évolue d'une manière subaérienne depuis le déclin du Crétacé supérieur; dans les autres régions par contre, les formations tertiaires accumulées (marines et lacustres) recouvrent les surfaces primitives et deviennent à leur tour un point de départ pour l'évolution du relief. La surface topographique du relief préquaternaire réunit des formes d'âge différent, celui-ci étant plus jeune à mesure qu'on avance vers le Nord.

La modification ultérieure du relief de la bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix s'est formée à l'époque glaciaire. Les cycles glaciaires,

interglaciaires et périglaciaires, par l'apport de leurs propres matériaux et de leurs propres formes créaient de nouvelles conditions à l'évolution du relief. Dans le milieu périglaciaire du Würm se sont constitués les traits les plus spécifiques du relief actuel, à peine modifiés par les processus morphogénétiques du climat tempéré de l'Holocène.

Dans le relief préquaternaire comme dans l'actuel apparaissent des formes qui témoignent d'une dénudation très avancée, allant jusqu'à former des surfaces d'aplanissement. Leur genèse et la position des unes par rapport aux autres constitue le problème capital des considérations sur l'évolution du relief.

## REVUE DES FORMES DU TERRAIN

(tableau I)

Les formes d'origine paléogène dominant au Sud: elles y apparaissent comme des plateaux presque plats et des zones de *cuestas* si caractéristiques de la bordure mésozoïque des Montagnes de S-te Croix. Elles disparaissent vers le Nord où prédominent les plaines de dénudation périglaciaire formées dans le matériau glaciaire. Les formes glaciaires typiques font défaut, seuls ont subsisté des témoins de genèse généralement illisible (fig. 8 et phot. 1, 2, 3).

Les vallées des rivières sont pauvres en terrasses, ce qui est compréhensible du fait que ce terrain était recouvert par l'inlandsis du Riss. Leurs formes extérieures reflètent uniquement la période d'évolution à partir de la glaciation citée. De la période du Würm provient la basse terrasse d'accumulation d'une hauteur relative de 4 à 6 m. Tous les éléments morphologiques plus anciens des vallées portent encore un caractère fossile. Uniquement dans le cours inférieur de la Kamienna la dénudation périglaciaire a par endroits mis à nu des terrasses plus anciennes. La grande différence qui distingue les vallées de cette région réside en ce que les vallées des parties sud sont adaptées aux sillons d'érosion du sous-sol rocheux, tandis que celles des parties périphériques nord accusent parfois un déplacement par rapport aux dépressions du relief fossile (fig. 1).

Partout on constate la présence de cuvettes de dénudation et de vallons secs périglaciaires, tant sur les versants des *cuestas* qu'en bordure des plaines de dénudation. De plus, à la morphogenèse périglaciaire würmienne se rattache l'accumulation du loess et les dunes atteignant une quinzaine de mètres de hauteur.

Pendant l'Holocène, les rivières, ayant abaissé leur niveau de base, dissèquent la couverture d'accumulation du Würm et parviennent au niveau de la terrasse d'inondation. Vers cette terrasse convergent de nombreuses entailles d'érosion et des ravins dans le loess. Les vallées

holocènes se localisent en général au fond des vallées périglaciaires. Dans certaines plaines réapparaissent les phénomènes karstiques qui se reproduisent dans le matériau pléistocène (fig. 9). Un tel caractère karstique distingue la rivière Wolanka (phot. 5), qui, près de son embouchure, perd l'eau. D'autres rivières, comme p.ex. la Błazinka, sèche dans son cours supérieur, récupèrent l'eau à la sortie de la zone karstique (fig. 5).

#### LE RELIEF CONSIDÉRÉ PAR RAPPORT À LA LITHOLOGIE ET À LA TECTONIQUE DU SOUBASSEMENT MÉSOZOÏQUE

La région considérée se trouve dans la zone de la bordure mésozoïque des Montagnes de S-te Croix et, partiellement, la dépasse. En allant du SW au NE, on remarque successivement des chaînons stratigraphiques de plus en plus jeunes du Jurassique et du Crétacé, ce dernier recouvert à l'extrême Nord de dépôts tertiaires (tableau II).

De l'analyse lithologique, il résulte que les vallées des rivières reflètent bien, par leurs rétrécissements et leurs élargissements, le caractère de résistance des roches. Sur les plateaux, seuls les grès du Dogger, les récifs calcaires du Rauracien, les calcaires oolithiques ainsi que la marne siliceuse („opoka”) du Campanien se reflètent dans le relief en tant que formes convexes du type monoclinale. Sur le soubassement de toutes les autres roches se sont développées des plaines aux petites dénivellations. La cause en réside non seulement dans la constitution pétrographique différente mais aussi dans la grandeur de l'angle d'inclinaison des couches, dont dépend la fréquence des modifications des zones lithologiques. Ce qui, à côté des particularités dues à la résistance des roches, joue une fonction morphologique importante c'est l'angle d'inclinaison des couches conditionné par la tectonique. La tectonique de cette région, définie en termes généraux en tant que monoclinale, est en réalité bien plus complexe. Ses éléments, ce sont les flexures, les anticlinaux et les synclinaux réciproquement combinés (tableau II, fig. 11, 12 et 13). Les flexures principales, orientées dans la direction NW — SE présentent des déformations de la couverture mésozoïque sur les lignes des failles du soubassement paléozoïque, les secondaires — adoptant la direction WNW — ESE, se produisent sur les voûtes paléozoïques rajeunies. Les déformations de la bordure mésozoïque reflètent la structure de fond du massif hercynien des Łysogóry dont la lisière nord longe plus ou moins le cours de la rivière Krępianka. Hors de cette zone se trouve le bassin de Radom comblé par les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur disposées en couches presque horizontales.

Le relief du sol mésozoïque qui définit les traits fondamentaux de



la configuration actuelle de la surface s'adapte pour la plupart aux divers degrés de résistance des roches. Sa dépendance de la tectonique s'exprime principalement non dans les formes, mais dans l'orientation des formes. Les formes de surface ne reflètent qu'indirectement et d'une manière générale les origines tectoniques par la direction de l'axe des cuestas. Les vallées dépendent plus strictement des lignes tectoniques du Mésozoïque commandées par la tectonique profonde.

### EVOLUTION DU RELIEF À L'ÉPOQUE TERTIAIRE

L'âge des déformations tectoniques de la bordure mésozoïque correspond aux mouvements laramiques au déclin du Crétacé supérieur, alors qu'à la lisière septentrionale s'étend encore la mer danienne. De ce temps date l'évolution du relief subaérien de la région étudiée.

**Aplanissement paléogène.** Les structures plissées du Mésozoïque sont tronquées par une surface commune d'aplanissement (fig. 15, 16, 18). Sur cette surface apparaissent des formes d'érosion karstique (fig. 17) ainsi que le toit décalcifié de la marne danienne. Cette roche est recouverte au Nord, près de Puławy, de dépôts marins de l'Oligocène inférieur. Dans l'intervalle où se situent le Paléocène et l'Eocène se place le tronquement des roches mésozoïques et les altérations chimiques qu'elles subissent. Pendant le Tertiaire inférieur (Paléogène), les Montagnes de S-te Croix et leur bordure formaient un continent, de même que presque tout le territoire de la Pologne sauf les Karpates. A proprement parler, le continent existait déjà et subissait la dénudation à partir du déclin du Danien sur les terrains non envahis à cette période par la mer. La preuve que ces modifications se produisaient est fournie par la présence de foraminifères du Maestrichtien inférieur dans les formations du Danien. Ils sont en même temps comme les premiers dépôts corrélatifs.

Les résultats des altérations chimiques constatés dans toute la zone de la bordure des Montagnes de S-te Croix indiquent un climat chaud et humide. Il est donc probable que la surface d'aplanissement paléogène est résultée de l'action de la dénudation et de l'altération chimique dans un climat subtropical. L'aplanissement paléogène s'est étendu sur toute la région de Montagnes de S-te Croix, y compris sa bordure mésozoïque. Lencewicz attribue la genèse d'âge paléogène dans les monts Łysogóry (54, 55) à 2 niveaux d'aplanissement de dénudation à l'altitude de 400 et 360 m. L'âge de tronquement résulte de la présence de conglomérats et de graviers prémiocènes trouvés au niveau de 360 m.

Dans la région analysée on ne rencontre qu'un niveau de destruction

d'origine paléogène à l'altitude de 240 — 200 m. Dans le cas de l'affleurement du Jurassique supérieur, on pourrait y voir les traces d'un aplanissement postcimérien d'après la discordance angulaire des couches jurassiques et crétacées. La surface d'aplanissement paléogène est mise à nu dans la partie méridionale du plateau, dans la partie nord-est elle disparaît sous les dépôts de l'Oligocène inférieur et porte un caractère fossile.

La surface paléogène en bordure des Montagnes de S-te Croix offre de nombreuses analogies avec l'aplanissement à type double dont parle Büdel [9].

**Transgression de l'Oligocène inférieur.** Les formations marines de l'Oligocène inférieur ont aujourd'hui une envergure très limitée (tableau II). Cependant leur toit trouvé par le forage dans le village Puławska Góra à l'altitude de 164 m autorise à conclure que la transgression de l'Oligocène inférieur avait envahi toute la surface du plateau s'étendant au Nord de la vallée de la Krępanka. La mer avait donc recouvert une partie de l'aplanissement paléogène. Le continent adjacent à la mer continuait à subir l'érosion et la dénudation chimique sous les conditions d'un climat tempéré chaud ou même subtropical. Ce qui témoigne en faveur d'une dénudation peu intense, c'est la présence, sous les dépôts miocènes, de la marne crétacée décalcifiée et de débris calcaires jurassiques. La présence de galets de quartz et de lydite dans les formations marines de l'Oligocène inférieur indique l'existence de rivières qui, de ce côté des Montagnes de S-te Croix, coulaient vers la Mer du Nord de cette époque.

A l'Oligocène moyen, sous l'influence des mouvements d'émersion, a eu lieu la régression de la mer et, jusqu'à la fin de l'Oligocène, le relief subissait une évolution subaérienne avec le concours de processus chimiques, comme cela avait eu lieu au Paléogène.

