

A L F R E D J A H N

WYZYNA
LUBELSKA

P O L S K A A K A D E M I A N A U K

I N S T Y T U T G E O G R A F I I

*

P R A C E G E O G R A F I C Z N E

N R 7

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 7

АЛЬФРЕД ЯН

ЛЮБЛИНСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ
РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

No 7

ALFRED JAHN

GEOMORPHOLOGY AND QUATERNARY HISTORY
OF LUBLIN PLATEAU

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

P R A C E G E O G R A F I C Z N E N R 7

A L F R E D J A H N

W Y Ż Y N A L U B E L S K A
R Z E Ź B A I C Z W A R T O R Z E D

W A R S Z A W A 1 9 5 6
P A Ń S T W O W E W Y D A W N I C T W O N A U K O W E

Komitet redakcyjny

Przewodniczący: S. LESZCZYCKI

Członkowie: R. GALON, M. KLIMASZEWSKI, J. KOSTROWICKI, B. OLSZEWICZ, A. WRZOSEK

Sekretarz redakcji: L. KUBIATOWICZ

Rada redakcyjna

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

Redaktor tomu

J. CZYZEWSKI

Okladkę projektował
Zenon Januszewski

SPIS TREŚCI

Przedmowa	7
Uwagi wstępne	10

CZĘŚĆ PIERWSZA

I. Strefa peryferyczna glacialnego plejstocenu wyżyny	21
Kluczowy profil czwartorzędu w Czerniejowie i Syrnikach	21
Tarasy doliny Wieprza między Czerniejowem a ujściem Bystrzycy	28
Wzgórza Krasienin—Nowa Wola (czwartorzęd i morfologia Wyso- czyzny Lubartowskiej)	33
II. Płaskowyż Kazimierski i jego północna krawędź	40
Płaskowyż Kazimierski	40
Północna krawędź wyżyny w dorzeczu Kurówki	49
III. Morfologia i czwartorzęd okolic bliskich Lublina	61
Dolina Ciemięgi	61
Dolina Bystrzycy Lubelskiej	67
IV. Kotlina Dorohucka	80
Łęczyński przełom Wieprza	80
Interglacjał w Ciechankach Krzesimowskich	90
Interglacjał w Łańcuchowie	96
Morfologia i czwartorzęd dna Kotliny Dorohuckiej	101
Zbocza Kotliny Dorohuckiej	109
V. Pagóry Chełmskie i Kotlina Dubienki	113
Góry wyspowe między Chełmem a Rejowcem	113
Kotlina Pawłowa	120
Pradolina chełmsko-rejowiecka	128
Kotlina Dubienki	128
VI. Wierzchowina Grabowiecka	133
VII. Wierzchowina Giełczewska	143
Układ dolin i wysoki poziom zrównania	143
Strefa krawędziowa Wierzchowiny Giełczewskiej i zrównania denuda- cyjne przyległej części Płaskowyżu Świdnickiego	147
Dolina górnej Bystrzycy Lubelskiej	158
Dorzecze Giełczwi i Żółkiewki	161
VIII. Dolina Wieprza w pasie wierzchowin	175
IX. Padół Zamojsko-hrubieszowski	185
Kotlina Zamojska	185
Kotlina Tyszowiecka i Hrubieszowska	195
X. Grzęda Sokalska	207
XI. Roztocze	214
Rzeźba przedczwartorzędowa Roztocza	214
Roztocze w okresie czwartorzędowym	230

CZEŚĆ DRUGA

XII. Morfologia przedczwartorzędowa Wyżyny Lubelskiej	253
Główne kierunki morfologiczne Wyżyny Lubelskiej oraz ich zależność od przewodnich rysów struktury podłoża	253
Systemy kierunków morfologicznych	253
Powierzchnie strukturalne i paleomorfologiczne	256
Warunki litologiczne — odporność skał	258
Uskoki i spękania ciosowe	260
Chronologia kierunków morfologicznych	264
Elementy morfologii paleogenu	269
Wyżyna Lubelska w miocenie	275
Sarmacko-pliocenijskie zrównania, powstanie krawędzi wyżynnych i gór wyspowych	282
Wyżyna Lubelska w przededniu epoki lodowej	295
Utwory preglacjalne wyżyny	295
Granica pliocenu i plejstocenu na wyżynie	301
XIII. Wyżyna Lubelska w czwartorzędzie	306
Starszy plejstocen wyżyny	306
Główny interglacjał wyżyny	312
Zlodowacenie środkowo-polskie	315
Stratygrafia utworów i chronologia zdarzeń ostatniego zlodowacenia	322
Procesy i utwory peryglacjalne	327
Zagadnienie lessu	335
Stan dotychczasowych badań	335
Less pierwotny i wtórny na Wyżynie Lubelskiej	338
Rozmieszczenie lessu i krawędzie lessowe	349
Cykl lessowy	357
Stratygrafia lessu	363
Plejstocenijskie tarasy dolin wyżyny	365
Rozwój boczny dolin, asymetria ich profilu poprzecznego	371
Doliny denudacyjne	375
Wyżyna Lubelska u schyłku plejstocenu i w holocenie	378
Cykl glacialny (peryglacialny) i interglacialny	386
Zestawienie wyników	393
Posłowie	396
Literatura	399
Spis rycin w tekście	407
Spis fotografii	410
Spis map poza tekstem	412
Skorowidz nazw	413
Резюме	421
Summary	438

PRZEDMOWA

Między Wisłą a Bugiem rozciąga się Wyżyna Lubelska — kraj piękny i urodzajny, który dziwnym trafem przez długie lata był zapomniany i nie budził większego zainteresowania wśród geografów i geologów polskich. Wystarczy wspomnieć, że do dzisiaj źródłem wiadomości na przykład w dziedzinie geologii Wyżyny Lubelskiej jest po części monografia Puscha [130], sprzed prawie 120 lat, dalej przestarzałe prace Jurkiewicza [56] i Trejdosiewicza [179], czy wreszcie lubelski rozdział „Geologii Polski“ Siemiradzkiego [157].

Stan ten zmienił się po wojnie dzięki dwu faktom. Pierwszy z nich, to kreowanie w roku 1945 katedry geografii na Uniwersytecie Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, około której skupił się zespół młodych pracowników naukowych, pełnych zapału dla pionierskich badań w nieznanym, czekającym odkrywców terenie lubelskim. Drugim, nie mniej ważnym faktem, było poważne zainteresowanie się Wyżyną Lubelską ze strony dwu centralnych geologicznych instytucji polskich, rozporządzających dużymi możliwościami badawczymi, tzn. Muzeum Ziemi i Państwowego Instytutu Geologicznego.

Praca, której wyniki poniżej zestawiam, ma swój związek z obu wymienionymi faktami. Rozpocząłem ją w roku 1945 w ramach planu badawczego Katedry Geografii UMCS w Lublinie przy poparciu finansowym Polskiej Akademii Umiejętności. W latach następnych aż do roku 1950 główny trud organizowania, finansowania i publikowania częściowych wyników przejęło Muzeum Ziemi w Warszawie. W roku 1949 uzyskałem wydatną pomoc w zbieraniu materiałów terenowych ze strony Państwowego Instytutu Geologicznego, dla którego zestawilem zdjęcie geologiczne północnej części arkusza „Zamość“ mapy 1 : 300 000.

Pierwszym celem moich badań było opracowanie morfologii i utworów czwartorzędowych doliny Wieprza w granicach Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. W miarę jednakże postępów prac okazało się rzeczą niezbędną wyjście poza dolinę Wieprza na wyżynę, co równało się właściwie rozszerzeniu terenu studiów na całe wyżynne dorzecze Wieprza. Z uwagi zaś na niektóre zagadnienia stratygrafii plejstocenu wyżyny, wymagające nawiązania do obszaru zlodowacenia środkowo-polskiego, wynikała również

konieczność opracowania przedpola północnej krawędzi wyżyny aż po Lubartów. W ten sposób po 10-letnich badaniach zgromadziłem spory materiał obserwacyjny z obszaru prawie całej wyżyny i jej najbliższego sąsiedztwa.

Częściowe wyniki badań ukazały się już drukiem w formie kilku rozpraw o charakterze przeważnie problemowym [45, 46, 47, 48, 49, 50, 51, 52]. Pracą niniejszą zamykam moje badania lubelskie. Jest ona próbą syntezy, opartą na całości materiałów a zawierającą również podsumowanie a czasami skorygowanie wyników, ogłoszonych w poprzednio wydanych rozprawach. Zdaję sobie sprawę, że słowo „synteza“ nie jest w pełni właściwe dla całości podanych wniosków. Ich wartość jest różna, jak różny i niejednorodny jest materiał, na którym zostały one oparte. Po dokładnych i systematycznych studiach przeprowadzonych wzdłuż doliny Wieprza, która jest jakby osią Wyżyny Lubelskiej, zbierano dość szczegółowo materiały na wybranych wycinkach wyżyny, jak na przykład w okolicy Chełma, Rejowca, Kurowa, Giełczwi itd. Wreszcie całość wyżyny i jej najbliższego sąsiedztwa starano się obserwacyjnie powiązać, odbywając liczne wycieczki poza dorzecze Wieprza. W ten sposób uzyskano materiały porównawcze z Roztocza i z nadbużańskiej oraz nadwiślańskiej strefy wyżyny.

Na zakończenie tych wyjaśnień wstępnych miło mi złożyć podziękowanie tym wszystkim, których poparci i pomocy zawdzięczam wykonanie badań.

Przede wszystkim jestem wdzięczny Dyrekcji b. Muzeum Ziemi w osobach prof. St. Małkowskiego i dr A. Halickiej, za czteroletnie subwencjonowanie prac. Koledze prof. dr Br. Halickiemu, który kierował pracami Zakładu Geomorfologii i Czwartorzędu Muzeum Ziemi składam uprzejme podziękowanie za cenną, przyjacielską pomoc w rozwikłaniu trudniejszych zagadnień czwartorzędu. Jego głębokiej wiedzy i doświadczeniu terenowemu w zakresie czwartorzędu Polski zawdzięczam osobisty pożytek z wielu owocnych dyskusyj, prowadzonych na wspólnych wycieczkach, przy odkrywkach oraz w sali posiedzeń naukowych Muzeum Ziemi.

Prof. dr M. Turnau-Morawskiej wyrażam wdzięczność za wykonanie kilkunastu analiz petrograficznych piasków i glin plejstocenijskich oraz za żmudne opracowanie petrograficzne osadów tzw. preglacjału Wyżyny Lubelskiej.

Prof. dr Wł. Pożaryski, świetny znawca geologii Wyżyny Lubelskiej, służył mi zawsze koleżeńską pomocą w kwestiach dotyczących odporności skał, stratygrafii i tektoniki kredy. Sporządził on dwie oryginalne mapy dla tej pracy, poświęcił mi sporo czasu dla przedyskutowania niektórych zagadnień tektoniki Wyżyny Lubelskiej.

W opracowywaniu zagadnień stratygrafii czwartorzędu wyżyny wiele zawdzięczam kolegom—biologom, z którymi nawiązałem stałą, i sądzić wypada, dla obu stron korzystną współpracę. Systematycznie oznaczali oni faunę i florę, wydobywaną przeze mnie lub moich współpracowników z osadów plejstocenijskich wyżyny. Dodać należy, że materiały te stały się w większości podstawą ich własnych, już publikowanych prac. Spośród botaników szczególną, zawsze chętną pomoc okazywał mi doc. dr A. Środoń, ponadto prof. dr A. Paszewski, mgr M. Bremówna i dr W. Ołtuszewski. Zoolog, świetny znawca mięczaków, prof. dr J. Urbański podjął się ogromnej pracy stałego oznaczania plejstocenijskich mięczaków lubelskich, które mu przez szereg lat posyłałem.

Wreszcie składam również podziękowanie wszystkim moim asystentom i współpracownikom, którzy ucząc się przy mnie w terenie, pomagali mi wydatnie w zbieraniu materiałów do niniejszej pracy. Są to: mgr J. Trembaczowski, mgr J. Mojski, mgr A. Walczowski, Zb. Grochowski, mgr H. Piasecki i mgr L. Baraniecki.

Opracowanie kameralne wykonałem już po przejściu na Uniwersytet Wrocławski (r. 1949) w warsztacie pracy naukowej, zorganizowanym tu po wojnie przez prof. dr J. Czyżewskiego. Z prof. J. Czyżewskim odbyłem w czasie pisania pracy szereg roboczych dyskusyj zarówno w kwestiach problemowych, jak terminologicznych. Jemu też składam podziękowanie za przejrzenie całości już gotowego do druku tekstu.

Całość rękopisu zechcieli łaskawie przejrzeć prof. dr A. Zierhoffer i prof. dr J. Dylík. Obaj nie szczędzili mi cennych uwag, które znalazły swój oddźwięk w tekście. Wypada dodać, że prof. J. Dylík sam pracuje nad większością spośród omawianych w tej pracy zagadnień (zrównania denudacyjne, sedimentacja peryglacialna i in.). Wspólne dyskusje w zakresie interesującej nas obu tematyki nie pozostały bez wpływu na kształtowanie się niektórych moich poglądów, wyłożonych w tej pracy.

Autor

UWAGI WSTĘPNE

Nazwą „Wyżyna Lubelska“ obejmuje się obszar, którego zachodnią granicę wyznacza Wisła, wschodnią Bug, północną niski próg biegnący od Puław po ujście Bystrzycy do Wieprza, a dalej na wschodzie grupa wzgórz między Chełmem a Horodłem, południową zaś wał Rostocza, opadający stromą i wysoką krawędzią ku Kotlinie Sandomierskiej. W granicach podanych ukazują się na powierzchni utwory jurajskie, kredowe, trzeciorzędowe i czwartorzędowe. Nie licząc jury, która odsłania się fragmentarycznie w odkrytych przez Samsonowicza [141] i Pożaryskiego [127] antyklinach rachowskiej i gościeradowskiej, górna kreda, reprezentowana przez takie skały, jak geza, opoka, margiel i wapień marglisty, ma znaczenie zasadnicze, gdyż z utworów tego wieku jest zbudowana prawie cała wyżyna. Skały kredowe wypełniają wielką geosynklinę zwaną niekłą mazowiecko-lubelską (Samsonowicz [141]) lub też w jej przedłużeniu na południe niekłą lwowsko-lubelską (Najdin [105], Pożaryski [127]). Ta ogromna bruzda ma budowę asymetryczną. Jej oś biegnie na ogół zgodnie z kierunkiem i położeniem środkowego (Krasnystaw—Lubartów) odcinka doliny Wieprza, dzieli więc Wyżynę Lubelską na dwie części, zachodnią i wschodnią. Opisany przez Sujkowskiego [165] otwór wiertniczy w Lublinie przecina kredę w osiowej strefie synkliny. Jest rzeczą charakterystyczną, że obie części różnią się od siebie nie tylko wgłębną budową geologiczną, lecz również ogólnymi rysami morfologicznymi. Południowo-zachodnie skrzydło synkliny jest lepiej poznane zwłaszcza dzięki nowym pracom Pożaryskiego [123, 124]. Profil doliny Wisły od Annopola (antyklina rachowska) po Puławę daje prawie kompletny przekrój skrzydła synkliny. Upad warstw dochodzi do kilkunastu stopni, tym zresztą różni się ta część od skrzydła wschodniego synkliny (region nadbużański i wołyński), gdzie położenie kredy jest prawie poziome.

Trzeciorzęd Wyżyny Lubelskiej — to piaski, piaskowce i wapienie mioceńskie, które spotykamy na południu, w strefie morfologicznie zaliczanej raczej już do Rostocza, oraz w rozrzuconych w północnej części wyżyny górach wyspowych koło Chełma, Rejowca i Lublina. O ich geologii wiemy znacznie mniej niż o geologii kredy. Opisy tych skał, jakie spotykamy w literaturze z XIX w. (Pusch [130], Trejdosie-

wicz [179]), nie przynoszą wiele, są przestarzałe i nie dają właściwego ujęcia stratygraficznego, natomiast nowsza literatura składa się tylko z krótkich wzmianek i przyczynków, chociaż niektóre z nich (np. referaty Kowalewskiego [68, 69]) należy uznać mimo ich lakoniczności za materiał wartościowy. Na tym tle wyróżnia się ostatnia obszerna praca Turnau-Morawskiej [183] o petrografii sarmatu wyżyny, jako rozprawa wyprzedzająca dotychczasową charakterystykę geologiczną sarmatu Wyżyny Lubelskiej.

Do utworów czwartorzędowych Wyżyny Lubelskiej należą gliny morenowe, piaski i żwiry rzeczne oraz fluwioglacjalne, wreszcie różnego typu osady mułkowe i pylaste, wśród których najbardziej znany jest less, jako podłoże urodzajnych gleb lubelskich. Poza niezłą charakterystyką gleboznawczą tych utworów (Mieczyski [99]) i dwoma przestarzałymi w swoich wnioskach stratygraficznych pracami Krysztalowicza [75, 76] posiadamy w zakresie geologii czwartorzędu wyżyny bądź tylko przyczynkowe opisy niektórych ciekawszych profilów, jakie zawierają na przykład artykuły Ludwika Sawickiego [148, 149, 152], Krukowskiego, Samsonowicza [78], Lewińskiego [87, 90], bądź też wzmianki o utworach wyżyny w związku z omawianiem zagadnienia czwartorzędu regionów z wyżyną sąsiadujących (Ludomir Sawicki [144], Zaborski [191]).

Na tym tle wyróżnia się nowa praca Pożaryskiego [126] zawierająca wyniki szczegółowych badań czwartorzędu doliny Wisły. Autor nawiązując do opracowania czwartorzędu doliny Kamiennej przez Pożaryską [121] wydziela w dolinie Wisły utwory sześciu zlodowaceń, z których trzy pierwsze dotarły do opisywanego obszaru. W tekście niniejszej pracy wypadnie mi wielokrotnie powołać się na materiał obserwacyjny i wnioski Pożaryskiego, z którymi nie zawsze się wprawdzie zgadzam, lecz w całości uważam je za najlepiej ugruntowaną syntezę czwartorzędu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej.

Nie lepiej od sytuacji w zakresie opracowań czwartorzędu przedstawia się stan dotychczasowych badań w zakresie geomorfologii Wyżyny Lubelskiej. Właściwie jedyną gruntowniejszą pracą, w której zagadnienie genezy rzeźby wyżyny zostało należycie postawione i przedyskutowane w oparciu o dość skąpy zresztą materiał obserwacyjny terenowych jest znane studium Ludomira Sawickiego [145] o przełomowej dolinie Wisły między Zawichostem a Puławami. Zagadnienie to podejmuje również w krótkiej notatce Ludwik Sawicki [148]. Świetna praca Zaborskiego [191], w której zostały wyjaśnione zasadnicze rysy morfologii Podlasia, przynosi również cenne uwagi w zakresie morfologii Wyżyny Lubelskiej. Przy ubóstwie prac materiałowych uderza wyjątkowo wnikliwa charakterystyka morfologiczna Wyżyny Lubelskiej w „Polsce“

Lencewicz [86], co dowodzi, że jej autor oparł swoje wnioski naukowe przede wszystkim na własnej, dobrej znajomości terenu.