**Evolution du relief dans le Miocène.** La bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix est continentale pendant tout le Miocène. Les formations miocènes de la région périphérique du plateau près de Zwolen ou Puławska Góra (tableau II) appartiennent déjà au Miocène de la Basse-plaine de la Pologne, dont les dépôts s'accumulaient dans les réservoirs peu profonds d'eau douce. Le relief miocène était formé par l'action des facteurs tant atmosphériques que tectoniques, ceux-ci étant eux-mêmes la répercussion des orogénèses karpatiques. Ces mouvements qui ont amené dans les Montagnes de S-te Croix la dissection de la surface paléogène et la formation d'un nouvel aplanissement au niveau de 300 m, n'avaient pas dans cette région une intensité aussi grande. Ils ont provoqué uniquement la fissuration des calcaires, ce qui, à son tour, favorisait un développement plus énergique des phénomènes karstiques.

La dissection et l'aplanissement miocènes n'ont pas été découverts sur la bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix. Dans le climat chaud du Miocène, soumis à des variations cycliques [110], progressait l'altération chimique et mécanique. Son résultat s'exprime par des débris divers: argiles céramiques, sables, poussières de quartz, limons et débris silicifiés de calcaires. Seuls certains de ces dépôts ont pu être exactement datés à la présence du genre *Glyptostrobis* [110]. Les dépôts continentaux du Miocène s'accumulaient d'une manière gravitative dans les abaissements du terrain, remplissant les anciens entonnoirs karstiques et les sillons d'érosion. De nombreux vallons subséquents des Forêts de Starachowice, près d'Iłża, furent alors comblés (fig. 17). En même temps se sont formées de nouvelles dépressions karstiques. Les eaux descendant des élévations monoclinales de grès du Dogger disparaissaient dans les fentes des calcaires oxfordiens ou rauraciens et ajoutaient aux dépôts chimiques dans les entonnoirs karstiques les poussières et les sables de quartz. Par la même voie pénétraient dans les marmites les débris végétaux retrouvés p. ex. à Kały près d'Iłża [100]. Il semble que l'altération qui se poursuivait depuis le Paléogène, et surtout pendant les phases sèches du Miocène, pouvait amener une pleine évolution du relief monoclinale. C'est ainsi que se formaient les cuestas de grès du Dogger et de calcaire rauracien et astartien. Des résultats analogues de la dégradation sélective ont été constatés sur le Plateau de Cracovie [47].

La surface topographique Miocène à la bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix se compose de deux parties d'âge différent. Au Sud où se forment les rebords des cuestas continue le processus de remaniement du relief formé dans le Paléogène et par endroits seulement recouvert de lambeaux peu importants de Miocène continental. Au Nord par contre, l'aplanissement paléogène reste immobile sous la couverture de formations marines de l'Oligocène inférieur et au-dessus de lui se forme un nouveau relief initial.

Aplanissement du Pliocène inférieur. Pendant le bas Pliocène, sur tout le territoire de la Pologne méridionale et centrale s'étend un continent que ne déforment pas les mouvements tectoniques. Une grande partie des plaines, par contre, est occupée par un réservoir d'eau douce dont les dépôts de bordure apparaissent au Nord de Zwolen (tableau II). Dans différents points de la Pologne on a constaté sur le continent de cette époque la silification des roches, leur usure éolienne et la présence de croûtes ferrugineuses [118]. Ces faits témoignent en faveur d'un climat sec, peut-être chaud, avec de grandes précipitations périodiques [107, 108]. La destruction subaérienne progressant à partir des périphéries septentrionales situées plus bas a amené la formation d'une nouvelle surface d'aplanissement portant le caractère de pédiplaine. Cette

destruction ne s'est cependant pas étendue sur tout le liséré des montagnes. Au-dessus de lui se dresse à une hauteur de 20—30 m le niveau paléogène à relief de cuesta. Le rapport réciproque des deux aplanissements est visible sur la fig. 18 et tableau III. Le rebord de l'aplanissement paléogène présente un tracé tortueux avec des éperons et des buttes témoins sur l'avant-terrain. C'est le résultat de l'aplanissement régressif du Pliocène inférieur qui, se développant, attaquait le niveau paléogène. Au pied du relief paléogène s'étend, à la hauteur de 180—160 m, une surface du Pliocène inférieur assez monotone. Dans la partie septentrionale tectoniquement abaissée, l'aplanissement paléogène conserve durablement son caractère fossile couvert par les dépôts tertiaires.

A cette époque, la vallée actuelle de la Vistule n'existe pas encore. De l'existence d'un flux non organisé d'eau du Sud vers le NW témoignent les galets karpatiques disséminés sur une zone large d'une quinzaine de kilomètres à la surface de l'aplanissement infrapliocène. Ce flux n'empruntait pas la direction de Puławy mais de Zwoleń, région où se trouvent également des matériaux des Karpates. L'aplanissement du Pliocène inférieur en bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix correspond au IV-e niveau d'après la nomenclature adoptée par Lencewicz [54, 55] pour le côté méridional du massif.

Rajeunissement du relief dans le Pliocène supérieur. Le modelé définitif du relief préquaternaire est réalisé après les mouvements ascendants du Pliocène supérieur sous l'influence desquels se sont formés la percée de la Vistule et les vallées des affluents. Ils ont disséqué la surface d'aplanissement infrapliocène à une profondeur de 40—50 m. Dans le climat semi-aride du Pliocène supérieur [51, 65, 109, 120] les vallées des rivières se sont considérablement élargies par voie d'érosion latérale, et surtout par le recul parallèle des versants.

#### EVOLUTION DU RELIEF DANS LE PLÉISTOCÈNE

Problème du Préglaaciaire. Les formations antérieures à la transgression immédiate de l'inlandsis sur le terrain étudié, et, dans ce sens préglaciaires, apparaissent non pas au fond des vallées actuelles des rivières, mais sur leurs versants, ou bien remplissent des vallées entièrement ensevelies (fig. 22, 23). Les formations préglaciaires ne renferment pas de matériau nordique. Cependant le comblement deux fois répété des vallées par le matériau préglaciaire correspond probablement aux phases anaglaciaires des glaciations plus anciennes qui n'ont pas atteint la zone des plateaux de Pologne [36, 91]. L'accumulation préglaciaire se produisant sous les conditions du climat froid a amené la diminution d'une quinzaines de mètres de la profondeur des vallées formées au Plio-

cène supérieur. A ce comblement correspondait la dénudation des plateaux.

De l'analyse des affleurements choisis du Pléistocène il résulte que le terrain étudié était soumis à la glaciation Mindel et Riss (fig. 24 à 40). A l'époque du Würm, de même qu'aux anaglaciaux des glaciations plus anciennes dominaient les conditions périglaciaires.

La période du Pléistocène le plus ancien. La moraine de la glaciation Mindel repose sur des dépôts anaglaciaux fluviatiles et lacustres qui recouvrent soit des graviers préglaciaires dont ils diffèrent par l'absence de matériel karpatique, soit directement sur un sous-sol rocheux. L'épaisseur réduite du Préglaiciale qui, dans certains affleurements, apparaît à des altitudes importantes, témoigne d'une période d'érosion antérieure à la glaciation Mindel. Il est impossible de reconstituer l'importance de cette érosion, car l'approfondissement des vallées vivantes, postérieur à la précédente, efface les traces de celle-ci. Cependant il est probable que déjà alors se forme, sur les périphéries de la grande vallée près de Zwoleń qu'empruntaient les eaux de la pra-Vistule au NW (tableau III), la vallée de la Zwoleńka qui oriente son cours vers le SE pour rejoindre le secteur de la percée de la Vistule.

De la glaciation Mindel datent deux couches d'argile morainique séparées par des formations fluvioglaciaires. Elles sont très détruites. Souvent, au lieu d'argile, apparaît le pavé ou des dépôts produits du lavage de l'argile. Le matériau morainique s'est surtout conservé dans les vallées des rivières, toujours sur leurs versants, et, s'il apparaît au fond, c'est en tant que produit secondaire.

Signification morphologique de l'interglaciaire Mindel/Riss. La disparition des argiles morainiques de la glaciation Mindel, et souvent aussi des formations sous-jacentes, est l'oeuvre de l'érosion de cet interglaciaire. L'érosion d'approfondissement atteint alors sa grandeur maximum (tableau IV A et B). L'érosion dissèque et enlève non seulement les dépôts du Pléistocène ancien, mais atteint jusqu'au sous-sol rocheux. Pour cette raison l'argile morainique de la glaciation Mindel ne s'est pas conservée *in situ* dans le fond des vallées, mais seulement sur les versants. Toutes les vallées étudiées sont plus profondes que les préglaciaires et les actuelles. Les traces de l'érosion sur les versants des vallées se sont fixées sous forme de surface de tronquement. D'une façon générale, on peut admettre que la profondeur des vallées s'est accrue d'au moins une quinzaine de mètres. Les causes d'une si grande animation de l'érosion n'ont pas été jusque-là étudiées. Il semble qu'on peut admettre l'éventualité de certains mouvements de l'écorce terrestre. La question reste ouverte.

Anaglaciale, glaciaire et cataglaciale de la

glaciation Riss. Après la période de grande érosion interglaciaire survient une période, non moins puissante dans ses effets, d'accumulation anaglaciaire. Les séries fluviatiles, limoneuses, quelquefois à type de lac de barrage, ainsi que les graviers fluvioglaciaires immédiatement antérieurs à la transgression de l'inlandsis éstompent les contrastes récemment formés dans le relief interglaciaire et diminuent sensiblement ses dénivellations (tableau IV A et B).

Le refroidissement du climat sous les conditions déjà périglaciaires est accompagné des processus de mouvements de masses et de la formation de structures périglaciaires. Ces variations climatiques peuvent être relevées dans de nombreux affleurements. Les formations fluvioglaciaires comportent une très grande quantité de roches du soubassement, ce qui témoigne clairement de l'échelle de la destruction des plateaux dans l'anaglaciaire Riss et de l'enlèvement des couvertures morainiques de la glaciation Mindel, vu que les eaux fluvioglaciaires puisaient le matériau dans le soubassement.

De la glaciation Riss subsistent jusqu'aujourd'hui de une à quatre couches d'argiles morainiques. Souvent elles ne sont séparées que par des formations limoneuses ou par des dépôts fluviatiles ou fluvioglaciaires. Cette quantité d'argiles morainiques, surtout quand celles-ci se situent entre les limons, ne doit pas nécessairement témoigner de multiples envahissements distincts de l'inlandsis Riss. Certaines d'entre elles peuvent provenir de la déglaciation. Les différences dans la quantité d'argiles morainiques relevées entre la partie sud du plateau, où presque toujours n'apparaît qu'un seul niveau morainique, et la partie nord où ces argiles morainiques se trouvent en plus grande masse, semblent indiquer une dénudation plus avancée dans les terrains situés plus au Sud. On ne peut cependant pas exclure l'éventualité d'une période de glaciation Riss de plus longue durée et d'une plus grande richesse de phénomènes dans la partie septentrionale de la région par rapport à la partie méridionale.

La distribution et la manière dont apparaissent les formations limoneuses témoignent de l'existence de réservoirs d'eaux stagnantes spatialement limités aux vallées des rivières et aux abaissements des surfaces topographiques où apparaît une plus grande quantité d'argile morainique.

La récession de l'inlandsis Riss est marquée par des formes d'oesar et des collines constituées de matériaux fluvioglaciaires (fig. 8, phot. 1, 2).

Modifications survenues dans le relief pendant l'interglaciaire Eemien. Lors de la récession cataglaciaire, et ensuite pendant l'érosion eemienne, l'argile morainique est disséquée et enlevée. Dans toute la partie méridionale du plateau, les rivières

retrouvent leurs anciens lits, alors que près de Zwolen se forment en outre de nouvelles vallées qui n'ont rien de commun avec les anciens sillons d'érosion. Probablement au début de l'érosion eemienne le terrain y était hermétiquement recouvert et nivelé par les dépôts du Riss. Il arrive que sur certains de leurs secteurs les rivières reproduisent l'ancien système des vallées, creusant sur d'autres des lits nouveaux (tableau IV A et B). En résultat, nous avons des vallées dont le profil longitudinal se compose de secteurs de différents âges.

L'érosion eemienne, bien que très intense, n'a pas cependant atteint les dimensions de l'érosion Mindel/Riss. Le problème principal qui se rattache à cet interglaciaire réside dans le changement du système hydrographique.

Par le fait que les profondes vallées de l'interglaciaire Mindel/Riss sont restées ensevelies et qu'il s'en forme d'autres en des endroits nouveaux, deux modelés différents se constituent, l'un surmontant l'autre, tous deux du Pléistocène. Une différence de plus en plus visible apparaît entre le relief de la partie sud du plateau où les rivières empruntent les mêmes abaissments, et la partie nord où cette concordance n'existe pas. Les périphéries septentrionales commencent à se rapprocher par leur caractère morphologique du modelé des plaines de la Pologne centrale.

Surface de dénudation datant de la glaciation Würm et son rapport aux aplanissements tertiaires. Dans les variantes plus ou moins froides du climat périglaciaire du Würm progresse la dénudation des couvertures pléistocènes et la réduction des hauteurs absolues, et cela à un point tel que les formes du soubassement préquaternaire sont mises à nu. La bordure nord-est des Montagnes de S-te Croix acquiert un modelé portant les traits périglaciaires. Dans la partie sud plus élevée, la morphogenèse périglaciaire agit sur les formes paléogènes mises à nu, alors que sur les autres terrains les processus périglaciaires se développent sur la base des formes glaciaires (fig. 3, 4, 8, phot. 1, 2).

Il est extrêmement difficile de définir dans quel ordre se produisaient les modifications du relief, car le contenu des différents affleurements est fragmentaire. Ils découvrent les plus souvent des structures de solifluction (fig. 24, 25, 27, 28, 29, 31, 37, 40), plus rarement des dépôts rythmiquement stratifiés (phot. 9, 10). Dans certains affleurements apparaissent des fentes en coin (phot. 11), dans d'autres des festons d'éboulis (phot. 12), et dans d'autres encore l'action conjuguée des processus de gravitation et des eaux périodiques (fig. 28). On peut constater comme des mouvements de masses intenses deux fois répétés (fig. 28 et 31).

Les abaissments de terrain sont comblés par toutes sortes de couvertures de gravitation (p. ex. les terrasses de solifluction près de Zwolen)

Dans les zones bordant les plaines apparaît une grande quantité de vallons secs et de cuvettes de dénudation. Les vallées fluviales, bien que perdant de leur profondeur, devaient temporairement remplir la fonction de bases locales de dénudation. Les vallons périglaciaires pénétrant dans les plateaux amenaient leur destruction et leur recul (tableau I). Au processus de transformation du relief prenaient donc part aussi bien les processus d'équipianation que d'altiplanation.

Au périglaciaire Würm se rattache aussi la genèse des lambeaux du loess et des dunes. Au périglaciaire tardif, certaines vallées adoptent des formes asymétriques, le versant plus abrupt à l'exposition chaude.

Le relief périglaciaire subsiste jusqu'aujourd'hui avec des retouches holocènes insignifiantes. De l'Holocène date la terrasse d'inondation, les formes des ravins dans le loess ainsi que de petites entailles érosives, en général localisées au fond des vallées périglaciaires. Dans certaines plaines réapparaissent les phénomènes karstiques reconstruits dans le matériau pléistocène.

La surface de dénudation tronque dans la direction sud l'aplanissement paléogène, accusant un angle d'inclinaison plus prononcé. L'aplanissement du Pliocène inférieur conserve son caractère fossile.

**Résumé des résultats.** 1. Les aplanissements paléogène et infrapliocène forment un système étagé. 2. La surface périglaciaire recouvre les surfaces d'aplanissements tertiaires et tronque partiellement l'aplanissement paléogène. 3. Dans la partie nord du plateau, les deux aplanissements tertiaires disparaissent sous l'aplanissement périglaciaire. 4. Dans la partie septentrionale du plateau le relief eemien est suspendu et partiellement déplacé par rapport au relief de l'interglaciaire Mindel/Riss. Il existe ici de profondes vallées qui n'ont pas été reconstruites dans le relief actuel.

#### LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1. Rapport du relief de surface au relief fossile du soubassement rocheux  
1 - toit de roches jurassiques; 2 - toit de roches crétacées; 3 - Pléistocène

Fig. 2. Schéma du système structurel de la bordure NE des Montagnes de S-te Croix

1 - Jurassique: Dogger, Malm; 2 - Crétacé: Néocomien, Albien, Cénomancien, Turonien, Emschérien, Santonien, Campanien, Maestrichtien; 3 - Danien; 4 - Oligocène; 5 - Miocène; 6 - Pliocène

Fig. 3. Olechów Stary

1 - calcaire blanc massif; 2 - débris grumeleux de calcaire; 3 - argile rouge avec des cailloux d'origine nordique; 4 - sables jaunes non stratifiés; 5 - sol gris

Fig. 4. Olechów Stary

1 - calcaire oolithique massif; 2 - argile marneuse gris-vert sans cailloux; 3 - débris de calcaire oolithique à arêtes aiguës; 4 - argile couleur chocolat - rouille avec des cailloux d'origine nordique et locale; 5 - sables non stratifiés avec des cailloux d'origine nordique; 6 - série ferrugineuse avec des cailloux d'origine nordique; 7 - sol gris



- Fig. 5. Secteurs karstiques secs de la vallée de la Błazinka et de la Wolanka d'après S. Z. Różycki
- Fig. 6. Ludwików. Courbe granulométrique de la formation pulvérulente (loess) et de l'argile morainique, à la profondeur:  
1 - 1,0 m; 2 - 0,8 m; 3 - 0,6 m; 4 - 0,5 m; 5 - 0,25 m
- Fig. 7. Ravin sur le versant de la vallée de la Kamienna. Solifluction dans le loess
- Fig. 8. Forêt de Małomierzyce au SW d'Antoniów  
1 - sol forestier couleur d'acier; 2 - sable non stratifié jaune, pulvérulent, avec des cailloux et gravier; 3 - sable fin, jaune, non stratifié; 4 - gravier à gros grains à agglutinant d'orstein, couleur brun-rouillé; 5 - traînées d'orstein; 6 - sable à fraction très menue, pulvérulent, couleur paille
- Fig. 9. Enfoncements karstiques au SW de Ciepiałów
- Fig. 10. Coupe de la vallée d'Iżanka. A — Kroców Mniejszy. B — ferme Kroców  
1 - Crétacé; 2 - argile morainique; 3 - sables fluviaux
- Fig. 11. Coupe géologique de la vallée de la Kamienna à Skarbka Dolna, d'après W. Pożaryski  
J - Kimméridgien; K1 - Albien; Kc - Cénomaniens; Kt - Turonien
- Fig. 12. Profil synthétique du versant NE des Montagnes de S-te Croix d'après W. Pożaryski  
P - Paléozoïque ancien; C - Permien supérieur; Tp - Triasique - grès bigarré; Tkm - Triasique - Keuper et Muschelkalk; J1 - Jurassique inférieur; Jd - Jurassique moyen; Jm - Jurassique supérieur; Kt-l - Crétacé - Turonien - Albien; Ks - Crétacé - Sénomien
- Fig. 13. Deux coupes géologiques d'après W. Pożaryski: A — coupe du terrain du garde-forestier Baraki; B — coupe de la Wólka Bałtowska  
J - Kimméridgien; K1 - Albien; Kc - Cénomaniens; Kt - Turonien; P - Pléistocène
- Fig. 14. Zone littorale supposée de la mer danienne  
1 - Maestrichtien; 2 - Danien
- Fig. 15. Coupes géologiques de la bordure mésozoïque des Montagnes de S-te Croix d'après W. Pożaryski  
1 - Callovien; 2 - Oxfordien; 3 - Rauracien; 4 - Astartien; 5 - Kimméridgien; 6 - Bonnonien; 7 - Albien; 8 - Turonien; 9 - Emscherien; 10 - Santonien; 11 - Campanien; 12 - Maestrichtien
- Fig. 16. Coupe géologique des Kaniosy d'après W. Pożaryski  
J - Kimméridgien; K1 - Albien; Kc - Cénomaniens; Kt - Turonien; D - Pléistocène
- Fig. 17. Entonnoirs karstiques fossiles. Zębiec — Forêts de Starachowice  
1 - débris calcaires - Malm inférieur; 2 - sables, poussières et argiles - Miocène continental; Pléistocène; 3 - débris calcaires avec sable; 4 - sable fin; 5 - sable fin argileux; 6 - argile sableuse; 7 - argile morainique brune; 8 - sol
- Fig. 18. Niveaux d'aplanissement tertiaires en bordure NE des Montagnes de S-te Croix  
1 - toit de roches jurassiques; 2 - toit de roches crétacées; 3 - toit de roches crétacées Danien; 4 - toit de roches oligocènes; 5 - ligne reliant les points d'aplanissement paléogène; 6 - ligne reliant les points d'aplanissement du Pliocène inférieur; 7 - Préglaaciaire; 8 - dépôts glaciaires; 9 - toit probable du soubassement
- Fig. 19. Coupe géologique des environs du Mont Puławska d'après W. Pożaryski  
1 - Quaternaire; 2 - Oligocène; 3 - Crétacé - Danien avec couche décalcifiée au toit
- Fig. 20. Inclinaison de la surface paléogène après les mouvements tertiaires  
1 - surface paléogène
- Fig. 21. Coupe géologique le long de la ligne Lubienia — Marcule d'après S. Z. Różycki