Wyżynę Lubelską uważa się za odrębną jednostkę morfologiczną pasa wyżyn środkowo-polskich. Region ten nie posiada jednakże wielu znamion jednolitości morfologicznej. Jego granice, poprowadzone wzdłuż rzek, których doliny mają wybitnie przełomowy charakter, są siłą rzeczy sztuczne. Jedynym wspólnym rysem obszaru w podanych wyżej granicach jest konsekwentne nachylenie jego powierzchni z południa ku północy (ryc. 1 i mapa I*). Poziomice 300 i 200 m wyznaczają z grubsza południową i północną granicę wyżyny. Poza tą wspólną cechą obszar cały znamionuje pewna różnorodność elementów morfologicznych, co wskazuje na potrzebę podziału wyżyny na mniejsze jednostki morfologiczne. Czynią to częściowo Borusiewicz [5] i Klimaszewski [64]. Podział ich nie jest dostatecznie szczegółowy i dotyczy raczej wschodnich połaci wyżyny**.

W związku z rozważaniami nad morfogenezą wyżyny, które są treścią dalszych rozdziałów a zarazem właściwym tematem niniejszej pracy, uważam za konieczne ustalić na wstępie, chociaż szkicowo i w sposób tymczasowy, regiony morfologiczne wyżyny oraz ich nazwy. Opieram się przy tym na szczegółowej analizie mapy topograficznej oraz przede wszystkim na dobrej znajomości cech krajobrazowych wyżyny z autopsji. Częściowo były mi pomocą materiały morfometryczne, cytowane w pracy Zaborskiego [192], Borusiewicza [5] i Burdzińskiego [9].

Nazwę „wyżyny“ zatrzymuję dla całości badanego obszaru, w granicach którego występują mniejsze jednostki krajobrazowe, a mianowicie: doliny, kotliny, płaskowyże, wzgórza i wierzchowiny. Jednostki owe różnią się między sobą wysokością bezwzględną, stopniem erozyjnego rozcięcia, układem oraz rozmiarami zachowanych resztek powierzchni szczytowych (dla płaskowyży i wierzchowiny). Są to cechy, które obserwatorowi narzucają się w terenie swoją wyrazistością i decydują o pewnego rodzaju ogólnym „wrażeniu“, jakiemu podlega badacz, określający w polu z mapą w rękę typ krajobrazu. Ten mało zresztą ścisły sposób klasyfi-

* Mapy umieszczone są poza tekstem na końcu pracy.

** Równocześnie został opracowany przez Chałubińską i Wilgata [13] „Podział fizjograficzny Województwa Lubelskiego“. Praca ta ogłoszona w Przewodniku V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG w r. 1954 jest oparta na gruntownej analizie hipsometrycznej i morfometrycznej całego województwa lubelskiego, a w tym również Wyżyny Lubelskiej. Autorzy rozszerzyli podstawę podziału, biorąc również pod uwagę budowę geologiczną, klimat, gleby i roślinność. Nie ma zbyt wielkich różnic między moim podziałem a regionalizacją Chałubińskiej i Wilgata zarówno gdy idzie o granice, jak też nazwy regionów. Autorzy ci wydzielają Roztocze jako odrębną jednostkę fizjograficzną, równorzędną Wyżynie Lubelskiej.



Ryc. 1. Hipsometria Wyżyny Lubelskiej według Fr. Uhorczaka

(Studium hipsometrii woj. lubelskiego w wariantach cięcia poziomc. Wycinek wariantu 10 cięcia poziomc co 34,14 m. Poziomica najniższa: 135,5 m)

kacji rzeźby można by uzupełnić szczegółową, opartą na kilku cechach, analizą morfometryczną, jak to na przykład czyni Z a b o r s k i [192] lub D y l i k [23], chociaż z drugiej strony metoda wymienionych autorów kryje w sobie niebezpieczeństwo za daleko posuniętego rozdrabniania regionów, co ujawnia się w wydzielaniu zbyt małych obszarów jako odrębnych jednostek morfologicznych. Terenowa analiza chroni nas przed tym niebezpieczeństwem, ułatwia generalizację, wydobywa krawędzie, które są najlepszą granicą jednostek naturalnych, lecz analiza ta dopuszcza przy tym możliwość pominięcia niektórych ważnych a nie podpadających łatwo naszemu oku cech (np. nachylenie powierzchni).

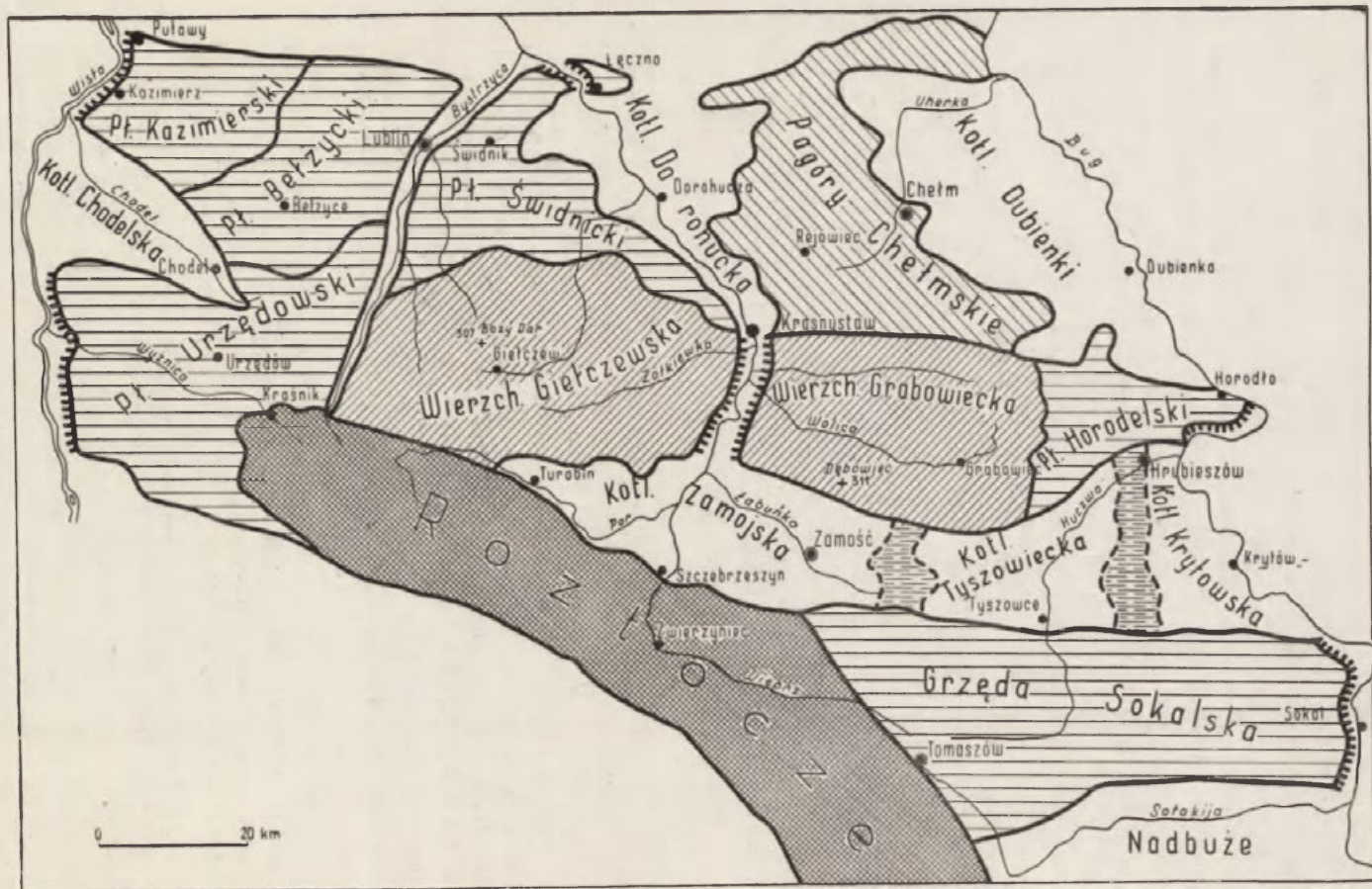
Krajobraz Wyżyny Lubelskiej poza kotlinami i dużymi dolinami, które oddzielają raczej poszczególne jednostki wyżynne od siebie, składa się przede wszystkim z płaskowyży. Są to szerokie garby, stwarzające wrażenie owej falistości wyżyny, na których wszędzie zachowana jest pierwotna powierzchnia degradacyjna. Różny stopień rozdolinienia płaskowyżów zależy od spękaniowej struktury kredy, od odporności leżących na kredzie pokryw czwartorzędowych (np. lessu), wreszcie od głębokości lokalnych baz erozyjnych. Wierzchowiny — drugi element krajobrazowy wyżyny — to wysoko wzniesione, również faliste płaskowyże, będące węzłami działów wodnych (ryc. 2).

Dolina Wieprza dzieli wyżynę na część zachodnią i wschodnią. W części zachodniej wyróżnia się jako centralny obszar wyżyny wysoko wzniesiona „Wierzchowina Giełczewska“ (Giełczew)*. Jest to obszar, którego granice dość dobrze wyznacza poziomica 260 m. Płaskie garby sięgają powyżej 290 m n.p.m. a kulminacyjnym wierzchołkiem jest góra Boży Dar — 306 m n.p.m. Wierzchowina Giełczewska sięga od Wieprza po górną Bystrzycę Lubelską. Na południu oddziela ją od Roztocza głęboka dolina Poru. Na północy obejmuje ona stołowe wzgórza sarmackie między Bychawą, Piotrkowem i Chmielem. Tu wierzchowina urywa się wyraźną krawędzią.

Na zachód od Bystrzycy Lubelskiej wyżyna ma charakter łagodnie sfalowanych płaskowyżów, rozciętych równolegle do siebie zorientowanymi dopływami Wisły. Płaskowyże owe dzieli na dwie części trójkątna „Kotlina Chodelska“ (Chodel). Na południe od niej mamy wyraźną jednostkę, którą nazywam „Płaskowyżem Urzędowskim“ (Urzędów). Jest to powierzchnia, która bez żadnych zakłóceń opada konsekwentnie ku zachodowi, od garbów nad Bystrzycą (260 m n.p.m.) do doliny Wisły,

* Proponowana nazwa pochodzi od wsi Giełczew, leżącej w środku tego obszaru. Tu również bierze początek jeden z dużych dopływów Wieprza, rzeka Giełczew.

W dalszym ciągu będę umieszczał w nawiasie obok nowotworzonych nazw regionów nazwę miejscowości, od której proponowana nazwa regionu pochodzi.



Ryc. 2. Podział regionalny Wyżyny Lubelskiej.
 Pł. — płaskowyż, Kotl. — kotlina, Wierzch. — wierzchożyna

gdzie na wysokości około 190 m n.p.m. urywa się stromą krawędzią. Wzdłuż osi płaskowyżu płynie Wyżnica.

Na północo-wschód od Kotliny Chodelskiej rozciąga się zgodnie z biegiem Bystrzycy aż po północną krawędź wyżyny szeroki „Płaskowyż Bełżycki“ (Bełżyce). Jego wysokość bezwzględna waha się między 200 a 240 m. Na ogół cechuje ten region słabe rozcięcie erozyjne i małe deniwelacje. Stopień rozdolinienia i wysokości względne rosną ku krawędzi wyżyny (dolina Ciemięgi), do czego przyczynia się m. in. pojawienie się grubej powłoki lessu.

W kierunku Wisły zwiększa się gęstość dolin. Specyficzne warunki geologiczne, na które składają się: wzniesiona wysoko nad Wisłą dość zwięzła, lecz silnie popękana opoka kredowa i gruba powłoka lessu, sprawiają, że cały teren między Nałęczowem, Kazimierzem i Puławami jest pocięty gęstą siecią małych, na ogół suchych dolinek, związanych w jeden system głęboką doliną potoku Bystrej. Ten obszar ma swoiste cechy krajobrazowe, stąd rzeczą słuszną będzie wydzielenie go jako odrębnej jednostki morfologicznej pod nazwą „Płaskowyżu Kazimierskiego“.

Z lewobrzeżnej części dorzecza Wieprza pozostaje jeszcze obszar leżący w widłach Bystrzycy Lubelskiej i Wieprza, na północ od Wierchowiny Giełczewskiej. Jest to kredowa równina w kształcie trójkąta, opadająca od 220 m na południu do 190 m n.p.m. u ujścia Bystrzycy do Wieprza. Proponuję dla niej nazwę „Płaskowyżu Świdnickiego“ (Świdnik).

Dolinę Wieprza w granicach wyżyny można podzielić na cztery odcinki. Górny Wieprz po Szczebrzeszyn płynie przez Roztocze głęboką doliną, która na linii krawędzi Roztocza rozszerza się gwałtownie. Ten drugi z kolei, szeroki odcinek doliny, ciągnie się po wieś Tarzymiechy. W trzecim odcinku między Tarzymiechami a Krasnymstawem dolina znacznie węższa ma cechy przełomu. W dół od Krasnegostawu dolina rozszerza się lejkowato i dno jej przechodzi w trójkątną „Kotlinę Dorohucką“ (Dorohuczka), którą zamyka od północy szereg niskich, płaskich pagórków, biegnących od Łęcznej przez Puchaczów po Busowno. Dno kotliny leży w poziomie 160—175 m, zamykający ją, w resztkach zachowany, wał wznosi się nieco ponad 180 m n.p.m. Wieprz przecina tę zapórę przełomową doliną między Łęczną a Kijanami.

Wschodnia część wyżyny ma rzeźbę o cechach pewnej przejściowości między typem rzeźby lubelskiej i wołyńskiej. Są tu wyraźnie różniące się między sobą jednostki morfologiczne, co powoduje, że ta część wyżyny między Wieprzem a Bugiem jest mniej jednolita i zdecydowanie odmienna od stosunkowo zwartej wyżyny, leżącej na zachód od Wieprza.

Najdalej na południe wysuniętym regionem o cechach płaskowyżu jest równoleżnikowa „Grzęda Sokalska“. Opada ona z jednej strony wyraźnym progiem ku nizinie górnego Bugu, z drugiej, a więc od północy, wzdłuż wyprostowanej krawędzi graniczy z tzw. „Padołem Zamojskim“. Pod względem wysokościowym Grzęda Sokalska jest ściśle zespolona z Roztoczem, jej zachodnia część wznosi się bowiem do poziomu powierzchni grzbietów przyległego Roztocza (ponad 320 m n.p.m.). Granicę tych krain można jednakże bez omyłki wyznaczyć wzdłuż górnej Sołokiji i źródłowej kotliny Wieprza. Grzbiet leżący na wschód od tych obniżeń, mimo wysokości zbliżających go do Roztocza, należy przydzielić do Grzędy Sokalskiej z uwagi na charakterystyczne, równoleżnikowe biegi rozcinających go dolin. Dolina Bugu jest przełomem, nie może więc być uważana za granicę morfologiczną. Na wschód od Bugu śledzimy dalszy bieg grzędy.

Padół Zamojsko-hrubieszowski jest to podłużne obniżenie, ciągnące się począwszy od Turobina doliną Poru, w poprzek doliny Wieprza, Huczwy, Bugu aż po miasto Gorochow (Horochów) na Wołyniu w ZSRR. Każda dolina przechodząca przez padół rozszerza się w kotlinowatą formę. Dna tych kotlin są miejscem łączenia się potoków spływających z ich zboczy. Dna kotlin leżą w poziomie około 200 m n.p.m., zaś przedzielające je wzgórza kredowe, które formują jak gdyby poprzeczne żebra padołu, wnoszą się do wysokości 220—225 m n.p.m. Największa jest „Kotlina Zamojska“ (gdzie zbiegają się Wieprz, Por i Łabuńka), środkową pozycję zajmuje „Kotlina Tyszowiecka“ (Tyszowce)* nad Huczwą, na wschodzie „Kotlina Hrubieszowska (Kryłowska)“ nad Bugiem.

Odpowiednikiem Wierzchowiny Giełczewskiej po prawej stronie Wieprza jest „Wierzchowina Grabowiecka“ (Grabowiec). Jej granica południowa (krawędź Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego) i zachodnia (zbocza doliny Wieprza) jest bardzo wyraźna, natomiast północna, którą prowadzi wzdłuż linii Krasnystaw—Wojśławice, oraz wschodnia po Mołodiaty-cze i Uchanie, słabiej zaznaczają się w terenie. Rozcięta dolinami Wolicy i Wojśławki wyżyna ta jest mniej zwarta od Wierzchowiny Giełczewskiej, mimo to tu właśnie znajduje się na wyżynie najwięcej wierzchołków, których wysokość przekracza 300 m n.p.m., tu też leży kulminacyjne wzniesienie Wyżyny Lubelskiej koło wsi Dębowiec — 311 m n.p.m.

Na północ od Wierzchowiny Grabowieckiej obszar nasz stopniowo zatracza cechy wyżyny. Pojawiają się tu pojedyncze grzbiety i wzgórza hełmiaste, przedzielone od siebie dolinami i małymi kotlinami. Tworzą one krajobraz szczególnie znamienity dla okolic Chełma i Rejowca. Cały ten region obejmuję nazwą „Pagórów Chełmskich“. Wierzchołki

* Sięga ona od Tyszowic po Werbkowice.

zbudowanych z kredy wzgórz wznoszą się od 240 do 260 m n.p.m., wyższe zaś od nich wzgórze z czapami piaskowców sarmackich sięgają ponad 270 m n.p.m. (Grobowisko Ariańskie koło Rejowca — 288 m n.p.m.).

W przedłużeniu Wierzchowiny Grabowieckiej na wschód w kierunku Bugu leży mały fragment wyżyny — „Płaskowyż Horodelski“ (Horodło). Są to płaskie garby kredowe i lessowe, wznoszące się do wysokości prawie 240 m n.p.m.

Pagóry Chełmskie i Płaskowyż Horodelski zamykają z trzech stron płaską, rozległą „Kotlinę Dubienki“ (Dubienka), która w zasadzie leży już poza granicami Wyżyny Lubelskiej. Jej dno równe, podmokłe i zatorfione ma cechy krajobrazu poleskiego.