**Dogger** : 1 – argiles sombres; 2 – grès; 3 – sables jaunes et roses; 4 – roches sidéritiques; 5 – sables avec nids de limonite; 6 – calcaire sableux sidéritique; **Malm** : 7 – calcaires plaquettés; 8 – calcaires rocheux; **Quaternaire** : 9 – argile morainique; 10 – sables quaternaires

**Fig. 22.** Position des dépôts préglaciaires par rapport au soubassement rocheux de la vallée de la Kamienna d'après K. Pożaryska

**Fig. 23.** A – emplacement des dépôts préglaciaires près de Zwolen; B – emplacement des dépôts préglaciaires près de Okrzeja

1 – Crétacé; 2 – Oligocène inférieur; 3 – Pliocène; 4 – Préglaciaire; 5 – formations glaciaires

**Fig. 24.** Ravin Garncarskie Doły près de Okół

1 – sol gris avec gazon; 2 – loess strié avec traînées d'orstein; 3 – loess strié avec interstratifications de sable fin, couleur crème clair, se fend dans le sens vertical, réagit faiblement au HCl; 4 – le loess contient une couche continue de sable fin de couleur jaune; 5 – couche de sable grossier de couleur gris-sombre, avec cailloux de roches nordiques, de 3 cm de diamètre; 6 – limons gris-vert, sans calcaire, perturbés par la solifluction; 7 – horizon d'orstein sur l'argile morainique tronquée; 8 – argile morainique couleur gris-olive avec grande quantité de blocs calcaires parmi lesquels prédominent les calcaires paléozoïques nordiques, présence de blocs cristallins; 9 – gravier stratifié avec prédominance de matériau nordique et quantité importante de silex; 9a – le même gravier, mais avec prédominance de galets calcaires; 10 – pavé composé de grès nordiques et de calcaires, diamètre jusqu'à 30 cm; 11 – limons verdâtres, plastiques tordus, avec traces de flore et de faune des mollusques; 12 – graviers bien arrondis, silex, quartz, calcaires et ménilites karpatiques; 13 – sable quartzueux à grains moyens, clair, parallèlement stratifié

**Fig. 25.** Pełkowice (paroi E du ravin)

1 – sol gris pulvérulent; 2 – loess se fendant verticalement, au toit loess altéré; 2a – horizon de lehmification dans le loess; 3 – argile brun rouille avec prédominance de blocs de roches cristallines nordiques; 4 – sables grossiers non stratifiés; 5 – formation de sable pulvérulent couleur crème; 6 – limons gris d'acier de structure solifluidale; 6a – limons gris d'acier perturbés par la solifluction avec, par endroits, des cailloutis nordiques; 7 – sables fins jaune-rouille perturbés par la solifluction; 8 – argile morainique olive-gris avec des blocs de roche calcaire et cristalline; 9 – graviers fluvio-glaciaires avec matériau nordique, diagonalement stratifiés; 10 – graviers composés de calcaires jurassiques et de quartz; 11 – toit du Jurassique

**Fig. 26.** Wola Pawłowska (versant du ravin en bordure de la route de Wola Pawłowska à Zęborzyn)

1 – sol; 2 – loess, altéré dans la partie inférieure de la couche, sans teneur de calcaire; 3 – traces d'argile morainique de couleur brun-rouille avec des blocs cristallins d'origine nordique; 4 et 5 – sables et graviers à fraction croissante vers le toit, composés principalement de roches cristallines, contenant des calcaires paléozoïques nordiques ainsi que de la roche calcaire et du silex locaux; 6 – limon bleu-gris mélangé à de l'argile morainique de couleur gris-olive – formation de solifluction; 7 – sables et graviers fins parallèlement stratifiés, prédominance de roches cristallines, interstratification de matériau local; 8 – traînée d'argile morainique, très sableuse, couleur gris-rouille; 9 – lentilles de sables fins, couleur jaune-clair, composés principalement de matériaux nordiques; 10 – graviers composés de calcaires, de silex, de marnes, partiellement de roches cristallines nordiques apparaissant principalement au toit

**Fig. 27.** Pawłowice. Versant du ravin dans l'ancienne embouchure de la Kamienna

1 – sol; 2 – argile morainique – formation de versant; 3 – sables non lavés, jaunes, pendage des traînées dans la direction de l'inclinaison du versant de la vallée; 4 – loess avec traînées discontinues de sable, au toit infiltration d'orstein; 5 – pavé de roches – prédominance de roches cristallines d'origine nordique; 6 – sables et graviers fins composés principalement de roches cristallines, additionnés de calcaires paléozoïques et de matériau local; 7 – argile à varves avec nids de sable irrégulièrement tordus; 8 – argile à varves couleur chocolat; 9 – sables fins fluviatiles stratifiés

**Fig. 28.** Krępa Kościelna – versant de la vallée de la Krępanka

1 – sol gris avec menus cailloutis de roches nordiques; 2 – sable à grains moyens, jaune, avec boules irrégulières d'argile morainique brune contenant des fragments altérés de roches cristallines; 2a – argile grasse, brune, mélangée de sable, avec traînées; 3 –

gravier fin et à gros grains, stratifié, composé de matériau nordique et de quartz; 4 - graviers jaune-rouille, cailloux et sables composés de matériau nordique avec des boules d'argile brune. Dans la partie supérieure du versant formation non stratifiée, dans la partie inférieure traces visibles de ségrégation; 5 - sables fins, couleur crème clair, stratifiés, ripple-marks visibles, tronqués sur le versant; 6 - limon beige d'acier, sans calcaire; 7 - série de galets crétacés, diamètre jusqu'à 50 cm, parallèlement stratifiés, additionnés de gravier de roches nordiques, contenant sporadiquement des cailloutis de roche erratique; 7a - horizon discontinu de blocs de roches nordiques; 8 - sable et gravier rouille-jaune avec des blocs de roche nordique (cristallins et calcaires paléozoïques); 9 - débris de roche du Maestrichtien.

Fig. 29. Babilon — versant de la vallée de la Krępianka

1 - sol gris avec cailloux de roches nordiques; 2 - argile rouille brun avec cailloux de roche cristalline perturbée par la solifluction; 3 - sable jaune non stratifié avec traînées d'argile morainique - formation de solifluction; 4 - graviers et galets de roches crétacées locales; 5 - comme ci-dessus la surface de galets apparaît comme flambée (c'est peut-être une trace d'incendie); 6 - pavé de roches nordiques (calcaires et roches cristallines), diamètre jusqu'à 20 cm; 7 - débris de roche maestrichtienne - toit du soubassement rocheux

Fig. 30. Zębic près de Marcule (Forêts de Starachowice) — versant de la vallée sèche appartenant au système de la rivière Ilzanka

1 - graviers silico-gréseux bien arrondis et très compacts; 2 - sables fins perturbés; 3 - limons gris et bruns perturbés; 4 - argile morainique brune, grasse, avec des blocs cristallins nordiques; 5 - argile comme dans la couche 4 avec des blocs nordiques d'un diamètre jusqu'à 20 cm, très sableuse dans la couche supérieure; 6 - sol gris de forêt

Fig. 31. Ilza. Versant de la vallée de l'Ilzanka. Excavation parallèle à la rivière

1 - sol gris; 2 - sable blanchâtre pulvérulent, non stratifié, avec traînées irrégulières d'orstein; 2a - sable crème clair, stratifié, avec intercalations de limons argileux, couleur brun clair, portant des traces organiques, épaisseur des couches de 2-3 cm; 3 - débris de calcaires jurassiques locaux à arêtes aiguës par endroits cailloutis de roches nordiques - formation de pente; 3a - série de limons gris-vert et de sables fins perturbés par la solifluction; 4 - sables limoneux, stratifiés; 5 - série discontinue de cailloux de roches nordiques, composés de matériau cristallin et local; 6 - argile beige-brun avec traces organiques; 7 - sable-gravier, clair, blanchâtre, diagonalement stratifié; ci-dessous données des forages: à la profondeur de 6-8,3 m - sable-gravier comme dans la couche 7; au-dessous de 8,3 m - toit du soubassement jurassique

Fig. 32. Ilza. Versant de la vallée de l'Ilzanka. Affleurement perpendiculaire à la rivière

1 - sol gris avec cailloux de roche nordique; 2 - sables fins et pulvérulents, blanchâtres, non stratifiés avec traînées d'orstein dans la partie inférieure; 3 - sables compacts, ferrugineux, stratifiés, couleur rouille-brun; 4 - sable-gravier, blanchâtre, clair, diagonalement stratifié, avec galets de calcaires locaux dans la partie inférieure; 5 - sables blancs, bien clairs, presque horizontalement stratifiés; 6 - série de gravier et de menus cailloutis de roche nordique - cristallins et calcaires sur le toit du soubassement jurassique

Fig. 33. Chotcza — partie moyenne du versant de la vallée de l'Ilzanka

1 - sol gris avec menus cailloutis de roche nordique; 2 - sable à grains moyens, crème, avec traînées d'orstein; 3 - argile rouille-brun; 4 - argile vert d'acier tacheté de jaune; 5 - toit ferrugineux, sableux, de la série d'argile morainique; 6 - argile morainique rouille-brun, avec cailloux de roche cristalline d'origine nordique d'un diamètre jusqu'à 10 cm; 7 - argile plastique approchée de l'argile à varves, couleur jaune-vert-chocolat

Fig. 34. Chotcza — partie inférieure du versant de la vallée de l'Ilzanka

1 - argile, couleur gris-brun, avec intercalations de sable, peu plastique; 2 - sable grossier jaune-brun, stratifié; 3 - sable brun-sombre, argileux, avec blocs de roches nordiques; 4 - limon gris-bleu avec stries brunes; 4a - argile plastique, grasse, couleur brun-clair; 5 - sables jaune-clair alternativement stratifiés avec des limons gris

Fig. 35. Kijanka. Affleurement sur le versant de la vallée de la rivière Zwoleńka

1 - argile morainique de solifluction; 2 - graviers à gros grains diagonalement lités; 3 - graviers à grains moyens parallèlement stratifiés; 4 - argile morainique brune avec

blocs de roches nordiques d'un diamètre jusqu'à 12 cm; 5 - graviers, à gros grains, gris, non stratifiés; 6 - graviers à gros grains non stratifiés avec blocs de roches nordiques altérés en désagrégation; 7 - sables crème-clair, parallèlement stratifiés; 9 - sables grossiers, roussâtres, parallèlement stratifiés; 10 - sables à grains moyens, clairs, parallèlement stratifiés; 11 - argile morainique brune avec blocs de roches nordiques en désagrégation; 12 - sables gris-clair, perturbés

Fig. 36. Jabłonów. Profil des formations pléistocènes

1 - toit du Maestrichtien; 2 - formations préglaciaires; 3 - argile à varves; 4 - formations fluviatiles; 5 - formations fluviatiles provenant de la moraine de la glaciation Mindel; 6 - formations fluviatiles; 7 - argile morainique de la glaciation Mindel; 8 - formations fluviatiles; 9 - formations fluvioglaciaires; 10 - argile morainique de la glaciation Riss; 11 - formations glaciaires modifiées; 12 - formation à type de lac de barrage; 13 - débris d'argile d'éboulis de la glaciation Riss en tant que formation de solifluction

Fig. 37. Bidzińszczyzna au-dessus de la Kamienna inférieure (ravin au S du village)

1 - loess; 2 - loess altéré; 3 - argile de solifluction avec roches nordiques; 4 - sables à grains moyens, stratifiés, couleur crème-clair; 4a - sables à grains moyens avec traînées d'orstein; 5 - loess tacheté, strié; 6 - série du sol fossile

Fig. 38. Coupe géologique de la vallée de la Kamienna

1 - argile morainique sableuse avec traces organiques; 2 - sable; 3 - argiles morainiques; 4 - galets gréseux; 5 - tourbe; 6 - poussières; 7 - poussières avec parties organiques; 8 - galets et débris de grès, de silex de quartz, de granit, et sable pulvérulent; 9 - argile keupérienne

Fig. 39. Situation des affleurements choisis du Pléistocène

a - situation des affleurements par rapport au profil du fond de la vallée de la Kamienna; b - situation de affleurements par rapport au profil du fond de la vallée de la Krępianka; c - coupe transversale de la vallée de l'Ilzanka (1 - dissection dans l'interglaciaire Mindel/Riss; 2 - dissection dans l'interglaciaire eemien); d - situation de l'affleurement vu sur le fond de la coupe transversale de la vallée de l'Ilzanka (1 - sol tourbeux; 2 - sable gris; 3 - sable blanc; 4 - sable fin, gris; 5 - gravier à gros grains); e - situation de l'affleurement vu sur le fond de la coupe transversale de la vallée de la Zwolenka

Fig. 40. Wólka Pętkowska sur la Kamienna (au S du village en bordure de la route de Karczemka)

1 - sol gris pulvérulent sans cailloux; 2 - série d'argile fortement sableuse, couleur brun-rouille, sans cailloux; 3 - limons avec glissements de solifluction très nets; 4 - sables fins, couleur brun-sombre strié de noir, perturbés par la solifluction; 5 - limons fortement tordus; 6 - série de limons crème et de sables safranés

#### LEGENDE DES PHOTOS

Phot. 1. Oesar de Tarłów

Phot. 2. Oesar de Tarłów

Phot. 3. Bloc erratique sur le versant de la butte témoin du fluvioglaciaire dans la forêt de Małomierzycze

Phot. 4. Entaille sur le versant de la vallée de la Kamienna

Phot. 5. La vallée de la Wolanka, secteur sec, karstique

Phot. 6. Pawłowice. Ravin dans l'ancienne embouchure de la Kamienna. Nids de sable dans les argiles à varves

Phot. 7. Babilon au bord de la Krępianka. Dépôts fluvioglaciaires de la transgression de l'inlandsis Riss; prédomine le matériel local de roches crétacées

Phot. 8. Wólka Pętkowska au bord de la Kamienna; les limons perturbés par la solifluction

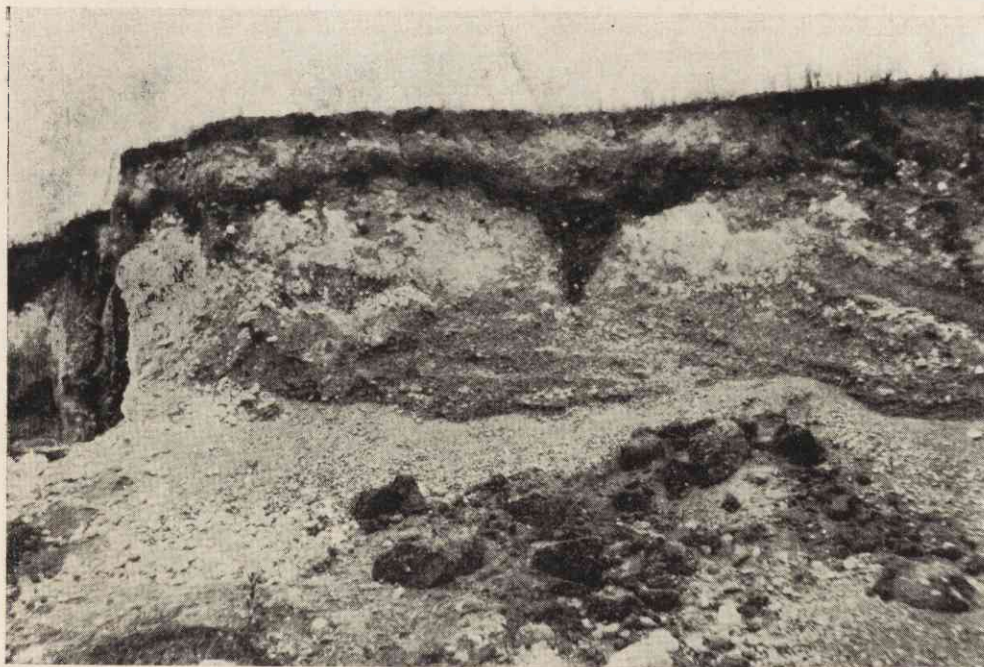
Phot. 9. Lipsko: situation des dépôts rythmiquement stratifiés

Phot. 10. Les dépôts rythmiquement stratifiés qui couvrent le versant de la vallée de la Krępianka à Lipsko

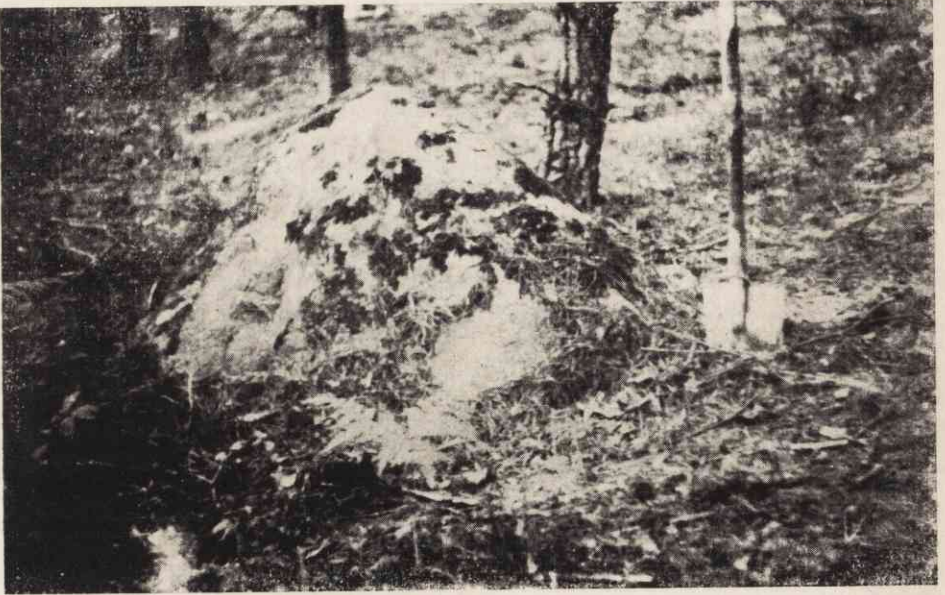
Phot. 11. et 12. Exemples de fente en coin (phot. 11) et de festons d'éboulis (phot. 12) dans le terrain du relief du subsassement mésozoïque



Fot. 1. Oz tarłowski



Fot. 2. Oz tarłowski



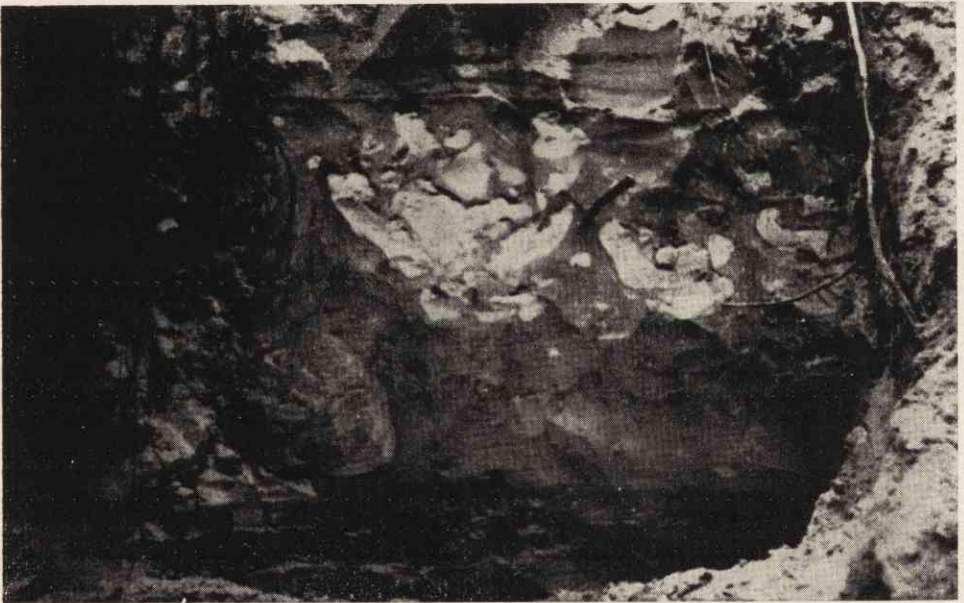
Fot. 3. Głaz eratyczny na zboczu pagórka ostańcowego zbudowanego z utworów fluwioglacjalnych w lasach małomierzyckich