CZĘŚĆ PIERWSZA

ROZDZIAŁ I

STREFA PERYFERYCZNA GLACJALNEGO PLEJSTOCENU WYŻYNY

KLUCZOWY PROFIL CZWARTORZĘDU W CZERNIEJOWIE I SYRNIKACH*

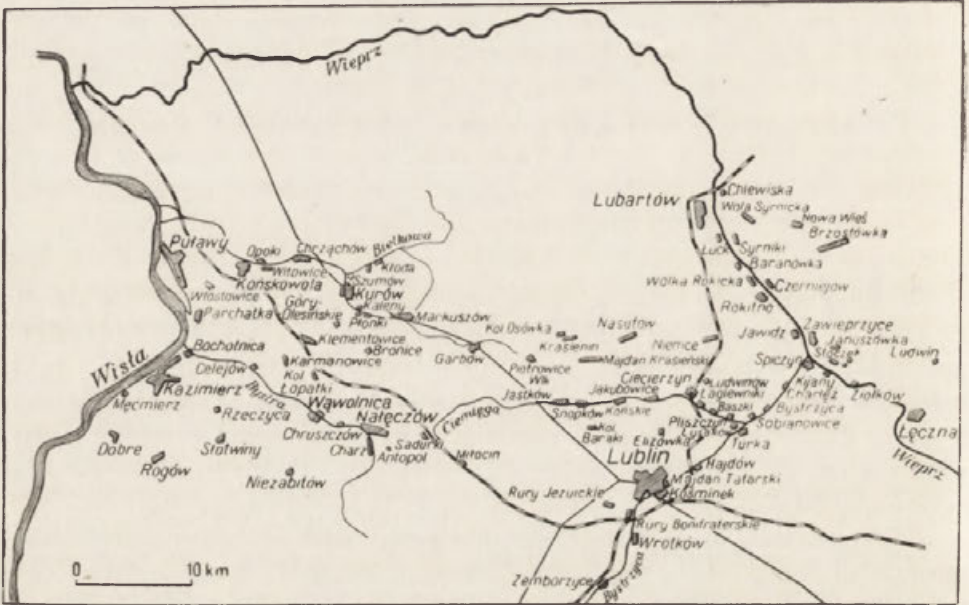
W odległości 8 km na południe od Lubartowa dolina Wieprza dzieli się na dwa równoległe do siebie biegnące ramiona, przegrodzone płaskim, piaszczystym wałem. Jest to podłużny fragment tarasu rozciętego i izolowanego w środku doliny, między starym a obecnym biegiem rzeki (ryc. 3). Zachodnią część wału podcina rzeka na znacznej przestrzeni, tu więc ciągną się szeregiem doskonale odsłonięcia, z których daje się odczytać niemal cała historia czwartorzędu doliny Wieprza.

Najważniejsza część profilu znajduje się we wsi Czerniejów, koło mostu nad Wieprzem, przez który prowadzi droga do wsi Rokitno. Tutaj odsłania się spod utworów czwartorzędu kreda, a na jej powierzchni

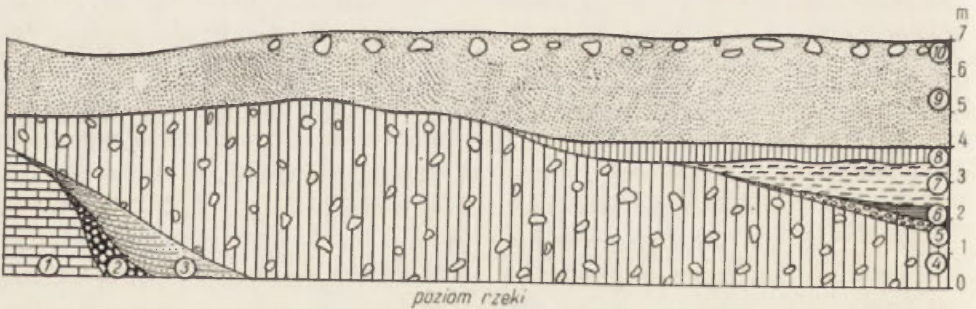
* Prowadząc po wojnie systematyczne badania morfologii i czwartorzędu doliny Wieprza natknąłem się w r. 1948 na utwory interglacjalne Syrniki. Profilem tym starałem się zainteresować szersze grono specjalistów i w tym celu zaprosiłem do Syrnika w r. 1949 grupę dyluwalistów, która wówczas z ramienia Państwowego Instytutu Geologicznego zwiedzała ważniejsze stanowiska interglacjalne środkowej Polski. W skład grupy wchodził m. in. prof. Szafer oraz zastępca dyrektora PIG dr Rühle. Wkrótce potem, w związku ze wspomnianą wycieczką, wyjaśniło się, że odsłonięcie w Syrnikach wcześniej znane było kolegom warszawskim, Karaszewskiemu i Prószyńskiemu, a jeden z nich (Karaszewski) zapowiedział dalsze prace nad tym stanowiskiem. Moja inicjatywa w r. 1949 dała ten pożyteczny rezultat, że Syrnikami zainteresował się prof. Szafer, a w jego Instytucie w Krakowie Sobolewska opracowała utwory syrnickie pod względem botanicznym. Uznając priorytet kolegów z Warszawy w kwestii druku wyników badań geologicznych nad interglacjalnym syrnickim i witając z uznaniem bardzo żywą po r. 1949 działalność PIG w Syrnikach, której objawem m. in. były tu liczne wiercenia w poprzek doliny Wieprza, rezerwowałem sobie zawsze prawo ogłoszenia drukiem wyników własnych badań, których nie przerwałem ze względu na konieczność zachowania ciągłości w studiach czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej i jej najbliższego sąsiedztwa.

Badania Karaszewskiego w Syrnikach są już zakończone, a ich cenny rezultat został niedawno opublikowany w pierwszym, chociaż niepełnym jeszcze sprawozdaniu [58].

cała seria staro-plejstocenijskich osadów, których następstwo ilustruje ryc. 4. Wzmiankowany profil sięga od mostu ku południowi do środka wsi. Ujmuje on wiernie miąższość odsłoniętych warstw czwartorzędu. Powierzchnia kredy stromo zapada w głąb; tworzy ona niewątpliwie



Ryc. 3. Przedpole i północna część Wyżyny Lubelskiej. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście



Ryc. 4. Położenie utworów interglacialnych w Czerniejowie.

1 — kreda, 2 — bruk dolny, 3 — piasek interglacialny, 4 — morena dolna, 5 — żwiry, 6 — gytia, 7 — mułek wapienisty 8 — piasek rezidualny, 9 — piasek, 10 — bruk górny

zbocze preglacialnej doliny, na którym zachowały się najstarsze (jak to z całości badań wynika), znane w tym terenie utwory lodowcowe (ryc. 4, warstwa 2). Jest to bruk na ogół dobrze otoczonych głazów i bloków północnych, których średnica wynosi od 10 do 30 cm. Głazy ściśle przylegają do siebie i są jakby scementowane masą rozlasowanej, marglistej

kredy, w której znajduje się gruz kredowy oraz sporo gruboziarnistego piasku. Na ogólną liczbę 80 wyjętych z bruku głazów było 78% skał krystalicznych (granity, porfiry, bazalty), resztę stanowiły skały osadowe (piaskowce, wapienie i dolomity). Według oceny dr A. H a l i c k i e j skały te reprezentują raczej typ bałtycki niż szwedzki — są tu bowiem rapakiwi z Finlandii i alandzkie porfiry. Głazy wypełniały niegdyś dolinę, miąższość całej warstwy rośnie w głąb.

Na niej bezpośrednio leży piasek gruboziarnisty, rzeczny, koloru zielonawego (warstwa 3). Barwa piasku pochodzi od dużej w nim domieszki materiału oligoceńskiego (glaukonit). Piasek ma ziarno dobrze ogładzone, zawiera również otoczaki kredowe. Jest równo warstwowany, a więc dyskordantnie w stosunku do powierzchni zbocza kredowego i bruku. Piasek wypełniał niegdyś dolinę, jego górna powierzchnia jest erozyjna. Jest to, podobnie jak niżej leżący bruk skał lodowcowych, pakiet erozyjny, resztką jakiejś starej pokrywy akumulacyjnej w dolinie.

Na piasku znajduje się rozległy pokład szarej gliny zwałowej (warstwa 4), zawierającej w sobie otoczaki paleozoicznego wapienia. Powierzchnia moreny jest rozmyta, nierówna, pokryta piaskiem (warstwa 5). Obniża się ona ku południowi i tu zapada pod serię utworów jeziornych, u podstawy których występuje szara gytia z fauną, z przewagą pokruszonych skorup mięczaków kopalnych (warstwa 6). Gytia przechodzi ku górze w jasne, silnie wapniste mułki, z wtrąconą wśród nich kredą łąkową (warstwa 7). Owe osady jeziorne w obrębie opisywanych odsłoneń na krótkim odcinku wyklinowują się, ich rozmytą powierzchnię stropową ścina rezydualna warstwa piasków żelazistych (warstwa 8). Całą górną część profilu Czerniejowa budują równo warstwowane, dobrze sortowane piaski, zawierające żwirki i żwiry kredowe. Pokład przewija się ponad serią jeziorną i moreną, stanowi on główną część składową wśród utworów budujących taras. W stropie owych piasków a na powierzchni tarasu widać wszędzie grube bloki i żwiry skał północnych, formujących górny bruk naszego profilu.

W tym zasadniczym przekroju utworów czwartorzędowych w Czerniejowie rozpoznać można trzy serie glacialne (bruk dolny, morena i bruk górny) rozdzielone dwoma pokładami integlacjalnymi, reprezentowanymi przez utwory rzeczne i jeziorne.

Śledząc podcięte zbocza doliny Wieprza w kierunku Lubartowa znajdujemy poszczególne człony opisanego przekroju, w różnym stopniu rozwinięte, chociaż wraz z głębokim zanurzeniem się kredy pod osady czwartorzędu nigdzie już na tym zboczu nie stwierdzamy pełnej serii osadowej, jaką daje profil Czerniejowa. Najważniejszą warstwą jest tu interglacjalna seria jeziorna, położona poniżej górnych piasków i gór-

nego bruku, która między Czerniejowem i Syrnikami oraz w samych Syrnikach osiąga maksimum rozwoju. W poziomie mułków i gytii ukazuje się gruby pokład torfu, zawierającego obfite szczątki drewna. Torf ukazuje się przy pętli Wieprza, w lasku, w połowie drogi między Czerniejowem a Syrnikami i sięga 1 m ponad średni poziom rzeki. Zapada on pod wodę, niewątpliwie jednak miąższość jego jest większa. Ponad nim jest odsłonięte prawie 10-metrowe zbocze tarasu, zbudowane z piasków. U dołu drobny piasek jasnoszary, wyżej piasek gruboziarnisty, źle sortowany, z licznymi odłamkami skał krystalicznych i skaleni. W jego stropie tuż pod powierzchnią tarasu znajduje się mnóstwo grubych otoczków kredowych (średnica do 20 cm) oraz głązy skał krystalicznych.

Dla zbadania osadów interglacialnych dzięki pomocy Muzeum Ziemi z Warszawy założono wiercenie. Wysokość otworu na tarasie wynosiła 7,8 m ponad poziom rzeki. Otwór sięgnął do głębokości 26,5 m, tzn. 18,7 m poniżej poziomu Wieprza przebijając warstwy, od góry:

	m
1. Poziom żwirowy, bruk	miąższość 0,5
2. Żwiry kredowe	„ 0,5
3. Piasek z drobnym żwirkiem	„ 5,8
4. Torf z podścielającym go namulem	
torfiastym	„ 1,7
5. Gytia popielata	„ 18,0
6. Mułek piaszczysty z grudkami torfu	
i kawałkami drewna	„ 0,4

Torf i gytia odpowiadają oczywiście osadom jeziornym z poprzedniego profilu. Torf jest twardy i zbity. Leżący pod nim mułek torfiasty i gytia zawiera obficie faunę mięczaków, wśród której wyróżnia się przede wszystkim *Litoglyphus pyramidatus*, oznaczony przez prof. J. Urbąńskiego z Poznania, a więc forma charakterystyczna dla tzw. paludynowego interglacjału. Potężny pokład gytii jest bardzo monotony, pozbawiony jakichkolwiek wtrąceń. Gytia jest silnie wapnista; po wytrawieniu kwasem solnym pozostają w próbce nieliczne ziarenka kwarcowe. To stosunkowo słabe zapiaszczenie rośnie ku dołowi, a na głębokości 26,1 m pojawia się mułek piaszczysty, w którym powtórnie trafiają się resztki torfu.

Trzeci odcinek dobrze odsłoniętych osadów jeziornych występuje we wsi Syrniki koło mostu (fot. 1). Tutaj stwierdzono w podciętym przez Wieprz zboczach tarasu następujący profil, od góry:

	m
1. Piasek tarasowy, pylasty, równo warstwowany, miąższość	1,2
2. Duże bloki skał północnych i żwiry kredowe	
stanowiące razem bruk	„ 0,5

		m
3. Piasek gruboziarnisty i żwiry kredowe	miąższość	2,3
4. Mułek i piasek żelazisty	„	0,4
5. Piasek czysty, równo warstwowany	„	1,6
6. Torf i przykrywający go piasek próchniczny	„	0,7
7. Gytia popielata i namuł jeziorny do 1,2 m ponad poziom rzeki.		
Profil przedłużono w dół wierceniem, które sięgnęło do głębokości 28 m, przebijając następujące warstwy:		
7. Gytia wapnista i warstewki mułku	miąższość	5,5
8. Piasek ze żwirkiem, u dołu drobnoziarnisty i mułkowaty	„	3,2
9. Żwir piaszczysty, o słabo otoczonych elementach, zawierający obficie (1/3) skały osadowe (wapienie paleozoiczne)	„	2,4
10. Piasek źle sortowany, ze skaleniami i żwirkami skał osadowych	„	5,6
11. Ił i mułek wapnisty	„	1,6
12. Szary drobny piasek i mułek piaszczysty — przewiercono		11,0

Ku północy, w kierunku Lubartowa i Chlewisk, budowa tarasu nie zmienia się. Utwory jeziorne na pewnym odcinku towarzyszą jeszcze rzece, wznoszą się maksymalnie do 2,5 m ponad jej poziom. Drobne piaski i mułki u dołu a nad nimi grubszy piasek kwarcowy z nierozłożonymi skaleniami ciągną się nieprzerwanie na jednakowej wysokości. W stropie tych piasków w poziomie około 8—10 m ponad zwierciadło Wieprza znajduje się pokład grubych żwirów i bloków — odpowiednik bruku Syrnik i Czerniejowa. Na żwirach leży typowy piasek najmłodszej akumulacji tarasowej, o miąższości 3 do 5 m. Jest on przewiany i z niego są zbudowane wydmy na powierzchni tarasu.

Fragmety ustalonego profilu można stwierdzić również na drugim, a więc wschodnim zbocz doliny Wieprza. Przy drodze z Syrnik do stacji kolejowej w Lubartowie odsłaniają się piaski, podobne zupełnie do piasków leżących pod brukiem górnym w głównym profilu. Nad nimi leży 1-metrowa warstwa iłów warwowych, czekoladowych i siwych, silnie pofałdowanych i wyciśniętych wraz z szarym mułkiem, towarzyszącym im od góry. Wyżej ścina je rezydualna warstwa brukowa (głazy do 20 cm średnicy), wierzch zaś tarasu budują znane nam już równo warstwowane piaski górne. Całość leży na gruboziarnistych, kwarcowych, glaukonitowych piaskach oligoceńskich, odsłoniętych w obrębie wsi Łucka i w samym Lubartowie.

Dodać należy, że powyżej tarasu, a więc na zachód od stacji kolejowej w Lubartowie, rozciąga się gruba pokrywa piasków fluwioglacjalnych oraz fragmenty moreny dennej, budującej wysoczyznę plejstoceńską.

Podobny zespół utworów i podobne elementy wysoczyznowej morfologii glacialnej spotykamy na wschód od doliny Wieprza koło Woli Syrnickiej i Nowej Woli.

Ostatnio ogłoszone przez Karaszewskiego [58] wyniki wierceń, wykonanych przez Instytut Geologiczny w poprzek doliny Wieprza pod Syrnikami, są bardzo interesujące i w dużej mierze potwierdzają ustalone w Czerniejowie następstwo warstw czwartorzędowych. Spąg utworów interglacialnych odsłoniętych częściowo na powierzchni w jednym z otworów został przewiercony dopiero na głębokości 26,5. Poniżej tej serii znajdują się piaski i żwiry, o wyraźnej ciągłości w poprzek całej doliny, o grubości elementów do 8 cm średnicy, z obfitym materiałem wapieni paleozoicznych. Karaszewski uważa tę warstwę za *residuum* poglacialne, a więc za ślad rozmytej moreny, która by, jak sądzę, odpowiadała naszej glinie zwałowej Czerniejowa, mocno przetykanej, jak wiemy, wapieniem paleozoicznym. Zresztą drobny fragment tej moreny przebił w Syrnikach jeden z otworów na głębokości 16 m. Bardzo ważną serię przewiercono poniżej żwirów. Są to piaski drobnoziarniste i mułki, zawierające pyłki roślin „ciepłych“, m. in. dębu, wiązu, olchy a nawet tsuga. Autor jest skłonny uważać owe piaski za ślad najstarszego interglacjału, ponieważ pod nimi natrafiono na nowy poziom glacjału w postaci moreny. I znów w sytuacji Czerniejowa mielibyśmy w poziomie piasków z pyłkami z Syrniki piaski z materiałem oligocen-skim, które oddzielają najstarszy bruk od moreny środkowej. Sytuacja stratygraficzna w Syrnikach zrekonstruowana wierceniami Instytutu Geologicznego nie jest jeszcze zupełnie pewna, ponieważ opiera się ona tylko na wzajemnych powiązaniach poszczególnych profili. Niestety w tych otworach, w których dolna seria interglacialna jest wyraźna, nie uchwycono najstarszego poziomu glacialnego, odwrotnie, otwór, z dolną, najstarszą moreną nie ma wyraźnego interglacjału i nie budzącego wątpliwości środkowego poziomu glacialnego. Są to luki poważne; dla usunięcia niepewności należałoby bądź to pogłębić wiercenia, bądź też założyć otwory pośrednie. Przekrój Czerniejowa pozostaje więc nadal profilem kluczowym, o najbardziej jasnym układzie stratygraficznym.

Sumując i streszczając całość obserwacji, dotyczących przekroju utworów czwartorzędowych w dolinie Wieprza między Czerniejowem a Lubartowem, stwierdzić należy, że warunkiem przetrwania tutaj tak starych osadów plejstoceńskich była głęboka preglacialna dolina. Rynna ta, licząc w stosunku do wysokości przedczwartorzędowego podłoża na wysoczyznach, miała co najmniej 70 m głębokości. Morena najstarszego zlodowacenia wyścielała jej dno i zbocza. Została ona prawie kompletnie rozmyta w następnym interglacjale. Dolny bruk czerniejowski jest wła-

śnie takim pakietem gwałowym, który ocalał na zboczu w niszy powstałej przez nacięcie zbocza przez rzekę. Jest to nagromadzenie gwałów, które spadły na brzeg rzeki ze stromego, kredowego, lecz pokrytego gliną zwałową zbocza.

Działanie akumulacyjne Wieprza było w tym czasie nie mniej potężne jak praca erozyjna. Bo oto widzimy dowody wielkiego zasypania doliny prawie do poziomu jej współczesnego dna. Była to seria, którą już chwycił mój otwór wiertniczy w Syrnikach, a którą w wielu miejscach nawiercił Karaszewski [58]. Florystycznie interglacjał ten nie został na razie w pełni udowodniony, jednakże dotychczas opublikowane dane znakomicie uzupełniają bardzo wiele mówiący materiał analizy geologicznej. Osady rzeczne można uważać za wskaźnik fazy anaglacjalnej, tzn. za schyłek interglacjału, w którym przy spadku temperatury i ilości opadów istniały warunki akumulacji rzeki.

Dalej następuje glacjał, po którym pozostała morena (Czerniejów) lub też produkty jej zniszczenia (warstwa 9 w moim profilu w Syrnikach, powszechna w otworach Karaszewskiego). Interglacjał zaczął się więc erozją wód, które wymyły nową dolinę w utworach starszego plejstocenu. W tej dolinie powstało głębokie jezioro syrnickie, którego osady dały tak piękną serię utworów interglacjalnych, z mułkami, gytią i torfem*.