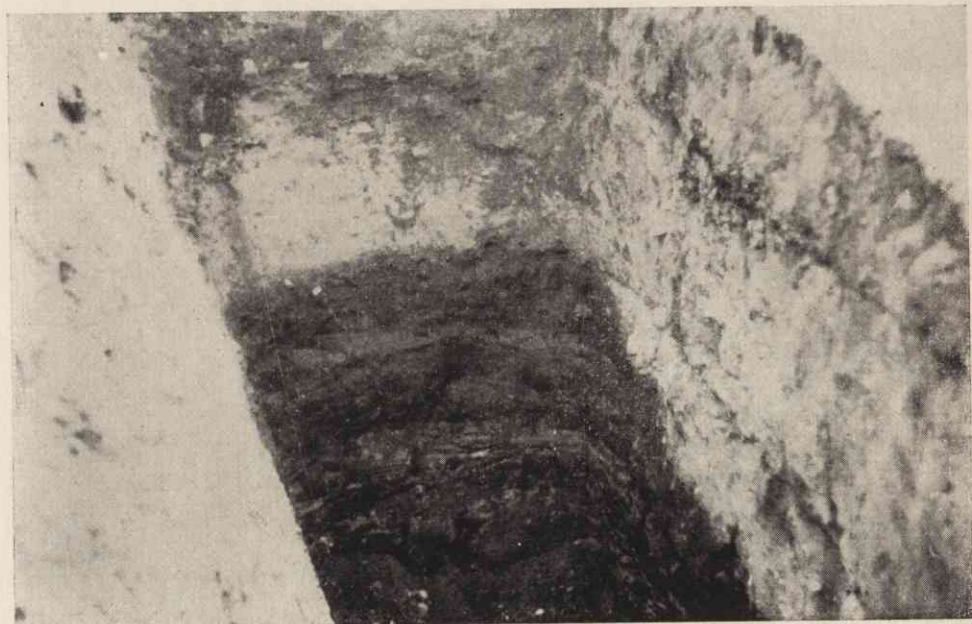
Fot. 4. Wcięcie erozyjne na zboczu doliny Kamiennej



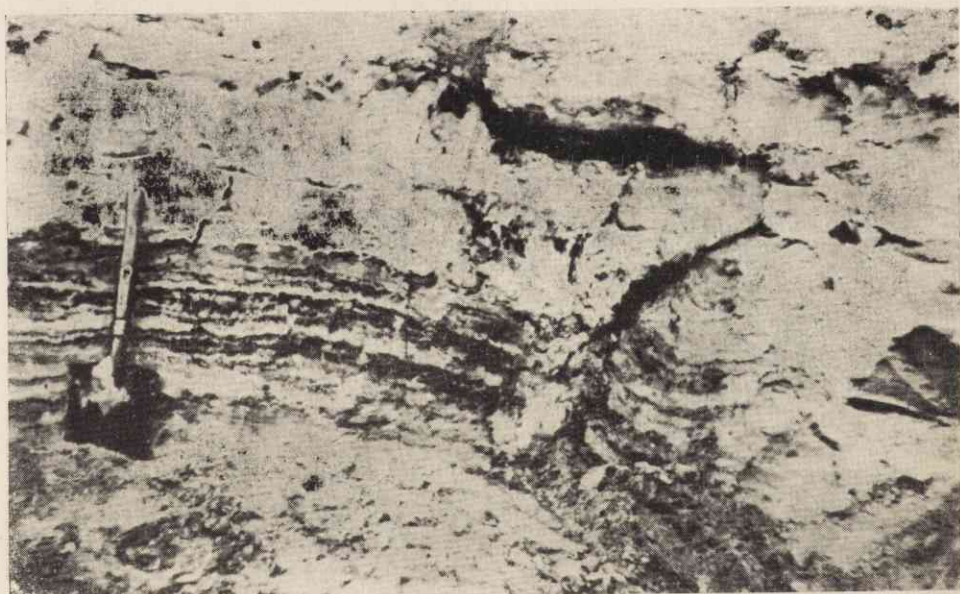
Fot. 5. Dolina Wolanki na odcinku bezwodnym, krasowym



Fot. 6. Pawłowice. Wąwóz w starym ujściu doliny Kamiennej. Gniazda piasku w łach warwowych



Fot. 7. Babilon nad Krępianką. Utwory fluwioglacjalne z transgresji zlodowaczenia środkowopolskiego: przewaga materiału lokalnych skał wieku kredowego

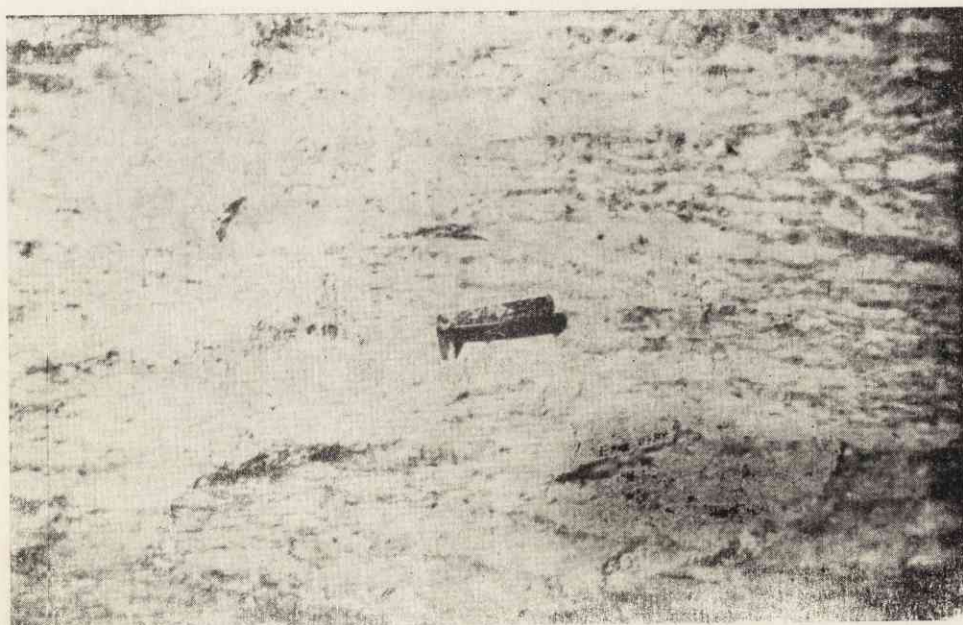


Fot. 8. Wólka Pętowska nad Kamienną (na S od wsi przy drodze do Karczemki). Silnie pocięte mulki — splaywy soliflukcyjne

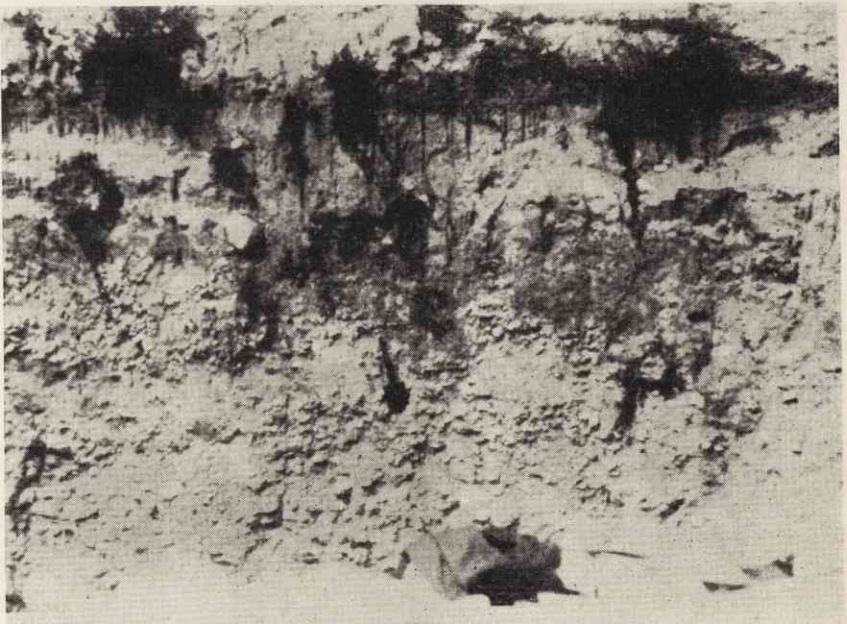




Fot. 9. Lipsko. Położenie utworów o rytmie warwowym



Fot. 10. Utwory piaszczysto-mułkowe o rytmie warwowym odsłonięte na zboczu doliny Krępianki w Lipsku



Fot. 11 i 12. Przykłady klinów zmarzlinowych (fot. 11) i festonów gruzowych (fot. 12) na obszarze wychodni podłoża mezozoicznego

CECYLIA RADŁOWSKA

# MAPA GEOMORFOLOGICZNA PÓŁNOCNO-WSCHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

0 1 2 3 4 5 km



**FORMY PALEOGENYKIE**  
ПАЛЕОГЕНОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА  
FORMES PALÉOGENÈS

- Fragmenty zrównań  
Выравненные участки  
Fragments d'aplanissements
- Garby denudacyjne  
Денудационные кузстовые гряды  
Basses de dénudation
- Zagłębienia krasowe zrekonstruowane w materiale plejstoceniowym  
Карстовые впадины образовавшиеся в плейстоценовом материале в результате реконструкции  
Dépressions karstiques reconstruites dans le matériau pléistocène

**FORMY PLEISTOCENYKIE**  
ПЛЕИСТОЦЕНОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА  
FORMES PLEISTOCÈNES

- Fragmenty pontyjskiego zrównania  
Выравненные участки понтийского времени  
Fragments de l'aplanissement du Pliocène inférieur
- Górnoplioceniowe stoki dolin  
Верхнеплиоценовые склоны долин  
Versants des vallées du Pliocène supérieur
- Żalomy strukturalno-denudacyjne  
Структурно-денудационные бровки  
Crêtes structurales changées par dénudation

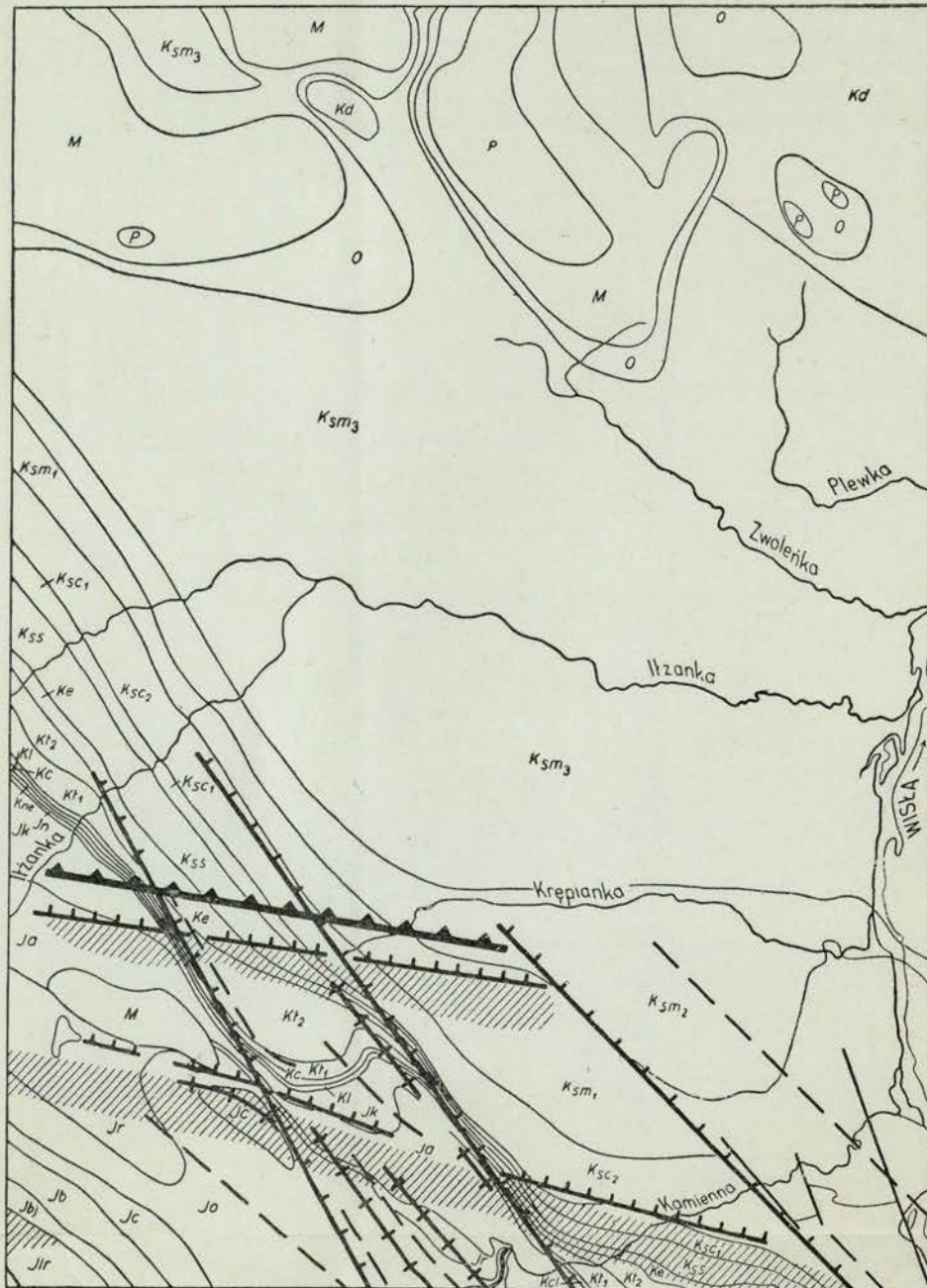
**FORMY PLEISTOCENYKIE**  
ПЛЕИСТОЦЕНОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА  
FORMES PLEISTOCÈNES

- Równiny denudacyjne  
Денудационные равнины  
Plaines de dénudation
- Pagóry ostańcowe fluwioglacjalne  
Останцевые холмы сложенные флювиогляциалом  
Buttes témoins du fluvioglaciale
- Pagóry ostańcowe oza  
Останцевые холмы оза  
Buttes témoins d'oesar
- Żalomy i krawędzie teras denudacyjnych  
Бровки и склоны денудационных террас  
Changement brusque du pente et rebords des terrasses de dénudation
- Terasy denudacyjne  
Денудационные террасы  
Terrasses de dénudation
- Ekshumowane fragmenty teras starszych  
Отпрепарированные участки более древних террас  
Fragments de terrasses anciennes mis à nu
- Zbocza denudacyjne  
Денудационные склоны  
Versants de dénudation
- Niecki korozyjne  
Делли  
Cuvettes de dénudation
- Suche doliny nieckowate  
Сухие долины  
Vallées sèches en berceau
- Suche doliny płaskodenne  
Сухие плоскодонные долины  
Vallées sèches à fond plat
- Równina lessowa  
Лессовая равнина  
Plaine couverte par loess
- Wymy i pola piasków przewianych  
Дюны и участки золотых песков  
Dunes et champs sablonneux soumis à l'action du vent
- Misy wywiania  
Дефляционные углубления  
Cuvettes de déflation
- Równina akumulacji soliflukcyjnej  
Равнина солифлюкционной аккумуляции  
Plaine d'accumulation de solifluction
- Akumulacyjna terasa nadzalewowa bałtycka  
Аккумулятивная, надпойменная терраса балтийского возраста  
Basse terrasse baltique d'accumulation

**FORMY HOLOCENYKIE**  
ГОЛОЦЕНОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА  
FORMES HOLOCÈNES

- Krawędzie terasowe  
Бровки террас  
Rebords des terrasses
- Wcięcia erozyjne  
Эрозионные долины  
Entailles
- Wcięcia erozyjne wycięte w skale  
Эрозионные долины выработанные в скале  
Entailles creusées dans la roche
- Podcięcia erozyjne  
Эрозионный размыв берега  
Sarpements par érosion
- Wcięcia koryt i starorzeczy  
Ложбины русел и стариц  
Encassements des lits des rivières et d'anciens méandres
- Równina zalewowa  
Пойменная равнина  
Basse plaine d'inondation
- Stożki narpywowe  
Конусы выноса  
Cônes de déjection
- Stożki usypiskowe  
Конусы насыпные  
Cônes d'éboulis

**STRATYGRAFIA I TEKTONIKA NE OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH  
СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА СВ ОКРАИНЫ СВЕНТОКШИСКИХ ГОР  
STRATIGRAPHIE ET TECTONIQUE DE LA BORDURE NE DES MONTAGNES DE S-TE CROIX**



- 1 — granice stratygraficzne  
стратиграфические границы  
limites stratigraphiques
- 2 — fleksury główne NW—SE  
главные флексуры СЗ—ЮВ  
flexures principales NW—SE
- 3 — fleksury poboczne WNW—ESE  
побочные флексуры ЗСЗ—ВЮВ  
flexures secondaires WNW-ESE
- 4 — antykliny  
антиклинали  
anticlinaux
- 5 — synkliny  
синклинали  
synclinaux

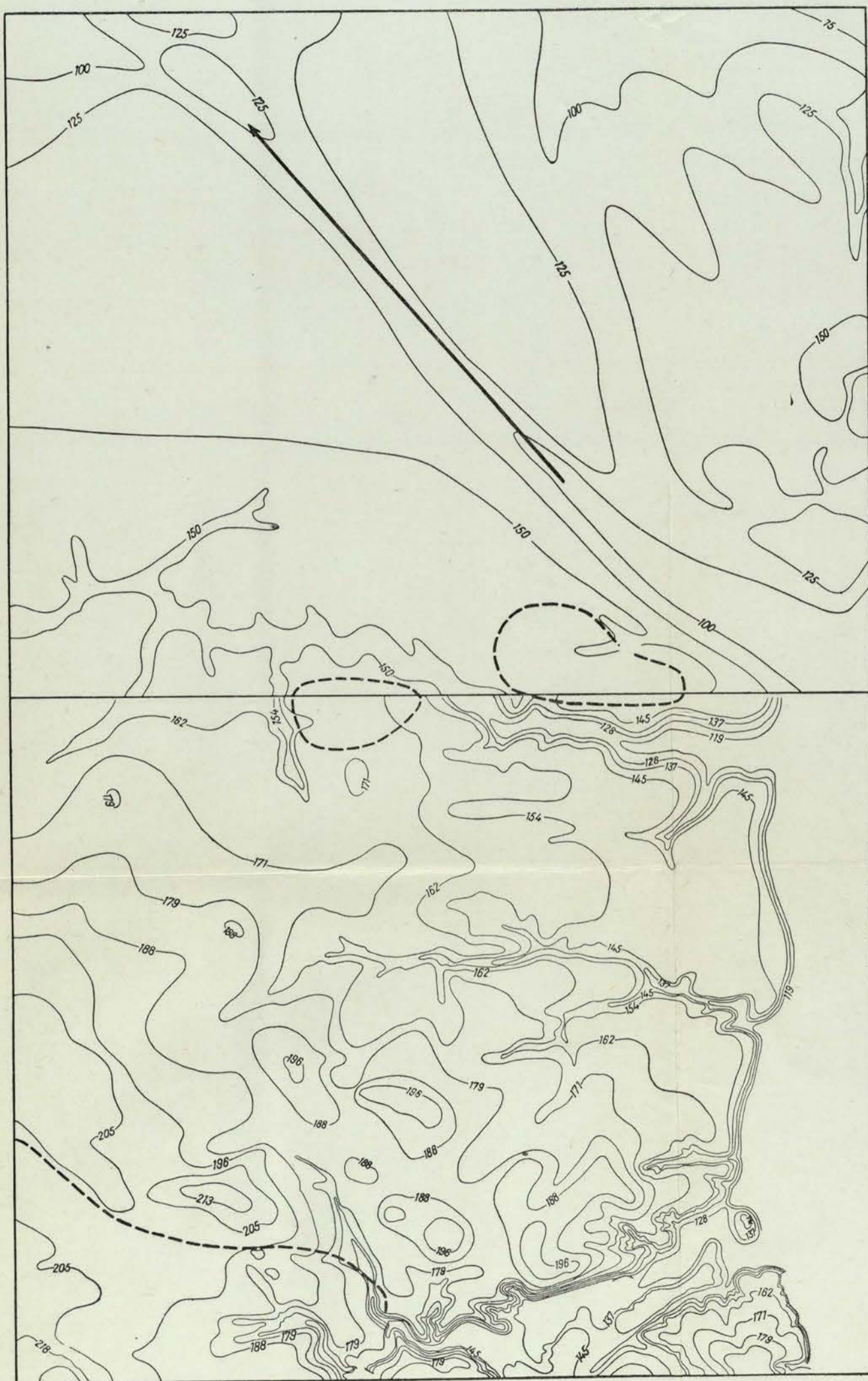
- 6 — grzbiety paleozoiczne w podłożu pokrywy mezozoicznej  
палеозойские хребты в субстрате мезозойского покрова  
crêtes paléozoïques dans le sous-bassement de la couverture mésozoïque
- 7 — północna granica górotworu świętokrzyskiego  
северная граница Свентокшиского массива  
limite septentrionale du massif de S-te Croix