Na te utwory wkracza seria piasków fluwioglacjalnych trzeciego już z kolei zlodowacenia, wśród których obficie występują grube otoczaki kredowe. Dowodzi to istnienia jeszcze w tym czasie wyniosłych garbów kredowych, niszczonych przez wody lodowcowe. Ten cykl kończy się osadzeniem ilów warwowych i moreny dennej. W następnym interglacjale Wieprz odgrzebuje dawną dolinę, toruje sobie drogę poprzez pokłady lodowcowe a na erozyjnym dnie doliny, położonym około 10 m wyżej aniżeli dno dzisiejsze, po rozmytej morenie i fluwioglacjale powstaje bruk. Ostatnia faza akumulacji, będącej dowodem nowego zlodowacenia, które do okolic Lubartowa już nie dotarło, zaznacza się pokładem piasków rzecznych, równo warstwowanych. Sięgają one dzisiaj maksymalnie do 20 m ponad poziom Wieprza.

Profil Czerniejów — Syrniki pozwala przyjąć tymczasowy schemat stratygraficzny, którym będę się posługiwał, opisując utwory czwartorzędowe Wyżyny Lubelskiej. W schemacie tym wydzielałam cztery glacjały, które można nawiązać do podziału czwartorzędu polskiego według Szafera — a więc bliżej zresztą nieznanego zlodowacenia najstarsze (szczecińskie czy jarosławskie), po którym pozostał bruk, drugie zlo-

* Materiał botaniczny tego interglacjału jest opracowany przez Sobolewską w Krakowie i Ołtuszewskiego w Poznaniu. Interglacialny charakter osadów jest już udowodniony chociażby znalezieniem w torfie przez Sobolewską [163] nasion dzikiej winorośli (*Vitis silvestris*).

wacenie (krakowskie), zaznaczone w Czerniejowie gliną zwałową, trzecie zlodowacenie (środkowo-polskie) reprezentowane przez górny bruk Czerniejowa i Syrnik, wreszcie czwarte, ostatnie zlodowacenie (bałtyckie), które w przeciwieństwie do poprzednich zlodowaceń opisywanych terenów nie objęło, a którego oznaką są piaski tarasowe.

Profil Czerniejów—Syrniki zawiera ślady trzech interglacjalów. Pierwszy (tegeleński według Szafera) reprezentowany utworami rzeczynymi, z ewentualnymi śladami roślin interglacjalnych na drugorzędnym złożu, drugi (mazowiecki) z serią utworów jeziornych, trzeci (eemski) jest natury erozyjnej.

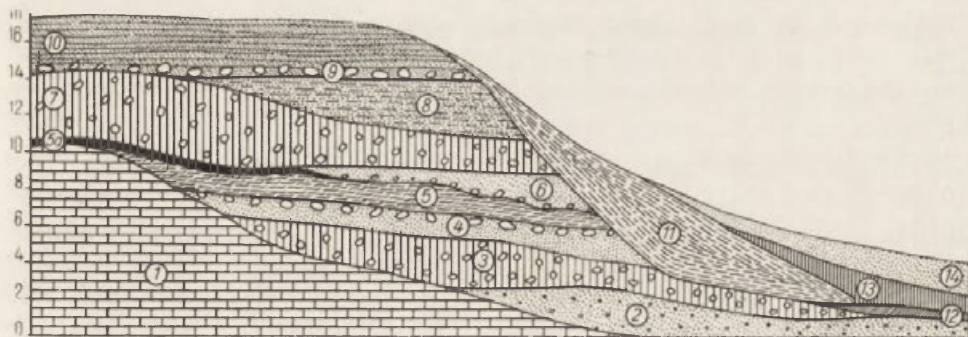
Sytuacja morfologiczna opisywanego odcinka doliny Wieprza jest prosta (mapa II). Głównymi jej elementami są dwa tarasy — wyższy, wzniesiony około 15—18 m ponad dno doliny, i niższy, o wysokości względnej 8—10 m. Wyższy taras jest formą akumulacyjną, związaną w pełni z piaskami ostatniej plejstocenijskiej fazy sedymentacyjnej, niższy zaś wydaje się raczej erozyjny, powstały przez rozmycie wzmiankowanych piasków. Wał między Czerniejowem a Chlewiskami jest mocno przeobrażoną resztką tarasu wyższego, obniżoną w wielu miejscach do poziomu tarasu niższego. W zmianach, które się tu odbywają, dużą rolę odgrywa stare kopalne dno doliny, zaznaczone warstwą brukową. Względna odporność tej warstwy stwarza warunki jej ekshumacji, co zostało w wielu miejscach dokonane. Gdzie indziej jednakże taras niższy jest wycięty nawet w skałach starszych, w piaskach oligoceńskich, jak na przykład we wsi Łucka oraz w samym Lubartowie.

TARASY DOLINY WIEPRZA MIĘDZY CZERNIEJOWEM A UJŚCIEM BYSTRZYCY LUBELSKIEJ

W tym odcinku doliny Wieprza najważniejszy jest profil geologiczny wyższego tarasu we wsi Rokitno, położonej na lewym zboczu doliny, na przeciw Czerniejowa. Powierzchniowo niewielki wycinek tego tarasu jest w samej wsi rozcięty dolinką małego potoku bez nazwy. Zbocze dolinki przekopano kilkoma szurfami, ponadto dane nasze świetnie zostały na miejscu uzupełnione profilem świeżo na tarasie drążonej studni. Całość obserwacji zestawiono na rycinie 5. Jest to przekrój dość skomplikowany, w którym osady lodowcowe kilkakrotnie się powtarzają. Wiele również niejasności i wynikłych z nich trudności polowej rekonstrukcji profilu nastęrczały utwory zboczowe (soluflukcja).

Zbocze doliny jest zbudowane z kredy, na której jako najstarszy poziom plejstocenijski leżą zielone, gruboziarniste i mocno żwirem przytłakane piaski. Znaleziono w nich oprócz dużej domieszki materiału oligoceńskiego, nadającej warstwie zielony kolor, odłamki i ziarna skał

lodowcowych. Na piaskach leży zwarty pokład silnie wapnistrych glin zwałowych o odcieniu szarzielonym, wyżej piaski ze żwirem, zawierające w stropie bruk skał północnych (bloki ponad 0,5 m średnicy). Piaski i bruk są silnie zwietrzałe, zorsztynizowane, o nierównej powierzchni. Utwór ten, sędzę, reprezentuje poziom długiego i intensywnego zwię-



Ryc. 5. Przekrój przez wyższy taras doliny Wieprza w Rokitnie.

1 — kreda, 2 — piasek drobnoziarnisty z głazami, 3 — morena dolna, 4 — piasek żwirzasty z brukiem w stropie, 5 — mułki silnie wapniste, 5a — gleba kopalna, 6 — piasek rezydualny z głazami, 7 — morena górna, popielata, 8 — glina piaszczysta, warstwowana, 9 — bruk, 10 — piasek tarasowy, warstwowany, 11 — glina zboczowa, soliflukcyjna, 12 — piasek próchniczny, 13 — gleba torfiasta, 14 — deluwia piaszczyste

trzenia moreny. Na nim leży silnie wapnistry, dobrze warstwowany mułek, z wydzielonymi soczewkami kredy łąkowej. Powierzchnia mułku wykazuje ślady mycia, jak na przykład liczne wgłębienia, które są wypełnione piaskiem rezydualnym, silnie żelazistym, zawierającym otoczaki i głazy (do 30 cm średnicy) skał lodowcowych (ryc. 5, warstwa 6). Bezpośrednio na nich leży morena, różniąca się zasadniczo zarówno barwą, jak też konsystencją i składem mechanicznym od moreny dolnej. Jest to glina piaszczysta, żółtawoszara, przeważnie z drobnymi głazami, chociaż trafiają się tu również duże bloki. Pokrywa ją mułek piaszczysty, warstwowy, podobny barwą do moreny, oraz piaski tarasowe. W piaskach są rozrzucone duże bloki (do 1 m średnicy) skał lodowcowych o charakterze silnie rozwleczonego bruku.

Na zboczach tarasu znaleziono osobliwy utwór — glinę piaszczystą, plamistą, z nielicznymi głazami. Jest to bezwątpienia mieszanina, powstała przez zboczowe spłynięcie warstw opisywanego profilu. Określiłem ją jako utwór soliflukcyjny. Do zbocza przypierają młode osady dolinne, składające się z piasku próchnicznego, gleby torfiastej i piaszczystych deluwii. Podkreślić należy, że gliny soliflukcyjne na krótkim odcinku wkraczą nawet na dolinne piaski próchniczne.

Przedstawiony przekrój dobrze nawiązuje do profilu Czerniejowa.

Warstwa 2 i 3 (piasek i glina zwałowa) reprezentuje starsze zlodowacenie. Morena Rokitna jest zupełnie podobna do moreny Czerniejowa. Rezydualne zwietrzałe piaski i bruk warstwy 4 i 6 oraz mułki jeziorne (warstwa 5) są śladami interglacjału. Widzę w nich dowody ciepłej degradacji wietrzeniowej, ponadto ślady chemicznych procesów, zaznaczonych wytrąceniem związków żelaza i wapnia. W tymże poziomie znaleziono również ciekawą warstwę próchniczną (warstwa 5a). Wyżej leżą osady drugiego zlodowacenia, którego morena przez rozmycie została częściowo przeobrażona w bruk. A więc są tu ślady dwu zlodowaceń i jednego interglacjału — wszystko zaś jest przykryte piaskami młodszej akumulacji tarasowej. Wiek soliflukcji da się również w przybliżeniu określić. Jest ona młodsza od drugiego z kolei, w tym profilu zaznaczonego, zlodowacenia, jest młodsza nawet od powstania samego tarasu. W przybliżeniu odpowiada temu zlodowaceniowi, z którym jesteśmy skłonni wiązać sedymentację piasków tarasowych. Wkraczanie mas soliflukcyjnych na denne utwory doliny, które należą już raczej do holocenu, wskazywałoby na istnienie ruchów zboczowych nawet w postglacjale.

Wywiad studzien w gospodarstwach leżących na linii między opisanym profilem a odkrywkami Czerniejowa pozwolił upewnić się co do związku międzymorenowych utworów rezydualnych Rokitna z interglacjałem Czerniejów — Syrniki. W trzech punktach, położonych w obrębie wsi Rokitno, a mianowicie u gospodarzy: Karwała, Wasaka i Szczepanika w czasie kopania studzien przebito torfy na głębokości odpowiadającej poziomowi torfów Czerniejowa.

Na północ od Rokitna ciągną się wzdłuż lewego zbocza doliny Wieprza oba, znane nam już tarasy — wyższy liczy tu około 16 m, niższy około 8 m. Godny uwagi jest fakt, że w budowie tarasu niższego biorą tu udział piaski nazwane wyżej piaskami tarasowymi, a więc utwór rzeczny, równo warstwowany, nie przykryty żadną moreną i brukiem. Pod tymi piaskami występują w tarasie niższym utwory lodowcowe lub wodnolodowcowe, tak jak w tarasie wyższym. Przykłady podanych przekrojów można znaleźć w Wólce Rokickiej i w Baranówce. W samym natomiast Rokitnie znajdują się w poziomie tarasu niższego ły warwowe, o których wspomina już Z a b o r s k i [191]. Dane owe wskazują więc raczej na erozyjne powstanie tarasu niższego przez wymycie go w utworach tarasu wyższego, a w tym również w górnych piaskach tarasowych.

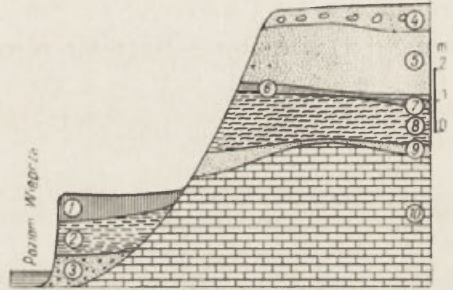
Podobna sytuacja jest również na południe od Rokitna, w kierunku Jawidza. Szosa między tymi osiedlami biegnie po powierzchni częściowo rozmytej i obniżonej tarasu niższego. Na zboczach tego tarasu niedaleko Rokitna odsłania się kreda, a na niej grube (do 20 cm) otoczaki kredowe ze skąpą przymieszką materiału skał północnych. Wyżej —

piaski, równo ścięte brukiem. Jest tu więc jeszcze jeden dowód erozyjnego pochodzenia tarasu.

Dla uzupełnienia charakterystyki budowy tarasów między Czerniejowem a ujściem Bystrzycy przytoczę kilka danych z obszaru położonego na wschód od rzeki. Tutaj nie ma zbocza doliny w ścisłym tego słowa znaczeniu. Ponad dnem doliny jest stroma krawędź naszego tarasu wyższego, którego powierzchnia leży na wysokości 168—170 m n.p.m. Ów taras rozciąga się daleko na wschód, staje się właściwie poziomem międzyrzecznym, który Zaboriski [191] określił mianem poziomu średniego, wyznaczając mu wielką rolę w rozwoju plejstocenijskiej hydrografii wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej.

O budowie tego tarasu czy poziomu najlepiej informują odsłonięcia w Zawieprzycach (ryc. 6), gdzie Wieprz śmiałym zakolem podcina krawędź doliny. U dołu jest widoczna kreda, przykryta białym, czystym piaskiem, zawierającym ziarenka skaleni. Na tym leżą drobnowarstwowane mułki wapniste, podobne do mułków międzymorenowych w Rokitnie i Czerniejowie. Tu również istnieje na powierzchni mułków warstwa wytrąconego węgla wapnia. Wyżej leży piasek rzeczny, warstwowany, dobrze sortowany, u dołu zorsztynizowany. Ścięty jest on u góry warstwą luźnego bruku.

Na zboczu tarasu w Zawieprzycach a także we wsi Stoczek ukazują się ility i mułki stalowej barwy, warstwowane, nie burzące się z HCl. Jest to utwór, którego pozycję stratygraficzną możemy wyznaczyć między górnym brukiem a piaskiem tarasowym, a więc owe mułki są bezsprzecznie młodsze od mułków w Rokitnie i Zawieprzycach, leżących jak wiadomo poniżej bruku. Najlepsze odsłonięcia tych mułków znane mi są z Kijan i Spiczyna, u ujścia Bystrzycy Lubelskiej do Wieprza. Na wschód zaś od Wieprza mają one przypuszczalnie szerokie rozprzestrzenienie, chociaż na powierzchni prawie nigdzie się nie ukazują, gdyż przykrywa je zwarty podkład górnych piasków tarasowych. Przypuszczam również, że są one głównym elementem w budowie geologicznej poziomu międzyrzeczca Wieprz—Tyśmienica. Dodać należy, że poziom ten nie jest powierzchnią zupełnie równą. Zdarzają się tu wyniosłości w postaci wydłużonych garbów, zbudowane ze zbitych zorsztynizowanych piasków z głazami



Ryc. 6. Profil tarasu w Zawieprzycach.

- 1 — gleba łąkowa, torfiasta, 2 — ility siwy,
- 3 — piasek ze żwirokami kredowymi, 4 — piasek z brukiem głazowym, 5 — piasek warstwowany, 6 — orsztyń, 7 — soczewka wytrąconego węgla wapnia, 8 — il, mułki, 9 — piasek, 10 — kreda

(okolice Stoczka i Januszówki). Pagórki owe są to jakby wyspy starszego podłoża, przebijające się przez młodszą pokrywę piasków i mułków. Zwarty szereg tych pagórków ogranicza od południa taras Zawieprzyc na linii Ziółków—Ludwin. Tu już wychodzi na powierzchnię nie tylko starszy plejstocen, lecz również kreda. Jest to fragment wyżyny okolic Łęcznej, przez którą doliną przełomową przebiega się Wieprz. Bliższą analizę geomorfologiczną tego wycinka terenu podam niżej (Kotlina Dorohucka) omawiając cechy i wiek wzmiankowanego przełomu.

Teren między Czerniejowem a Zawieprzycami dostarcza materiału dla studiów najmłodszego, dennego, powodziowego, tarasu Wieprza. Jego wysokość wynosi tu 2 do 2,5 m ponad średni poziom rzeki. Budowa tarasu jest trójdzielna i na ogół stała — u dołu piaski ze żwirem kredowym, wyżej mułek ilasty, siwy a na nim torfiasty namuł, zawierający gałęzie i pnie drzew (ryc. 6). W okolicy Rokitna są jeszcze u góry ponad torfem piaski próchniczne. Z punktu widzenia ogólnych problemów sedymentologicznych ważny jest fakt, że torfy oraz torfiaste namuły i piaski dna doliny nie kończą się w poziomie dna, lecz podnoszą się na zboczach doliny do wysokości nawet kilku metrów i tu się wyklinowują (por. profil Rokitna — ryc. 5). Jest to zjawisko ogólne świadczące o tym, że utwory akumulacji dennej o dużej zawartości organicznej nie tworzą ściśle poziomu dna doliny, lecz przedłużają się na zboczu. Nie jest to materiał deluwiów zboczowych, lecz typowa denna masa torfiasta, która prawdopodobnie powstaje na pewnej wysokości ponad dnem doliny dzięki podmokłości dolnych, łagodnie nachylonych części zboczy. Warstwa ta oczywiście może być przykryta przez młodsze deluwia zboczowe, jak to ilustruje profil Rokitna. W osadach organogenicznych starszych, na przykład interglacialnych, wszelkie zmiany ich poziomu jesteśmy zawsze skłonni tłumaczyć wpływem procesów wtórnych. Nie zawsze jest to konieczne, gdy się zważy, że nawet różnice kilkumetrowe na krótkim odcinku można wyjaśnić warunkami pierwotnej sedymentacji na pograniczu dna i zboczy dolinnych.

Streszczając wyniki obserwacji w dolinie Wieprza między Czerniejowem a ujściem Bystrzycy Lubelskiej raz jeszcze wypada podkreślić, że w odcinku tym występują oba plejstocenijskie tarasy, stwierdzone pod Lubartowem. Oba występują na ściętych utworach plejstocenijskich, wśród których widoczne są ślady dwu serii lodowcowych, przegrodzonych interglacialnymi utworami jeziornymi. Resztek najstarszego zlodowacenia, znanego z Czerniejowa, na tym odcinku nie stwierdzono. Utwory interglacialne należą na północy do serii jeziora Syrniki—Czerniejów, na południu (Zawieprzycy) wskazują na obecność drugiego jeziora, które powstało niegdyś w obniżeniu ujścia Bystrzycy do Wieprza.

Fakty morfologiczne odcinka Czerniejów — Zawieprzycy wskazują na to, że niższy taras doliny Wieprza jest elementem erozyjnym, młodszym od pokrywy tzw. górnych piasków tarasowych.

Dopiero taras denny, łąkowy powstał na drodze akumulacyjnej. Jest ona wyrazem cyklu sedymentacyjnego, który rozpoczął się jeszcze w okresie trwania ruchów mas na zboczach doliny. Cykl ten wygasał ku górze, przechodząc od żwirów przez piaski i mułki do utworów torfiastych, organogenicznych, które są już dowodem zastoju sedymentacji mineralnej na dnie doliny. Holocenijskie procesy wskazują zatem na konsekwentną redukcję spadku rzeki.

WZGÓRZA KRASIENIN — NOWA WOLA (CZWARTORZĘD I MORFOLOGIA WYSOCZYŻNY LUBARTOWSKIEJ)

Po obu stronach doliny Wieprza między Lubartowem a ujściem Bystrzycy ciągnie się wysoczyżna plejstocenijska — powierzchnia o cechach daleko posuniętej degradacji utworów glacialnych i fluwioglacialnych. Między wyższym tarasem doliny a wysoczyżną jest wyraźny stok, wysokość tarasu wynosi 165—170 m n.p.m., wysoczyżna zaczyna się dopiero powyżej 180 m n.p.m. Jest to powierzchnia lekko sfalowana, piaszczysta, usiana licznymi głazami lodowcowymi. Opada ku zachodowi. W tym też kierunku z małym odchyleniem ku północy biegają płytkie, nieckowate doliny (Minina, Parysówka), usytuowane zgodnie ze starym marginalnym odwodnieniem lodowcowym. Jesteśmy tutaj bez wątpienia w strefie brzeżnej zlodowacenia. Świadczy o tym nie tylko charakterystyczna, przetrwała sieć hydrograficzna, o której będzie jeszcze mowa w dalszych rozdziałach pracy, lecz wskazują na to także struktury glacictektoniczne, dowody brzeżnego parcia lodowca.

Najważniejsze znaczenie ma tu grupa form w okolicy wsi Krasienin i Osówka, leżących w odległości 2—3 km na północ od lessowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej.

Obok szkoły rolniczej w Krasieninie wznosi się znany Z a b o r s k i e m u [191] stożkowaty pagórek z krzyżem (wys. 207 m n.p.m.) zbudowany z grubych głazów i bloków. W sąsiedztwie wzgórza są dwie duże żwirownie oraz szereg naturalnych odsłoneń, które pozwalają na rekonstrukcję przekroju zbocza doliny (część prawa ryc. 7). U dołu mamy potężny kompleks glin zwałowych szarych, które ku górze stają się coraz bardziej ceglaste. Sięgają do 10 m ponad dno doliny. Wyżej znajdują się żwiry glacialfluwalne z licznymi dobrze otoczonymi blokami, wśród nich częste skandynawskie wapienie narzutowe. Żwiry są glacictektonicznie sfałdowane, u dołu słabiej, ku górze coraz intensywniej. Upad warstw

jest tutaj nawet bliski pionu. Fałdy są nasunięte na siebie w postaci łusek, wyciągniętych w kierunku W—E, co świadczy o nacisku, idącym od północy. Wśród tych zaburzonych żwirów są wyciśnięte warstwy ceglastej, wapnistej moreny, gdzie indziej znów skupienie głazów lub też pojedyncze, kanciaste bryły żółtego, podobnego do lessu (ryc. 9, diagram III) mułku, jakby pływającego wśród masy żwirowej.

Podobna sytuacja jest również w Krasieninie, na południe od doliny. W spodzie znajduje się glina morenowa, na niej zaburzone żwiry fluwioglacjalne. Owe utwory spiętrzone nie zaznaczają się w morfologii tak kontrastowo, jak pagórek z kotą 207, lecz budują raczej łagodne formy kopulaste, z których najbardziej typowe i charakterystyczne jest wzgó-



Ryc. 7. Profil Majdan Krasieniński — Krasienin.

1 — piasek pylasty, warstwowany, 1a — utwór pyłowy powiązany z warstwą 1, 2 — żwiry i głazy zwietrzałe (utwór rezydualny), 3 — żwiry i piasek fluwioglacjalny z warstwami gliny zwalowej, przefalduwany, 4 — glina zwalowa

rze wiatrakowe w Majdanie Krasienińskim. Są tu słabo zaburzone żwiry i piaski fluwioglacjalne, zakończone u góry czapą grubych żwirów, tworzących warstwę rezydualną, spojoną tlenkami żelaza. Czapą żwirowa leży dyskordantnie na piaskach.

Najmłodszym utworem całego przekroju Krasienin—Majdan Krasieniński są piaski pylaste równo i spokojnie warstwowane. Z tym utworem związany jest żółty i wapnisty utwór pylasty, nieco spiaszczony, zupełnie przypominający wyglądem a po części składem mechanicznym (ryc. 9, diagram II) less. Piaski wypełniają wszelkie wklęsłości terenu, ciągną się równą warstwą w poziomie 200 m, a ich stosunek do utworów starszych, glacitektonicznie zaburzonych jest wszędzie przekraczający. Rozległa, równa powierzchnia na południe od Krasienina, z której wynurzają się kopuły starszego podłoża, jest pochodzenia akumulacyjnego, związana z wymienionymi piaskami. One wypełniają starą dolinę Mininy w Krasieninie, którą wspomniana rzeka częściowo już odgrzebała, wcinając się do głębokości około 15 m poniżej dawnego poziomu zasypania.

Utwór pylasty, podobny do lessu, zązębia się ściśle z naszymi piaskami. Występuje w ich stropie na równej powierzchni akumulacyjnej bądź też płaszczowo przykrywa pagórki, wystające ponad tę powierzchnię. Wspomniane wzgórze wiatrakowe w Majdanie Krasienińskim jest powle-

czone ową gliną pylastą, której miąższość na zboczach wzgórza wynosi 1,5 do 2,0 m.

Piaski warstwowane oraz mułki rozpościerają się na szerokiej, równinnej powierzchni w okolicy wsi: Nasutów, Dys, Niemce, Ciecierzyn. W tej ostatniej miejscowości wynurzają się ponad równinę akumulacyjną pagórki starszego plejstocenu, budową swoją żywo przypominające wzgórze Krasienina. W dużej żwirowni, leżącej tuż przy szosie Lublin—Niemce znaleziono przekrój, którego ilustrację podaje rycina 8. Jest to coś morenowy, na nim zaburzony fluwioglacjał z resztkami gliny zwalowej. Całość jest ostro ścięta powierzchnią denudacyjną, na której są rozrzucone luźne bloki, pochodzące niewątpliwie z rozmycia dawnych pokładów glacialnych. Najmłodsza seria akumulacyjna przykrywa niezgodnie starsze podłoże plejstoceńskie. Seria owa składa się u dołu z utworów typu lessowego, silnie wapnistych, wyżej z glinki pylastej, ułożonej w postaci warstw lub smug na przemian brązowych i popielatych, a więc o rytmice wstęgowej (ryc. 9, diagram I). Miąższość utworów pylastych rośnie ku południowi, w pobliżu doliny Ciemęgi przechodzą one w typowy less.

Przekrój opisanej żwirowni jest typowy dla pagórków leżących na północ od Ciecierzyna i Dysa. Wśród tych form wyróżnia się tu ostre wzgórze z kotą 204, o pełnej analogii do wzgórza Krasienina. Żwiry fluwioglacjalne, o dużej zawartości wapieni paleozoicznych, są silnie sfałdowane, a na powierzchni ścięte rezydualną, zlimonityzowaną warstwą głązów, żwirów i piasków. Na tej warstwie — glinka lessowa, o miąższości 1 m.

Na bezpośrednim przedpolu tych pagórków, równoległe do nich, ciągnie się sucha dolinka, uchodząca do doliny Ciemęgi, wypełniona piaskami pylastymi. Pagórki wyznaczają nam dawne położenie krawędzi lodowca (ryc. 19 str. 61).

Dalszy ciąg strefy pagórków ku wschodowi śledzimy w okolicy Jawidza nad Wieprzem. Tu znajduje się kopulaste wzgórze, zbudowane z piasków fluwioglacjalnych, przykryte czapą utworów rezydualnych z głązami o wielkości 0,5 m średnicy.

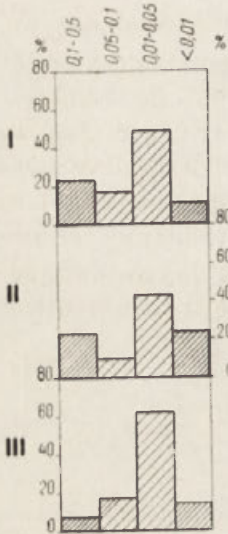
Na północ od linii Krasienin—Ciecierzyn—Jawidz rozciąga się krajobraz płaskich wzniesień piaszczystych, na powierzchni których wszędzie widoczne są duże głązy narzutowe. Olbrzymia żwirownia w Niemcach,



Ryc. 8. Odkrywka w Ciecierzynie.

1 — gleba, 2 — glinka pylasta o strukturze wstęgowej, 3 — mułek żółty, 4 — piasek i glina z głązami, intensywnie prześfałdowana, bruk na powierzchni, 5 — żwirki i piasek fluwioglacjalny, również glacictonicznie zaburzony, 6 — szara glina zwalowa

w której na długości około 1 km i głębokości 10 m rozkopano owe utwory fluwioglacjalne, daje najlepszy pogląd na budowę tego terenu. Są to piaski przekątnie warstwowane, osadzone, jak na to wskazuje kierunek



Ryc. 9. Skład mechaniczny utworów pylastych w okolicy Krasienina i Ciecierzyzna.

I — pyły o strukturze wstęgowej w Ciecierzyźnie, II — utwory pylaste w Majdanie Krasienińskim, III — płyty pyłów we fluwioglacjale w Krasieninie

warstwowania, przez wody płynące od północy, wśród nich występują wkładki żwirów zawierające duże otoczaki kredowe. Owe otoczaki jak też duża ilość glaukonitu świadczy o tym, że tutejsze piaski lodowcowe zawierają sporo materiału miejscowego i że oligoceno-kredowe podłoże znajduje się płytko pod nimi. Godna wzmianki jest obecność wśród utworów fluwioglacjalnych warstw i soczewek żółtych mułków, podobnych do mułków, znalezionych w morenie Krasienina (ryc. 9, diagram III). Jest to materiał typu lessowego, pył osadzony w kałużach pól sandrowych. W tym materiale widzę częściowe źródło lessu wyżynnego (J a h n [48]). Większe skupienia namułów sandrowych spotyka się na zboczach doliny Wieprza na południe od Rokitna.

Krawędziową strefę lodowcową oraz jej zaplecze prześledzono również na wschód od doliny Wieprza w okolicy Woli Syrnickiej, Brzostówki i Nowej Woli. Koło tej ostatniej wsi jest wzgórze z wiatrakiem na szczycie, na zboczach którego w rozcięciu drogi obserwowałem dolną morenę, na niej skośnie ułożone piaski i żwiry fluwioglacjalne, które z kolei są przykryte brukiem skał narzutowych (ryc. 10).

Rzut oka na całość morfologii i stosunków stratygraficznych wysoczyzny plejstoceńskiej po obu stronach lubartowskiego odcinka Wieprza uzupeł-

nia nam przekroje dolinnego czwartorzędu, w których osady interglacjalne zajmują pozycję dominującą; zarazem pozwala na wysnucie pewnych wniosków co do wieku doliny.

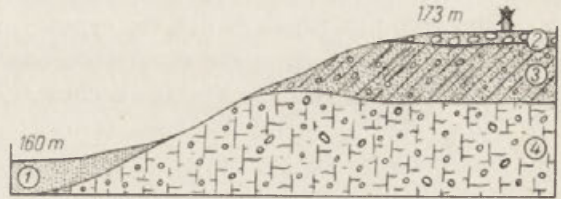
Przede wszystkim należy stwierdzić, że czwartorzęd wysoczyzny ma stosunkowo niewielką miąższość. Ponieważ oligocen i kreda sięga na zboczach doliny do wysokości 170 m n.p.m., przeciętne zaś wzniesienie wysoczyzny wynosi 190—200 m n.p.m., średnia i maksymalna grubość glacialnych i fluwioglacjalnych osadów wierzchwinowych waha się około 20—30 m. Wartość ta jest w wielu miejscach raczej mniejsza, gdyż podczwartorzędowa powierzchnia na ogół podnosi się na zewnątrz od doliny. Wieprz płynie zatem rynną przedczwartorzędową.

Na wysoczyźnie nie znaleziono najstarszych osadów glacialnych, które odpowiadałyby dolnemu brukowi i dolnej morenie Czerniejowa. Nato-

miast powszechna jest tu morena, szarozielona i ceglasta, z dużą ilością otoczków wapieni sylurskich. Jest to materiał, z którego zbudowane są trzony wzgórz wysoczyznowych. Strop moreny ma wyraźne ślady rozmycia.

Drugim poziomem glacialnym są piaski i żwiry wód lodowcowych. Są one dominującym elementem w budowie omawianej wysoczyzny plejstocenijskiej. Przykrywa je bruk lub żwirowy pokład rezydualny.

Te dwa poziomy są bezsprzecznie utworem jednego okresu glacialnego, nie znaleziono bowiem między nimi dowodów przerwy interglacialnej. Gлина zwałowa wysoczyzn jest zbyt powszechna, zbyt dobrze i szeroko zachowana, aby ją można uznać za utwór starszego plejstocenu. Należy ona do zlodowacenia, którego lodowiec po raz ostatni pokrył ten teren. Nawiązując do profilu Czarniejowa i Syrnika, glinę zwałową wysoczyzn i pagórków oraz utwór fluwioglacialny zaliczam



Ryc. 10. Przekrój przez pagórek w Nowej Woli. 1 — piaski pylaste tarasowe, 2 — bruk, warstwa rezydualna, 3 — glacictektonicznie zaburzone żwiry fluwioglacialne, 4 — glina zwałowa, szara, u góry ceglasta

do poziomu zaznaczonego we wzmiankowanych profilach brukiem górnym, a więc leżącym ponad serią interglacialną. Są to więc pozostałości zlodowacenia środkowo-polskiego.

Widzimy wyraźną dwudzielność tych utworów, którą wyjaśnić można w sposób prosty. Gлина jest produktem transgresji lądolodu — żwiry i piaski fluwioglacialne powstały w czasie regresji lodowca. Obfite wody lodowcowe działały potężnie, dzieląc glinę zwałową na oddzielne płyty.

Ponad fluwioglacialną pojawiają się cienkie płyty gliny zwałowej a częściej bruk dużych głazów lodowcowych, co świadczy o tym, że lądolód powtórnie wkroczył na zasypany żwirami i piaskami teren. Jest to więc druga faza zlodowacenia środkowo-polskiego. W obszarze badanym śledzimy granicę właśnie tej fazy zlodowacenia (a więc nie pierwszej transgresji), ponieważ wzdłuż pasa, zaznaczonego pagórkami Krasienina, Ciecierzyna, Jawidza i Nowej Woli, występują znamienne struktury glacictektoniczne, będące wskaźnikiem czołowych moren spiętrzonych. Jest to oczywiście dowód lokalnych ruchów oscylacyjnych krawędzi lodowca, a więc tym samym dowód istnienia tej krawędzi wzdłuż wspomnianego pasa spiętrzeń. Dodać należy, że fluwioglacial jest silnie zaburzony jedynie w pasie pagórków, poza nimi piaski i żwiry leżą poziomo lub ich poziome położenie jest zmienione niewiele. O fazach postoju lądolodu świadczą również doliny marginalne, których kierunki do dzisiaj tak

świetnie się zachowały. Zwrócić należy uwagę na zygzakowate biegi dolin (ryc. 16 str. 51). Uprzywilejowany jest kierunek WNW—ESE i z nim związane są szerokie, pradolinne odcinki dolin. Taką pradolinę śledzimy wzdłuż lessowej krawędzi wyżynnej, na południe od Krasienina i Nasutowa. Tędy wiodła długa droga odpływu wód lodowcowych do Kurówki. W tej dawnej dolinie marginalnej biorą początek potoki (np. Minina), które początkowo naśladują bieg pradoliny, wkrótce przełamują się pod kątem prostym do dawnego biegu przez pas pagórów wysoczyznowych, by znów po wejściu w nową dolinę marginalną popłynąć ku WNW.

Pierwotnych form glacialnych, a więc elementów morfologicznych, takich jak pagórki moren czołowych czy ozów, nigdzie tu nie mamy. Pagórki Krasienin—Nowa Wola są typowymi wzgórzami denudacyjnymi, ostańcami, które często przetrwanie do naszych czasów zawdzięczają cząpom głazowo-żwirowym, jakie zachowały się na ich wierzchołkach. Struktury glacitektoniczne, które stworzyły większą odporność na działanie niszczenia miejsc ich występowania, przyczyniły się również do konserwacji pagórków.

Okres degradacji, jaki zapanował po drugiej fazie zlodowacenia środkowo-polskiego, trwał w interglacjale następnym i w czasie najmłodszego glacjału, którego łądolód nie dotarł do okolic Lubartowa. W rzeźbie opisywanego pasa zaznaczają się oba typy, tak zresztą odmiennej od siebie, degradacji. Doliny między wzgórzami są stosunkowo głęboko wcięte w utwory morenowe i fluwioglacialne, lecz zarazem są one wtórnie zasypane piaskami pylastymi i pyłami. Typ zniszczeń interglacialnych widzę w głębokim rozmyciu podłoża. Wody w tym okresie pogłębiły dawne doliny marginalne oraz wyerodowały nowe odcinki dolin w poprzek pasów wysoczyznowych. W ten sposób powstały tak charakterystyczne dla tego obszaru łamane biegi dolin.

Dziełem wód interglacialnych jest również rozmycie starszych utworów plejstocenijskich w dolinie Wieprza. Seria utworów fluwioglacialnych i glacialnych licząca na wysoczyźnie kilkadziesiąt metrów grubości jest zredukowana w dolinie Wieprza do cienkiej warstwy bruku. Dodać należy, że bruk leży na przykład w Syrnikach i Czerniejowie znacznie niżej aniżeli odpowiadające mu utwory wysoczyznowe. Wynika stąd wniosek, że po ustąpieniu lodowca, którego osady zasypały cały obszar okolic Lubartowa łącznie z dawną doliną, Wieprz utworował sobie powtórnie drogę ku północy, rozmywając zupełnie osady glacialne i fluwioglacialne. To niszczenie rzeki było więc potężniejsze, sięgnęło głębiej aniżeli denudacyjna degradacja wysoczyznowa, która wprawdzie przeobraziła powierzchnię wysoczyzny, stworzyła na niej nowy typ rzeźby, lecz nie zdołała usunąć całej glacialnej pokrywy akumulacyjnej.

Piaski tarasowe grzebią pod sobą górny bruk w dolinie Wieprza —

piaski i glinki pylaste w ten sam sposób pokrywają zniszczone utwory młodszego naszego zlodowacenia na wierzcholinie. Obie serie odpowiadają sobie czasowo, wiążą się ze sobą i wykazują duże podobieństwo do siebie. Są to więc utwory odrębnego okresu, w którym nowym i znamienym faktem jest intensywna produkcja pyłu. Warunki takie stwarzał kontynentalny klimat peryglacjalny na przedpolu zlodowacenia, które w okolicy Lubartowa nie dotarło. Rozdrobnione do frakcji pyłowej materiały były łatwo znoszone w doliny. Utwory zboczowe i dolinne łączą się w ten sposób ze sobą, jak o tym świadczą zwłaszcza przykłady z okolic Krasienina. Jako wynik degradacji powierzchniowej powstały wówczas ostańcowe wzgórza typu Krasienin—Nowa Wola, często w miejscu dawnych wyniosłości lub też tam, gdzie skały plejstocenijskie były bardziej odporne na działanie czynników degradacji.