- Jlr — lias — retyk  
лейас — рёт  
Lias — Rhétien
- Jbj — bajos  
байос  
Bajocien
- Jb — baton  
батон  
Bathonien
- Jc — kelowej  
келловей  
Callovien
- Jo — oksford  
оксфорд  
Oxfordien
- Jr — gaurak  
раурак  
Rauracien
- Ja — astart  
астарт  
Astartien
- Jk — kimeryd  
кимеридж  
Kimmeridgien

- Jn — bonon  
бонон  
Bononien
- Kne — neokom  
неоком  
Néocomien
- Kl — alb  
альб  
Albien
- Kc — cenoman  
ценоман  
Cénomanien
- Kcl — alb i cenoman  
альб и ценоман  
Albien et Cénomanien
- Kt1, Kt2 — turon  
турон  
Turonien
- Ke — emszer  
эмшер  
Emscherien
- Kss — santon  
сантон  
Santonien

- Ksc1, Ksc2 — kampan  
кампан  
Campanien
- Ksm1-Ksm3 — mastrycht  
маастрихт  
Maestrichtien
- Kd — dan  
датские отложения  
Danien
- O — oligocen  
олигоцен  
Oligocène
- M — miocen  
миоцен  
Miocène
- P — pliocen  
плиоцен  
Pliocène

RZEŻBA PODCZWARTORZĘDOWA OKOLIC SOLCA I ZWOLENIA  
 ДОЧЕТВЕРТИЧНЫЙ РЕЛЬЕФ ТЕРРИТОРИИ РАСПОЛОЖЕННОЙ В ОКРЕСТНОСТИ СОЛЬЦА И ЗВОЛЕНЯ  
 RELIEF SOUS-QUATERNAIRE DES ENVIRONS DE SOLEC ET DE ZWOLEŃ



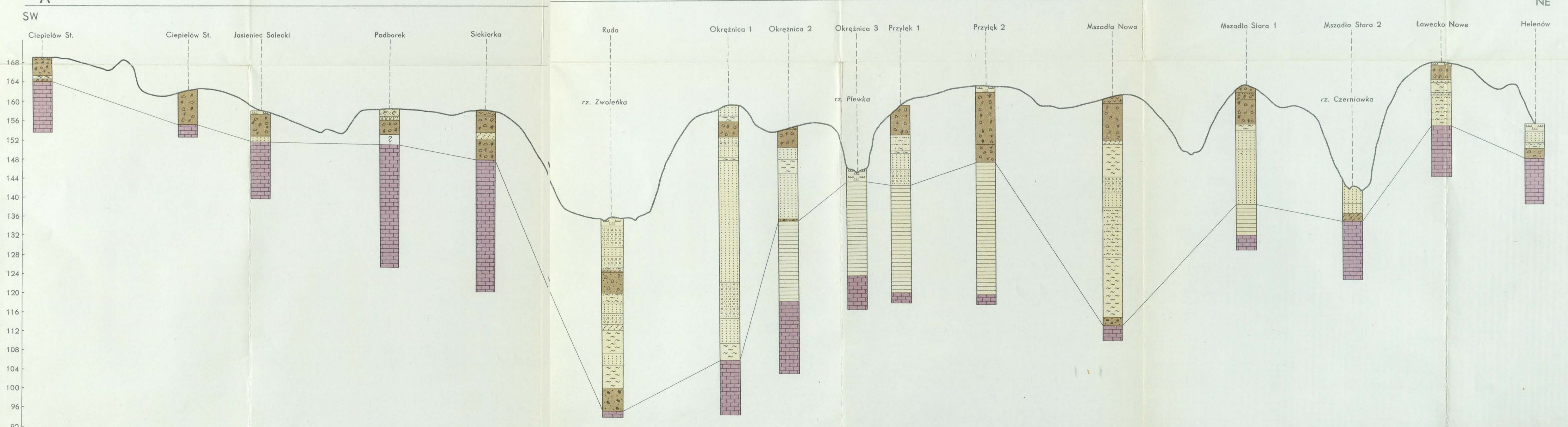
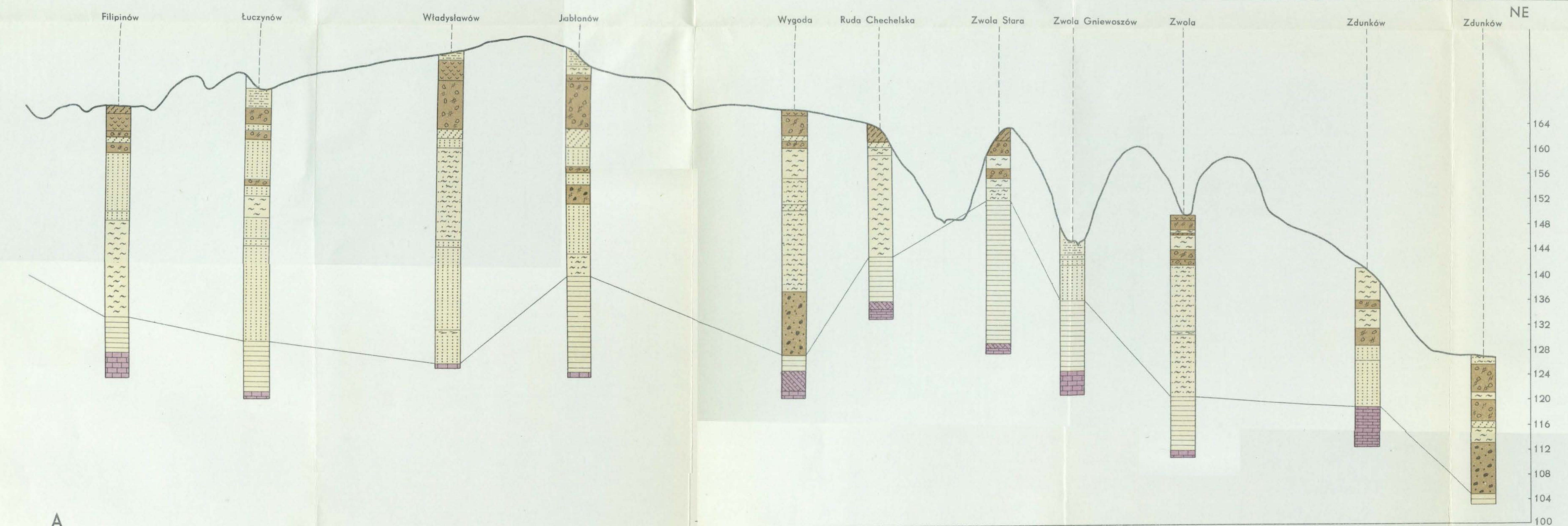
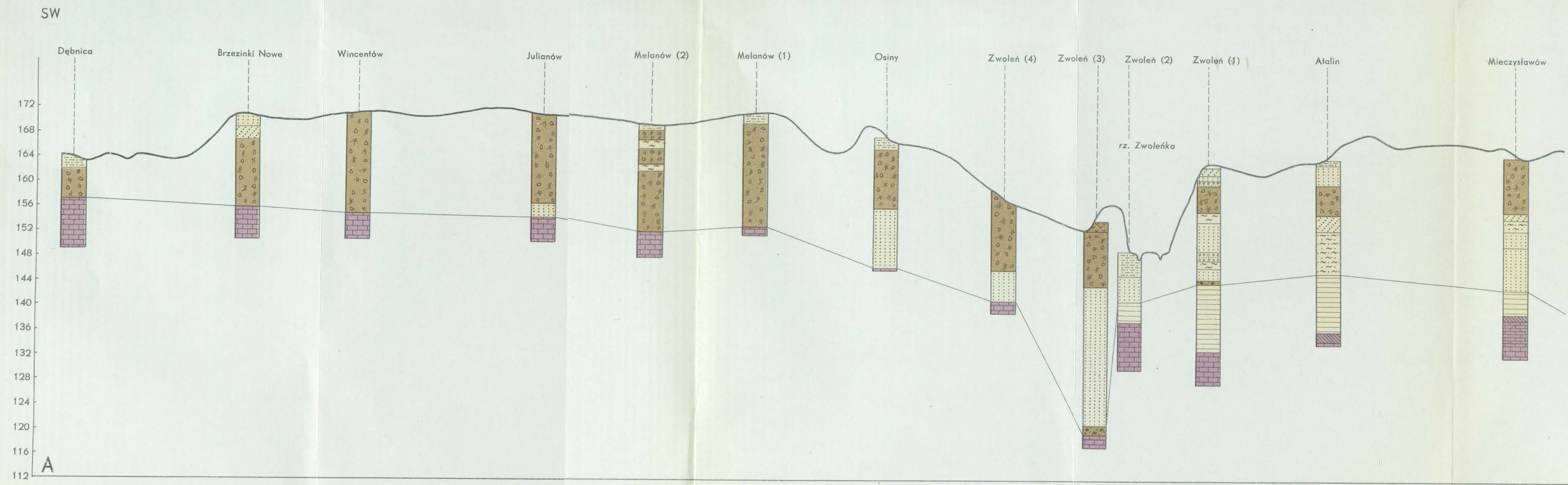
1 — obszary występowania form krasowych  
 области с карстовыми формами рельефа  
 étendues où apparaissent les formes karstiques

2 — przedplejstoceniński kierunek odpływu wód  
 доплейстоценовое направление стока вод  
 direction d'écoulement des eaux à la période  
 pré-Pléistocène

1 → 2

0 1 2 3 4 km

CECYLIA RADŁOWSKA  
PROFYLE WIERCEŃ  
WYKONANYCH NA PÓŁNOCNO-  
WSCHODNIM OBRZEŻENIU  
GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH



Cena zł 60.-