Utwory piaszczysto-pylaste osadzały się w zagłębieniach, których w tym obszarze istniały dwa typy: pierwotne niecki końcowe i szerokie doliny marginalne z czasów drugiej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego oraz węższe wcięcia interglacjalne. Formy te zostały zasypane na przód piaskami, w których udział pyłu w miarę wzmaganania się intensywności procesów peryglacjalnych był coraz większy. Wyrównanie akumulacyjne nastąpiło w poziomie około 200 m n.p.m. Największy płat tej równiny zachował się między Krasieninem, Nasutowem, Niemcami i Dysem. Spośród tej powierzchni sterczą ostańcowe wzgórza, których podstawy są jakby zatopione w masie peryglacjalnych piasków pylastych.

Równocześnie działa ważny czynnik peryglacjalny, wiatr, zwiewając pył z równin akumulacyjnych i osadzając go na powierzchni okolicznych wzgórz. W tym czasie doszło do uformowania się lessów wyżyny, których krawędź północna między Dysem, Piotrowicami i Garbowem wznosi się ponad peryglacjalną piaszczysto-pylastą równinę.

ROZDZIAŁ II

PŁASKOWYŻ KAZIMIERSKI I JEGO PÓŁNOCNA KRAWĘDŹ

PŁASKOWYŻ KAZIMIERSKI

Ten wyjątkowo interesujący wycinek Wyżyny Lubelskiej, noszący niekiedy nazwę „płyty“, wyżyny“, „wzgórz“ lub nawet „Pogórza Kazimierskiego“ (Ludomir S a w i c k i [145]), jest może najbardziej znany i najlepiej poznany spośród wszystkich podregionów wyżyny, chociaż i ta znajomość nie stwarza jeszcze dostatecznej podstawy do opracowania pełnej syntezy morfologicznej tego obszaru. Prace dotyczące tego obszaru to: wartościowe, lecz przestarzałe studium K r i s z t a f o w i c z a [76] o geologii okolic Puław, potem kilka rozpraw dyskusyjnych w związku z określeniem pozycji stratygraficznej paleolitu tarasu wiślanego w Górze Puławskiej (K r u k o w s k i, S a m s o n o w i c z [78], K o z ł o w s k i [71]), raczej dedukcyjne rozważania Ludomira S a w i c k i e g o [145] o przełomie Wisły, notatki Z a b o r s k i e g o [190, 192] zawierające również próbę morfometrycznego określenia cech płaskowyżu, notatka Ludwika S a w i c k i e g o [148] o profilu Parchatki, notatki o plejstocenie tego obszaru K r y g o w s k i e g o [80] i S i a t r a k a [156], a wreszcie najważniejsza wśród dotychczasowych badań kazimierskiego odcinka Wisły obszerna praca P o ż a r y s k i e g o [126]. Z przeglądu literatury wynika, że głównym tematem było zawsze zagadnienie geologii plejstocenu tego obszaru, przy stosunkowo słabym zainteresowaniu momentami morfologicznymi, oraz, że niemal wszystkie prace dotyczą nadwiślańskiej części płaskowyżu, natomiast zupełnie nie objęte były badaniami obszary wschodnie tego regionu.

Studia moje w obrębie płaskowyżu miały charakter porównawczy, a celem ich było nawiązanie wyników obserwacji, z bardziej szczegółowo przeze mnie zbadanego dorzecza Wieprza, do wyników ostatnich prac (przede wszystkim Pożaryskiego) w dolinie Wisły. W związku z tym poczyniłem pewne studia głównie w obszarze krawędzi uważanej powszechnie za północną krawędź Wyżyny Lubelskiej, w obrębie południowej krawędzi płaskowyżu oraz w kilku odcinkach doliny Bystrej, która w czasie zlodowacenia środkowo-polskiego była połączona z systemem hydrograficznym Wieprza.

Płaskowyż Kazimierski jest jednostką morfologiczną o wyraźnych granicach na północy, gdzie znajduje się wzmiankowana krawędź na linii Puławy—Garbów oraz na południu, gdzie biegnie podobna, lecz niższa krawędź, na linii Kazimierz (Mięćwierz)—Rzeczyce—Miłocin. Jest to obszar zbudowany ze skał kredowych (głównie geza), przykryty grubym i jednolitym płaszczem lessu. Inne utwory plejstocenijskie występują pod lessem, lecz bardzo sporadycznie. Cały obszar jest powiązany rozgałęzioną siatką dolin, dolinek i wąwozów, należących do systemu Bystrej, której dolina tworzy jakby oś płaskowyżu.

Z morfologii przedczwartorzędowej wysuwa się na plan pierwszy zagadnienie zrównań. Kraina ta zasługuje na nazwę płaskowyżu, ponieważ jej powierzchnia szczytowa odznacza się szczególną monotonnością i jednolitością hipsometryczną. Na wysokości 200—220 m n.p.m. rozciąga się górny poziom denudacyjny tego wyżynnego obszaru. Cechy równiny wyżynnej zachowały się tutaj do dzisiaj i patrząc w dal z jakiegokolwiek wyniosłości grzbietowej wciąż jeszcze ulegamy wrażeniu równinności krajobrazu. Trzeba dodać, że poniżej tej górnej powierzchni jest cały labirynt wąwozów, rozcinających less i kredę, a stanowiących najgęstszą siatkę tego typu form w Polsce.

Less jest pokrywą, która dopasowuje się do pewnej rzeźby, maskuje ją lub powtarza. Niewątpliwie istotą rzeczy jest tu powierzchnia równa, oparta o skały bardziej zwarte, przede wszystkim o kredę. Ten utwór będący podbudową całej wyżyny, jest rozcięty głęboko doliną Bystrej i jej lewobrzeźnych dopływów. Kreda zapada wprawdzie ku północy, a wyżynna krawędź północna nie ma już żadnego związku z tą skałą, niemniej jednak większa część płaskowyżu oraz równy obszar towarzyszący mu od południa pod płytkim przykryciem plejstocenijskich utworów posiada kredę. Jej powierzchnia jest starym zrównaniem o wysokości 180—200 m n.p.m. W kierunku Wisły obniża się ona nieco, a Ludomir S a w i c k i [145] widział tu nawet tarasy o wysokości 50—55 m ponad poziom rzeki, które uważał za formy wieku pliocenijskiego.

Cechy starej morfologii zawiera w sobie przede wszystkim rozległe zrównanie, które biegnie na południe od Kazimierza przez Słotwinę na Niezabitów. Jego wysokość nie przekracza 200 m n.p.m. Jest ono ograniczone krawędziami dwóch płatów lessowych, a więc Płaskowyżu Kazimierskiego od północy i podobnego do niego płata lessów w okolicy wsi Dobrze i Rogów. Tu więc widzimy, że na stare przedplejstocenijskie zrównanie są jakby nałożone płyty lessowe, o krawędziach zadziwiająco równych, prostolinijskich, wydłużonych w kierunku WNW—ESE. Zarówno w tym pasażu bezlessowym, jak też w obrębie płaskowyżu pod przykryciem lessu istnieją wśród zrównanego poziomu pagórki kredowe,

o wyglądzie ostańców denudacyjnych. Z tych skromnych danych, jakie stąd posiadamy, można wnioskować, że omawiany poziom jest formą zniszczeń denudacyjnych. Nie wiąże się on wyraźnie z żadną z istniejących rzek. Jest powierzchnią wspólną dla części przydolinnych i dla międzyrzeczy. Panuje powszechnie w brzeźnej, północnej części wyżyny. Po drugiej stronie Wisły poziom ów ścina nie tylko skały kredowe, lecz również oligocen, a dolina Wisły nie jest, jak przedtem sądzono, formą przedoligoceniową, co udowadnia Pożaryski [125].

Dalszą cechą starej morfologii są niecki denudacyjne, dolinki i tarasy wysoko zawieszane ponad zboczami czynnych dzisiaj dolin, a więc nie dopasowane do współczesnej bazy erozyjnej. Przykładem bardzo typowym jest niecka między Karmanowicami a Celejowem, wzdłuż której biegnie szosa do Kazimierza. Jej szerokie, wyrównane dno opada łagodnie od grzbietu działowego, przykrytego brunatną gliną zwałową, ku dolinie Bystrej, na zboczu której niecka urywa się stopniem 30-metrowej wysokości. Kredowe dno niecki, płytko przykryte piaskami i głazami lodowcowymi, znajduje się w poziomie 170 m. Jest rzeczą godną uwagi, że taką samą wysokość ma zbudowany z kredy taras, ciągnący się wzdłuż doliny Bystrej. Niecka celejowska łączy się więc swoim zawieszonym ujściem z tym tarasem. Pomiędzy nieką a doliną Bystrej biegnie kilka wydłużonych pagórków, których budowa i geneza nie jest znana. Ich podstawą jest właśnie wzmiankowany taras.

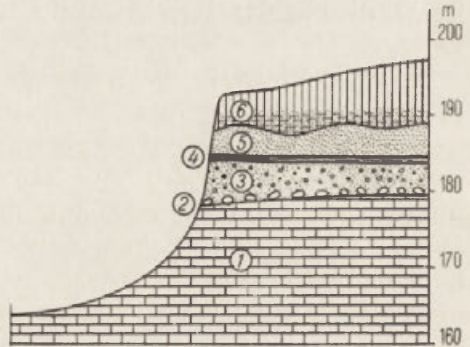
Tarasy te dostrzegamy wzdłuż całej doliny Bystrej, a więc u ujścia Potoku Witoszyńskiego, po obu stronach doliny w Wierzchoniowie oraz w Bochotnicy. Są to płaty kredy przykryte utworami plejstoceniowymi. Powierzchnia ta przetrwanie do naszych czasów zawdzięcza tej okoliczności, że długi czas była zbyt oddalona od niskich baz erozyjnych, gdyż rozcięcie płaskowyżu przez Bystrą dokonało się dopiero w młodszym plejstocenie.

Drogą niezwykle dokładnych i sumiennych badań nad plejstoceniem doliny Wisły w odcinku kazimierskim Pożaryski [126] stara się udowodnić, że obszar ten był nawiedzony przez lodowce trzech odrębnych glacjałów, których ślady widzi on przede wszystkim w profilu Parchatki. Poza Parchatką brak tu wyraźnych pozostałości tych zlodowaceń, wyjąwszy ostatnie na tym terenie, a więc trzecie według Pożaryskiego, czyli w ogólnopolskiej nomenklaturze, środkowo-polskie. Płaty glin zwałowych, barwy szarej i brunatnej spotyka się często bezpośrednio pod lessem płaskowyżu, lecz tylko w jego północno-zachodniej części. Ślady dwu moren wykazuje również profil Trembaczkowski [180] z Klementowic. Morena podlessowa należy więc zapewne do tego stosunkowo młodego i dlatego niezupełnie jeszcze rozmytego poziomu glacialnego.

Ważniejszą jest rzeczą przetrwanie do naszych czasów we wschodniej części płaskowyżu piasków i żwirów fluwioglacjalnych oraz łąw warwowych, których związek ze zlodowaceniem środkowo-polskiej epoki glacialnej nie trudno udowodnić.

Na prawym zboczu doliny Bystrej w Chruszczowie na W od Nałęczowa mamy następujący przekrój (ryc. 11) od góry:

1. Kreda
2. Bruk głazów o średnicy ponad 1 m.
3. Piaski i żwiry, ze skaleniami, ostre, niespokojnie warstwowane, typowo fluwioglacjalne. Materiał w przewodzie północny — 3 m.
4. łą warwowy, czekoladowy — 0,2 m.
5. Piaski kwarcowe, jasne, dobrze przemyte, równo warstwowane, czasami z wkładkami mułków — 3 m.
6. Piaski pylaste oraz pyły warstwowane i less, częściowo zboczowy. Leżą one na powierzchni erozyyjnej, wypełniają jej zagłębienia. Miąższość do 5 m.



Ryc. 11. Przekrój przez wysokie zbocze doliny Bystrej w Chruszczowie koło Nałęczowa.

1 — kreda, 2 — bruk, 3 — piaski i żwiry fluwioglacjalne, 4 — iły warwowe, 5 — piaski rzeczne, 6 — deluwia piaszczysto-pylaste i less

Strop kredy przypada 15 m ponad dnem doliny Bystrej.

Opisany profil jest typowy dla zachodniej części doliny Bystrej. Kilkanaście podobnych przekrojów zrekonstruowano między Wąwolnicą, Charzem, Nałęczowem i Antopolem. Świadczą one niewątpliwie o tym, że młodsze, tzn. środkowo-polskie zlodowacenie tutaj nie dotarło. Dolny bruk jest pozostałością i śladem starszej („krakowskiej“) moreny, glacial następny został zarejestrowany tylko utworami fluwioglacjalnymi i zastoiskowymi. Fluwioglacjał sięga na zboczach wyżej niż łą zastoiskowe, te ostatnie wypełniają już zakłębłość w powierzchni fluwioglacjału. Godne uwagi i nieoczekiwane jest powtarzające się uporczywie we wszystkich odkrywkach przekątne warstwowanie fluwioglacjału, zwrócone z zachodu ku wschodowi. Widzę w tym dowód przepływu wód lodowcowych w odwrotnym kierunku aniżeli spadek współczesnej doliny. Zastoisko, zaznaczone łą warwowymi, było bardzo rozległe, lecz płytkie i krótkotrwałe. Maksymalna miąższość łą stwierdzona w Nałęczowie wynosi 2,5 m. Iły spotykamy dokładnie w tym samym poziomie 182—186 m, a więc w dolinie Bystrej poniżej Nałęczowa (Chruszczów) i powyżej tego miasteczka (wieś Charz powyżej kolana Bystrej), ponadto w dolinie równoleżnikowego dopływu Bystrej, pod Antopolem. Jest bar-

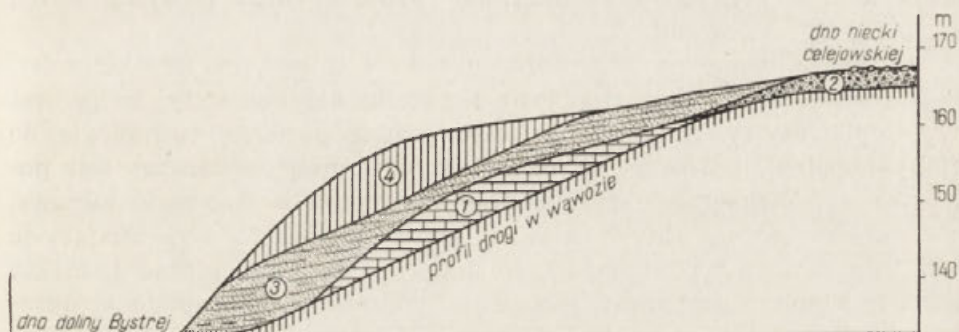
dzo prawdopodobne, że zastoisko rozpościerało się dalej ku wschodowi na obszar międzyrzecza Bystra—Ciemiega (Sadurki, Miłocin). Nigdzie na łąkach nie spotkałem jakichkolwiek śladów młodszego nasunięcia, co jest dowodem, że Nałęczów i najbliższa okolica osiedla znajdowały się poza granicą zlodowacenia środkowo-polskiego. Była to jednakże strefa ściśle związana z tym zlodowaceniem. Nie jest zapewne rzeczą przypadku, że w niedalekiej Parchatce łąki zastoiskowe tego zlodowacenia są na identycznej wysokości (P o ż a r y s k i [126]) jak pod Nałęczowem, lecz tam oczywiście była strefa glacialna, dlatego łąki znajdują się pomiędzy dwoma pokładami glin zwałowych.

Biorąc pod uwagę powyższe dane możemy w przybliżeniu określić zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego na obszarze Płaskowyżu Kazimierskiego. Jego część zachodnia uległa zlodowaceniowi, gdyż rynną, którą lodowiec spłynął na południe, była dolina Wisły. Część wschodnia nie była w tym czasie zlodowacona. A zatem granica zlodowacenia skośnie przecinała płaskowyż z NE na SW. Dolina Bystrej, która już wtedy zaznaczała się jako łagodne obniżenie wierzchowinowe, została zabarykadowana lodowcem od zachodu, od strony doliny Wisły i dlatego właśnie wody lodowcowe popłynęły ku wschodowi drogą rozpoznaną już niegdyś przez Z a b o r s k i e g o [191], tzn. przez okolice Sadurek do doliny Ciemiegi. Na dziale tych dwu dolin koło Sadurek kreda leży nisko, a więc istnieje tutaj rynna podziemna, poprzez którą wody obu dolin komunikowały się ze sobą. Zaborski przypuszczał, że marginalne odwodnienie lodowca było skierowane ku zachodowi. Nowe, wyżej cytowane fakty, wskazują na przeciwny kierunek spływu. Zresztą wobec głębokiego zasięgu lodowca w górę Wisły taka cyrkulacja hydrograficzna, jaką postulował Zaborski, była niemożliwa.

Bardzo interesująco przedstawiają się stosunki morfologiczne płaskowyżu w interglacjale, który nastąpił po zlodowaceniowi środkowo-polskim. Sądzę, że w tym czasie Bystra głęboko się wcięła w podłoże kredowe. Dowód tego znajdujemy u ujścia opisanej wyżej nieckowatej dolinki celejowskiej, gdzie żwiry fluwioglacjalne, powlekające dno niecki, urywają się na jej progu, cały zaś stopień jest powleczony utworami pylasto-piaszczystymi młodszego zlodowacenia. Przekrój tego odcinka zbocza przedstawia rycina 12.

Na podcięte żwiry fluwioglacjalne wkracza ostrą granicą piasek pylasty, warstwowany i utwór ten śledzić możemy w dół aż do dna doliny. Na jego powierzchni występuje pokrywa lessu typowego, która ku dołowi staje się coraz grubsza. Piaski pylaste są resztką pokrywy sedymentacyjnej, która wypełniała interglacjalną dolinę Bystrej do wysokości 35 metrów licząc w stosunku do dzisiejszego dna doliny. Odpowiadają one utworom, które P o ż a r y s k i [126] w dolinie Wisły nazywa

piaskami wysokiego zasypania. W dolinie Bystrej i w dolinach jej dopływów piaski te rytmicznie warstwowane, często skośnie i zbczowo, są utworem powszechnym. Na nich leży less. Ten ostatni utwór nie tylko pokrywa partie wierzchowinowe, lecz również zbcza dolin głównych, sięgając do ich den, co jest wyraźnym wskaźnikiem wieku tych form. Słynne wąwozy lessowe znajdują się przeważnie na linii przedlessowych dolin i ten właśnie fakt był przyczyną ich powstania przez



Ryc. 12. Profil geologiczny wzdłuż wąwozu, rozcinającego próg niecki celejowskiej.
1 — kreda, 2 — piaski i żwiry fluwioglacjalne, 3 — piaski pylaste, 4 — less

skoncentrowane działania linijne wód opadowych i suffozji w osi owych zagrzebanych w lessie dolin.

Less Płaskowyżu Kazimierskiego poznałem w dwu głównych odsłonięciach, w cegielni w Łopatkach (7 km na NW od Naęczowa) oraz w cegielni w Klementowicach. Pierwszą z tych odkrywek stawiam w rzędzie najważniejszych odsłonień lessowych na wyżynie. Rzuca ona wiele światła na genezę tego wciąż jeszcze zagadkowego utworu, dlatego więc godna jest szczegółowego rysunku i opisu.

Wykop cegielniany znajduje się w dolnej części bardzo łagodnego długiego stoku, tuż koło stacji kolejowej Łopatki. Jest to stok szerokiego, typowego dla Płaskowyżu Kazimierskiego pagórka. Opada on ku małej, suchej dolinie, typowej również dla tutejszych stosunków morfologicznych. Jest to boczna dolinka dopływu Bystrej, a więc forma dalekiego rzędu i zdawałoby się młoda. Te cechy sytuacji topograficznej godne są podkreślenia, albowiem dół cegielni odsłania nam wewnątrz stoku na znacznej przestrzeni, sięga w głąb do 9 m, a więc pozwala zorientować się w budowie geologicznej form typowych dla północnej części płaskowyżu.

Rycina 13 przedstawia pełny przekrój południkowej ściany podłużnie rozcinającej stok. Kolejność odsłoniętych pokładów, idąc od dołu, jest następująca:

1. Less czerwonobrunatny, o strukturze łupkowej, bezwapienny. Odkryta jest warstwa o grubości 1 m, pokład przedłuża się w głąb, ogólna miąższość nieznaną.

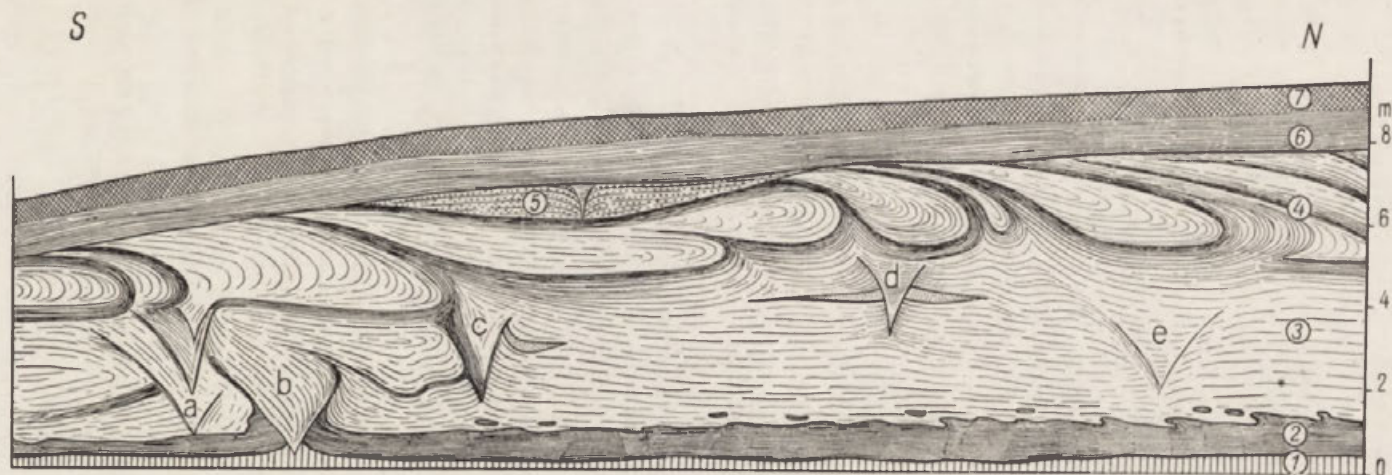
2. Gleba kopalna, lessowa, ciemnoszara i czarna, o niewyraźnych granicach, górnej i dolnej. Jej powierzchnia uległa zniszczeniu, a więc korazji i spłynięciu w związku z osadzeniem się pokładu wyższego. W glebie występują partiami węgielki, a przede wszystkim bardzo liczne kości ssaków*. Kości są znajdowane również nieco powyżej gleby, w dolnej części pokładu.

3. Less smugowany, szarozółty u dołu i u góry, w środku żółty. Partie szarozółte są bardziej ilaste i zwarte niż less żółty, który jest sypki, piaszczysty. Smugowanie lessu prawie poziome, równoległe do gleby kopalnej, odznacza się przy tym dużą niejednorodnością, jest powyginane faliście, często przerywane. Występują tu kieszenie klinowe, o stosunkowo niewyraźnych zarysach, ponieważ materiał wypełniający je jest tego samego typu i barwy, co materiał ich ścian. Można jednakże kształty klinów odcyfrować, biorąc pod uwagę zmiany układu strukturalnego lessu wewnątrz klinów i poza nimi. Są to przeważnie formy szerokie, silnie rozwarte, z ostrym jednak wierzchołkiem. Występują w całej warstwie w różnych jej poziomach. Najniższe kliny przebijają glebę kopalną i w tych miejscach widać wyraźnie skutki ich parcia bocznego (ryc. 13-b). Są to więc bezsprzecznie formy kriogeniczne, kliny lodowe. W innych klinach wewnątrz warstwy zaznacza się pewne ściemnienie lessu wzdłuż ich ścian, jakby wgniecenie masy przypuszczalnie próchnicą lekko przybrudzonej (ryc. 13-c). Kliny są asymetryczne, ich ściany południowe są przechylone i wyciągnięte zgodnie z ogólnym ruchem masy lessowej. Były to więc zapewne szczeliny poprzeczne do spadku stoku. Pod wpływem ruchu masy ulegały one coraz większemu rozwarciu. Jeden z przykładów opisywanej ściany (ryc. 13-a) świadczy o tym, że szczelina stale się odnawiała w ciągu całego trwania sedymentacji lessu. Wszystkie zaś kliny dostarczają dowodów na to, że materiał lessowy, który wypełnił kliny, był osadzony z góry nie z boku.

4. Warstwa ta jest materiałem zupełnie podobnym do poprzedniej, różni się od niej jedynie strukturą (ryc. 14). Tu widzimy oznaki większych spływów ziemnych w postaci wygiętych kos stokowych**. Mają one postać typową, zaczynają się na szarej powierzchni, która jest war-

* Obfitość ich jest tak duża, że robotnicy prawie codziennie wydobywają tu z gliny jakiś okaz. Materiał ten nie jest zabezpieczony. Sądzę, że nasze pracownie paleozoologiczne powinny zainteresować się tym bogatym w okazy stanowiskiem.

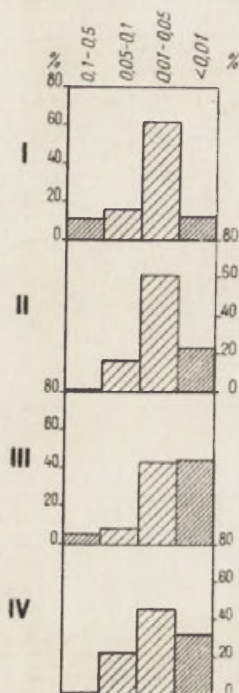
** Termin „kosy stokowe“ wprowadził Dylik [24] na określenie pasów spływowych zwietrzliny. Jest to dobry termin polski dla struktury spływowej, którą w języku niemieckim określa się nazwą *Hackenschlagen*.



Ryc. 13. Struktura lessu cegielni w Łopatkach.

1 — less czerwony, 2 — gleba kopalna, 3 — less szarozółty, 4 — less soliflukcyjny, 5 — piasek,
6 — deluwia lessowe, 7 — gleba, a, b, c, d, e — klíny wśród lessu

stwą graniczną między pokładem 3 i 4. Nie można jej nazwać glebą kopalną, jak warstwę 2, bowiem jest ona wapnista i ma stosunkowo jasną barwę. Niemniej jednak ze względu na swoją ciągłość może ona stanowić dowód krótkiej przerwy sedymentacyjnej. Otóż szarawy less tej



Ryc. 14. Skład mechaniczny lessu w Łopatkach.

I — deluvia lessowe, II — less żółty, III — less siwy, IV — less czerwony pod glebą kopalną

warstwy spłynął po stoku w dół wraz ze świeżo osadzonym lessiem żółtym i w ten sposób powstała przedziwnie misterna, lecz zupełnie wyraźna struktura kos. Jest to zjawisko soliflukcji walcowej. Przypominają ją zwłaszcza owe gruszkowate lub kuliste formy lessu żółtego, dookoła których owinięte są kosi lessu szarosiwego. W nich właśnie zaznacza się smugowanie wsteczne i kuliste łuki, świadczące o dynamice całej warstwy. Analogia tej struktury do przekrojów soliflukcji walcowej z Horodyszczu (Jahn [50]) jest bardzo duża, z tą różnicą, że formy Łopatek są od tamtych kilkakrotnie większe. Pionowa rozpiętość zaburzeń wynosi tu 3 m.

5. Opisana warstwa ma w stropie dużą soczewkę piasku gruboziarnistego, zboczowego. Jest ona rozcięta małym klinem lodowym. Zaznacza się słaba granica tej soczewki z lessiem.

6. Najwyższą warstwą profilu są deluvia lessowe w postaci żółtych mułków o grubości 1,5 m. Uderza w nich rytmika warstwowania. Występują na przemian warstwy o kolorze płowym i brązowym odznaczające się pewną ciągłością. Są to niewątpliwie utwory namyte, lecz w warunkach pewnej regularności i periodiczności klimatycznej. Dodać należy, że pokład ten leży na powierzchni degradacyjnej, która ścina soliflukcję lessową.

7. Najmłodszym poziomem profilu jest współczesna gleba o miąższości około 0,5 m.

Całość profilu Łopatek oceniam jako odsłonięcie dwu lessów. Powierzchnia lessu dolnego jest prawie pozioma, stok wytworzył się dopiero po osadzeniu lessu górnego. Ten drugi less rozpada się na dwie części, nie oddzielone wprawdzie wyraźnie od siebie poziomem zglinienia lub glebą kopalną, lecz różną strukturą i teksturą. Dolna część z klinami powstała w klimacie mroźnym, gdy less osadzał się na podłożu wiecznej zmarzliny. Świadczy o tym położenie klinów; stoją one pionowo, nie są zgniecione, co najwyżej nieco otwarte, jakby lekko przechylone w dół. Sedymentacja górnej części lessu odbywała się w warunkach znacznie łagodniejszego klimatu. Płynęła tu warstwa soliflukcji lessowej o gru-



Fot. 1. Zbocze podciętego przez Wieprz tarasu w Syrnikach.
Strzałka wskazuje położenie torfów interglacjalnych



Fot. 2. Dolina Kurówki koło Kurowa.
Zbocze doliny jest zbudowane z moreny dennej



Fot. 3. Less dolinny między dwoma pokładami piasków we wsi Kaleń koło Markuszowa



Fot. 4. Dolina Ciemęgi koło wsi Snopków.
Less schodzi na zboczach prawie do poziomu dna doliny

bości 3 m, tyle zapewne wynosiła głębokość odmarzania letniego gleby. Przybrudzony less siwy u podstawy tej warstwy tworzył powierzchnię nierówną, „bugrowatą“. Owe „bugry“ przypadały w miejscu, gdzie gleba była wyciśnięta i podniesiona przez kliny lodowe. Pagórki rozwijały się ku górze a wyciągnięty z nich materiał spłynął po stoku, zgodnie z normalnym rozwojem soliflukcji walcowej. Stąd związek kos z klinami, tak wyraźnie zaznaczający się na przekroju dołu cegielni. Brzegom klina warstwy dolnej odpowiada zawsze kosa warstwy górnej.

Dwa pokłady ponad lessem (warstwa 5 i 6) są to dwa poziomy deluwiów. Poziom starszy, piaszczysty należy do plejstocenu. Jest to schyłek epoki lodowej, faza namywów zboczowych. Po nim nastąpił krótki okres degradacyjny, po czym została osadzona warstwa deluwiów holocenijskich, pochodzących już z przemycia lessu.

Profil lessowy cegielni w Klementowicach jest bardzo podobny do wyżej opisanego przekroju. Są tu również dwa lessy, dolny barwy czerwonej (nie burzy się z HCl), górny żółty i siwożółty. Istnieją tu większe różnice spadku, dół cegielni leży u stóp stromego zbocza. Warstwy lessowe zapadają więc dość stromo. W górnym lessie zaznacza się 2-metrowa partia soliflukcyjna tuż nad powierzchnią czerwonego lessu dolnego. Wyżej występuje less żółty, mniej wyraźnie smugowany.

PÓLNOČNA KRAWĘDŹ WYŻYNY W DORZECZU KURÓWKI

Forma ta ciągnie się między Puławami a Ciecierzynem, dokładnie naśladuje morfologiczny kierunek lubelski (WNW — ESE) i odznacza się zadziwiająco prostoliniowością. W tym tkwi ogromna sugestia tektoniki, której uległ m. in. Z a b o r s k i [191], pisząc o takiej właśnie genezie krawędzi. Pogląd ów nie znajduje potwierdzenia w budowie geologicznej krawędzi. Forma ta nie istnieje w starszym, preglacjalnym podłożu. Kreda, która buduje trzon Płaskowyżu Kazimierskiego i tak głęboko jest rozcięta doliną Wisły i Bystrej, nie ma żadnego wpływu na położenie krawędzi, gdyż jej powierzchnia obniża się wprawdzie ku północy, lecz w sposób nieregularny w postaci głębokich i licznych zatok. Oligocen występuje na północ i południe od krawędzi, linia ta nie jest więc południową granicą zasięgu utworów tego wieku. Na północ od krawędzi spotykamy utwory oligocenu w Witowicach, Kurowie, na południe od niej we wsi Baraki (między Lublinem a Jastkowem), przekopany w studni w poziomie około 195 m, w Jakubowicach w poziomie niewiele niższym od poprzedniego stanowiska.

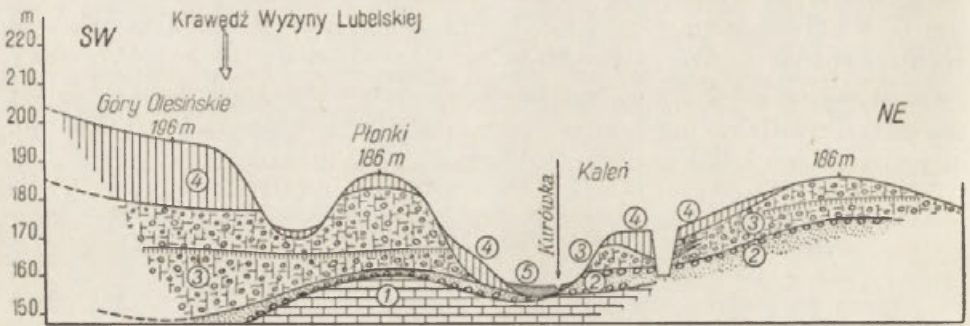
Cały pas krawędziowy jest więc zbudowany wyłącznie z utworów plejstocenijskich. Wkopy studzienne i wiercenia założone w pobliżu krawędzi przebijają grubą warstwę czwartorzędu. W Klementowicach,

niedaleko stacji kolejowej, studnia 40-metrowej głębokości nie przebiła utworów czwartorzędowych*.

W Górach Olesińskich natrafiono tuż na samej krawędzi na wysokości 196 m n.p.m. na świeżo kopaną studnię, w której przebito od góry następujące utwory:

	m
1. Less żółty i siwy	— 11,0
2. Piasek pylasty	— 0,5
3. Czerwonoceglasta glina zwałowa	— 11,5
4. Szara glina zwałowa	— 19,0

Razem miąższość nie przekopanego do spągu czwartorzędu wynosi 46 m. Roboty przerwano w glinie zwałowej, intensywnie szarej, prawie czarnej. Nieco dalej ku północy, w Płonkach, w studni kopanej na szczycie wzgórza wypowego, oddzielonego od krawędzi przez działalność erozyjną



Ryc. 15. Przekrój przez krawędź wyżyny i dolinę Kurówki w okolicy Kurowa i Markuszowa.

1 — skały podłoża czwartorzędu (kreda, trzeciorząd), 2 — dolne płaski rzeczne, z brukiem pomorenowym, 3 — morena ze śladami dwudzielności, 4 — płaski pylasty i less, 5 — aluwia

Kurówki, przebito less (5 m), morenę ceglastą i szarą (19 m), żwir (1 m) i na głębokości 25 m, licząc od powierzchni, natrafiono na kredę (ryc. 15).

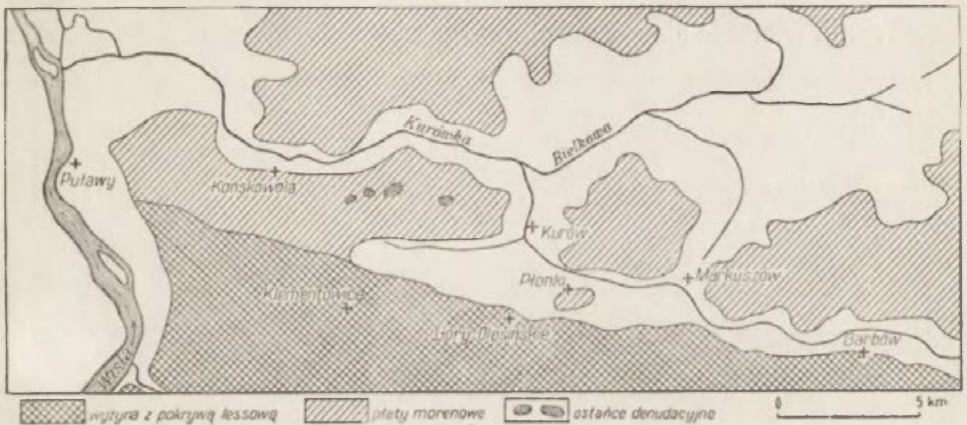
Z przytoczonych przekrojów wynika, że próg krawędzi na całej swojej wysokości jest zbudowany z utworów plejstocenu, a kreda schodzi tu niżej od poziomu przedpola krawędzi (profil). Podobna jest sytuacja wschodniej części krawędzi w pobliżu doliny Ciemiegi, gdzie otwór wiertniczy w Elizówce na północ od Lublina przebił czwartorzęd dopiero na głębokości 31 m.

Krawędź wyżynna jest zagadnieniem morfogenetycznym, które musimy rozważać w świetle budowy geologicznej nie tylko samej wzmiankowanej tu formy, lecz również jej przedpola. Autorzy, którzy przeceniają

* Według informacji mgr J. Trembaczkowskiego z Lublina.

morfologiczny sens tej linii jako granicy wyżyny, nie tylko zapominają o tym, że krawędź nie zmienia budowy podłoża, lecz nie dostrzegają również owej ciągłości hipsometrycznej i morfologicznej powierzchni po obu stronach krawędzi.

Opisywany tu odcinek krawędzi w dorzeczu Kurówki jest wprawdzie hipsometrycznie najbardziej wyrazistą częścią tej formy, lecz wynika to przede wszystkim z faktu, iż wzdłuż krawędzi na znacznej przestrzeni ciągnie się głęboka dolina Kurówki, w stosunku do której krawędź wydaje się wysoka. W stosunku zaś do wzgórz i płatów morenowych, które towarzyszą dolinie i określają powierzchnię szczytową tego obszaru, wysokość krawędzi jest minimalna.



Ryc. 16. Północna krawędź Wyżyny Lubelskiej w dorzeczu Kurówki

Możemy tu wyróżnić (ryc. 16) kilka takich płatów „wysoczyzn plejstoceńskich“, pomiędzy którymi przewija się Kurówka bądź jej dopływy. A więc, podłużny płat między Puławami, Końskowolą i Kurowem, płat między Kurowem i Markuszowem z odosobnionym, kopulastym wzgórzem Płonki, płat na wschód od Markuszowa a na północ od Garbowa, który dalej ku wschodowi łączy się z opisanymi pagórkami Krasienina. Na północ od linii tych płatów jest duże kotlinowe obniżenie, odwadniane przez dopływ Kurówki, potok Bielkowę.

Garść spostrzeżeń dotyczących geologii plejstocenu tego obszaru ułatwi rekonstrukcję poszczególnych etapów rozwoju morfologii krawędzi. Jest to pas wyróżniony przez Z a b o r s k i e g o [191] jako strefa moren czołowych środkowo-polskiego zlodowacenia (ryc. 17).

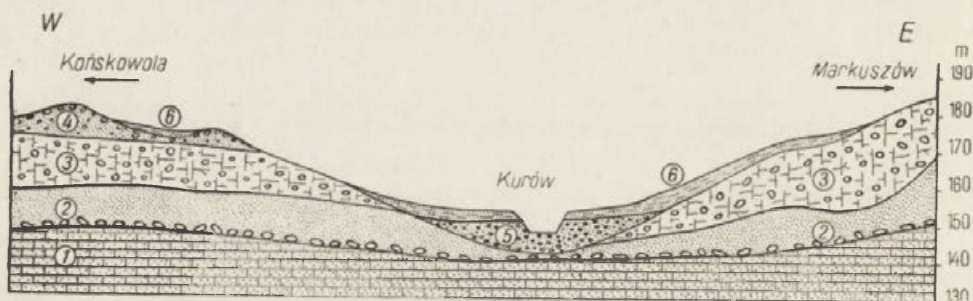
Plejstocen leży tu na zielonych piaskach oligocenu, które wychodzą na powierzchnię tylko w najniższych miejscach, we wcięciu Kurówki w Witowicach i Kurowie. Zaczyna się plejstocen piaskami rzecznyymi,

zawierającymi dużo materiału miejscowego obok skał północnych. Analiza petrograficzna, wykonana przez prof. M. Turnau-Morawską, wskazuje na duży udział w tych piaskach glaukonitu, pochodzącego z podłoża oligoceńskiego. Oto bliższe dane:

	%
Kwarc	— 60,3
Kwarcyty i rogowce	— 22,3
Skalenie	— 9,5
Glaukonit	— 5,5
Minerały ciężkie	— 0,3
Kalcyt	— 0,3

100,0

Średnia wielkość ziarna 0,24 mm. Piasek źle sortowany.



Ryc. 17. Przekrój przez płaty morenowe między Markuszowem a Końskowolą. 1 — podłoże kredowo-trzeciorzędowe (oligocen), 2 — piaski rzeczne z dolnym brukiem, 3 — glina zwałowa, 4 — piaski i żwiry (pagórki Końskowoli), 5 — żwiry fluwioglacjalne doliny Kurówki, 6 — piaski pylaste i pyły zboczowe

Piaski owe odsłaniają się bezpośrednio pod gliną zwałową na stromym brzegu Kurówki między Markuszowem a Kurowem, zwłaszcza we wsi Kaleń, dalej w Kurowie i w Witowicach. Zawierają one dużo grubych i drobnych, dobrze oglądanych otoczków kredowych, wreszcie zawierają również na spodzie — co jest może najbardziej godne uwagi — grube otoczki krystaliczne (wielkość znalezionych — do 10 cm średnicy). Piaski są na ogół nieźle sortowane, dużej miąższości, są poziomem stałym na znacznej przestrzeni. Posiadają partie o licznych przewarstwiieniach mułków stalowych (Kaleń, w wąwozie za wsią). To są cechy, które wskazują raczej na ich interglacjalne (anaglacjalne) pochodzenie. Żwiry pod piaskami i ziarna skaleni skał północnych w piaskach pochodzą zatem z rozmycia starszej od piasków moreny. Nad brzegami Kurówki w Kaleniu (środek wsi, nad stawem) odsłonięte są opisane wyżej piaski, a na nich leży glina zwałowa. Między piaskami a gliną występuje pakietami bruk, złożony z potężnych bloków zwietrzałych i tlenkami żelaza

oblepionych skał lodowcowych (skały krystaliczne, kwarcyty, wapienie paleozoiczne, otoczaki kredy). Warstwa ma charakter silnie rezydualny, odcina się wyraźnie od wyżej leżącej moreny. Jest to jedyne miejsce na opisywanym obszarze, gdzie ponad interglacjalnymi piaskami a poniżej moreny jest jakiś bliżej nieznany poziom glacialny.

Na piaskach spoczywa główny pokład zwałowy, który składa się z gliny lodowcowej, zawierającej stosunkowo niedużą ilość głązów. Wśród nich wyróżniają się liczebnością głązy północnych wapieni paleozoicznych. Ta morena jest trzonem płatów wysoczyznowych przed krawędzią a buduje również, jak wspomniałem, część stopnia krawędzi. Najlepsze jej odsłonięcia znajdują się wzdłuż doliny Kurówki między Markuszowem a Kurowem, gdzie ukazuje się morena w postaci prostopadłych ścian brzegowych (fot. 2). Poznano ją również w licznych świeżo kopanych studniach w obrębie płata Markuszowa (najważniejszy profil przy kulminacji z kotą 186,2), w Płonkach, w Górach Olesińskich, w cegielniach w Witowicach i Opoce. Cechą, która utrudnia rozpoznanie stratygraficzne moreny, jest zmienność barwy pokładu. Jest to morena i „szara“, i „czerwona“, czasami plamista, z reguły wapienista. Część górna pokładu jest ceglasta, dolna szara. Przejście jest stopniowe, czasami jednakże na granicy glin o różnej barwie jest niegruba warstwa piasku, jak na przykład w profilu studni przy kocie 186,2 w Markuszowie lub w Górach Olesińskich. Barwa nie ma tutaj istotnego sensu stratygraficznego, czego dowodem m. in. jest duże podobieństwo petrograficzne obu części moreny. Kilka próbnych analiz wykazało, że obie części mają podobny wskaźnik głązowy, wyrażający się stosunkiem ziarn skał twardych (krzemienie, kwarcyty, niektóre krystaliki) do miękkich jak 2 : 1*.

Charakterystyczną cechą tej moreny w dolinie Kurówki (Kaleń, Kurów) jest to, że jej część spągowa ma wprawdzie charakter gliny zwałowej, jest jednak warstwowana i nie posiada dużych głązów.

Młodsze ogniwo tutejszego plejstocenu składa się ze żwirów fluwio-glacialnych, które występują w dwojakim położeniu. Na górze, na kulminacjach płatów morenowych, oraz w dolinach.

Na żwirach pierwszego położenia zwrócił uwagę Zaborski, uważając zbudowane z nich pagórki we wsi Włostowice i Chrząchów między Kurowem a Końskowolą za moreny czołowe środkowo-polskiego zlodowacenia. Wzmiankowane pagórki zawierają u dołu piaski, ku górze grubiejący żwir, na powierzchni zaś grube głązy. Nieco inna jest sytuacja żwirów tego wieku w dolinach. Świetne ich odsłonięcia spotykamy w Kurowie (betoniarnia), w Szumowie i Małej Kłodzie oraz w dół od

* Analizy wykonała mgr M. Jahn pod kierunkiem prof. Turnau-Morawskiej.

Kurówki koło Końskowoli. Są to zawsze żwiry typowo fluwioglacjalne, warstwowane często przekątnie, z dużymi ogładzonymi przez wodę głazami (do 40 cm średnicy), z toczęncami szarej gliny zwałowej. Ponad żwirami w Małej Kłodzie są bardzo nisko resztki ciemnoczerwonej, ilastej moreny oraz bloki skał północnych o średnicy ponad 1 m.

Najmłodszy pokład plejstocenu, który powleka zbocza i wypełnia zakęśłości, to piaski pylaste, pyły warstwowane i niewarstwowane (fot. 3). Są one podobne do utworów już poznanych między Krasieninem a Lubartowem. Piaski z tego poziomu, których próbka została pobrana w Kaleniu, według analizy wykonanej przez prof. Turnau-Morską, mają następujący skład mineralny:

	%
Kwarc	— 72,5
Kwarcyty, rogowce	— 13,1
Skaleń	— 10,8
Tlenki żelaza	— 2,8
Minerały ciężkie	— 0,8
	100,0

Ziarno ostrokrawędziaste, źle wysortowane, o średnicy 0,01—0,5 mm (ryc. 18, diagram III).

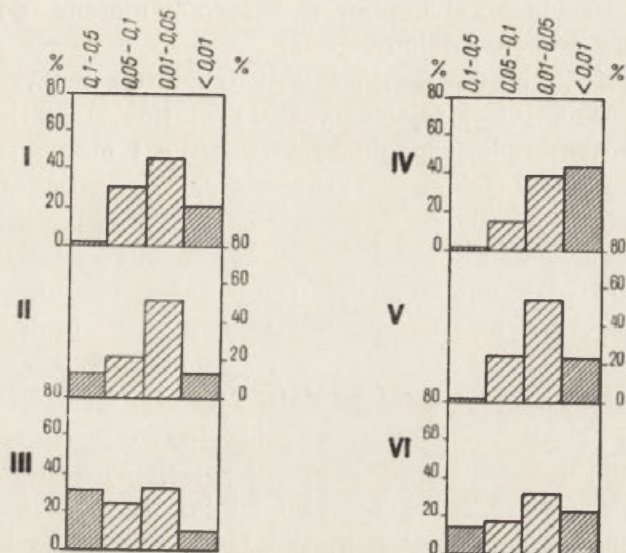
Materiał piasków pochodzi więc ze zwietrzałych moren, oligocenu (tlenki żelaza zawierają glaukonit), kredy, jest silnie zapyłony, nosi cechy działania daleko posuniętej kongelifrakcji, a więc utwór peryglacjalny.

Piaskom towarzyszą pyły o składzie zupełnie zbliżonym do lessu. Najczęściej piaski są w dole, na nich zaś spoczywają pyły o strukturze niezbyt wyraźnie zaznaczających się warstw. W Kaleniu nad stawem na wysokim zboczu doliny Kurówki można obserwować, jak na zwietrzalej morenie pojawia się cienki, żółty pylasty piasek, o wyglądzie gruboziarnistego lessu, na nim zaś utwór podobny do lessu, zawierający, co daje się wyczuć dotykiem, drobne ziarenka piasku (ryc. 18, diagram II). W tej samej miejscowości w parowie, którym biegnie droga w kierunku szosy, znajduje się na typowych piaskach peryglacjalnych pokład warstwowanego pyłu, o składzie podobnym do warstwy poprzedniej, lecz bez ziarenek piasku (ryc. 18 diagram I), przykryty drugą warstwą pylastych piasków. Jest to sytuacja bardzo typowa dla stosunków petrograficznych najmłodszego plejstocenu wyżyny, gdzie less lub utwory petrograficznie i genetycznie podobne znajdują się pomiędzy dwoma pokładami piasków tarasowych.

A zatem utwory pylaste okolic Markuszowa i Kurowa występują w dwojakim położeniu: albo wśród utworów tarasowych, a więc między

piaskami sedimentacji wodnej, albo na powierzchni tarasów i zboczy, a więc w sytuacji podobnej jak w Krasieninie. Drugi sposób występowania tych osadów jest częsty i powszechny. Nawet na powierzchni pagórków Końskowoli (moreny czołowe Z a b o r s k i e g o) jest grubo-pylasty, piaszczysty utwór (ryc. 18, diagram VI).

W tym przeglądzie stratygrafii plejstocenu naszego terenu należy jeszcze wspomnieć o stosunku właściwego lessu krawędzi wyżynnej do opisanych tu peryglacialnych utworów pylastych. Less krawędzi wy-



Ryc. 18. Skład mechaniczny utworów pylastych z okolicy Kurowa i Markuszowa. I — pyły warstwowane na piaskach tarasowych w Kaleniu, II — pyły na piaskach tarasowych w Kaleniu, III — pylaste piaski tarasowe w Kaleniu, IV — less dolny, siwy w Bronicach, V — less w Klementowicach, VI — pyły piaszczyste w Witowicach

stępuje w tym samym poziomie, co utwory pylaste przedpola, a więc na zwietrzalej morenie lub fluwioglacjale. Less jest tu pokrywą zewnętrzną form powierzchni ziemi, a więc tak jak utwory pylaste przedpola. Less typowy krawędzi i w ogóle całego Płaskowyżu Kazimierskiego swoim składem mechanicznym niewiele lub zupełnie nie różni się od czystych pyłów przedpola (porównaj granulometrię pyłów Kalenia i lessu Klementowic na ryc. 18). Dotyczy to lessów żółtych, sypkich. Ich dolna partia, barwy siwej, jest bardziej drobnopylasta a nawet ilasta (less w Bronicach, ryc. 18, diagram IV).

Streszczając wyniki obserwacji w zakresie geologii plejstocenu wydzielić możemy w dorzeczu Kurówki następujące serie utworów.

Najstarszym poziomem glacialnym jest bruk po rozmytej morenie w Kurowie i Witowicach. Ze względu na kolejność warstw nadległych bruk ten może odpowiadać dwu dolnym poziomom glacialnym podstawowego profilu w Czerniejowie. Sprawy tej nie można rozstrzygnąć. W dolinie Wisły mamy w tej pozycji stratygraficznej bruk i najstarszą glinę zwałową (Ludwik S a w i c k i [148], P o ź a r y s k i [126]), zwłaszcza dobrze znane z profilu Parchatki. Sprawą zagadkową, która jednakże zbliża tutejszą stratygrafię czwartorzędu do profilów doliny Wisły jest drugi bruk znaleziony w stropie piasków w Kaleniu. Stopień jego zniszczenia i zwiertzenia wyklucza związek jego z moreną, do której jak gdyby od spodu jest przylepiony.

Seria piasków, która przykrywa bruk lub bruki, ma wszelkie cechy utworu rzeczno, interglacialnego. Duża obfitość materiału miejscowego, oligoceńsko-kredowego, dobre sortowanie i otoczenie elementów świadczą na korzyść takiego przypuszczenia. Nie może to być zbyt „stary“ interglacjał chociażby z tego względu, że piaski, o których mowa, są bardzo powszechne i mają duże rozprzestrzenienie i miąższość. Dlatego, sądzę, że odpowiadają one torfom Syrnik, a raczej przykrywającym owe torfy piaskom rzeczno, na których spoczywa gruby bruk syrnicki.

Następna seria, potężny pokład glin zwałowych o miąższości ponad 20 m, jest bezsprzecznie osadem ostatniego na tym terenie zlodowacenia, tzn. środkowo-polskiego. Nie może być inaczej skoro ponad tym pokładem morenowym nie ma żadnych utworów interglacialnych, które by z kolei były przykryte jeszcze jedną moreną. Istnieje zresztą pewna ciągłość stratygraficzna, która poprzez morenę wzgórz Krasienina i Ciecierzyna pozwala powiązać naszą morenę z brukiem górnym Syrnik i Czerniejowa. Są drobne oznaki dwudzielności glin zwałowych, jak na przykład wtrącone cienkie pokłady piasków lub żwirów. Nie sądzę jednak, aby miały one większe znaczenie stratygraficzne.

W pełnym związku z gliną zwałową są przykrywające ją żwiry fluwioglacialne, na powierzchni których znajdują się bloki po rozmytej morenie. Wynika z tego, że utwory środkowo-polskiego zlodowacenia rozdzielić można tutaj, podobnie jak w obszarze Wysoczyzny Lubartowskiej, na dwa piętra, dolne — zwałowe i górne — fluwioglacialne. Piaski i żwiry wzgórz między Końskowolą a Kurowem należą do piętra wyższego, czyli do młodszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego.

Najmłodsza seria stratygraficzna tutejszego plejstocenu to piaski i pyły ostatniego glacjału.

W oparciu o powyższe dane stratygraficzne można odtworzyć ewolucję morfologiczną dorzecza Kurówki, a przede wszystkim określić wiek i sposób kształtowania się północnej krawędzi wyżynnej.

Przede wszystkim stwierdzić należy, nawiązując do uwag wypowiedzianych na początku tego rozdziału, że rzeźba krawędziowa jest niezależna od konfiguracji preglacjalnego podłoża. Wprawdzie kreda i oligocen wewnątrz płatów wysoczyznowych (np. Garbowa, Końskowoli) są nieco wyżej wzniesione aniżeli w dolinach, a więc tworzą jakby nabrzmienia grubo otoczone utworami plejstocenu, lecz dodać trzeba, że te stare wzniesienia nie wpłynęły na położenie krawędzi. Forma krawędzi nie zaznaczała się w czasie najstarszych glacjałów i interglacjałów. Piaski interglacjalne, bezpośrednio poprzedzające morenę środkowo-polską, sięgają tu wysoko (170 m n.p.m.), tworząc szeroką powierzchnię akumulacyjną. Pod koniec sedymentacji, nieoczekiwanie, tuż przed zlodowaceniem, daje się zauważyć wzmoczona działalność erozyjna wód, powstają obniżenia dolinne, które wkrótce zresztą zostały wypełnione moreną pierwszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego.

Łądociół w tym czasie przykrył nie tylko całe dorzecze Kurówki, lecz sięgnął dalej na południe, w dolinę Wisły i na zachodnią część Płaskowyżu Kazimierskiego. Sądzę, że najłatwiej powiązać stratygrafię czwartorzędu opracowanych przeze mnie obszarów z doliną Wisły, dla której szczegółowe studia P o ż a r y s k i e g o [126] rozwiązały zagadnienia stratygraficzne, właśnie przez główny, najczęściej górny, a więc pierwszy od powierzchni ziemi poziom zwałowy. Tym poziomem jest glina morenowa środkowo-polskiego zlodowacenia, czyli trzeciego zlodowacenia Pożaryskiego. W każdym razie nie można podtrzymać poglądu Z a b o r s k i e g o [191] co do przebiegu granicy tego zlodowacenia wzdłuż linii pagórków Końskowoli i Kurowa. Była to linia regresji i oscylacji, a więc zasięg młodszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego.

A zatem po pierwszej (starszej) fazie tego zlodowacenia obszar nasz nie miał większych kontrastów morfologicznych. Morena denna stworzyła powierzchnię inicjalną nowego cyklu, powierzchnię, w której nie zaznaczała się zupełnie dzisiejsza krawędź wyżynna. W zrekonstruowanym przekroju na linii Góry Olesińskie — Płonki — wzgórze 186,2 koło Markuszowa (ryc. 15) widzimy, że powierzchnia moreny w obrębie krawędzi jest nawet niżej położona aniżeli wewnątrz płatów leżących poza krawędzią. Płaskowyż Kazimierski nie wyróżniał się wówczas swoją wysokością, nie był odrębnym regionem, tworzył wraz z całym obszarem dorzecza Kurówki powierzchnię pod względem morfologicznym jednolitą, o wysokości bezwzględnej około 180 m. Zniweczenie tej jednolitości nastąpiło dopiero w czasie regresji łądocióła pierwszej fazy oraz w czasie nasunięcia drugiej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego. Obfite wody topniejącego łądocióła nie tylko osadziły ogromne masy żwirów, lecz przedtem jeszcze zniszczyły na liniach odpływu podłoża, a więc gliny zwałowe pierwszej fazy. Stąd duży udział w tych żwirach toczeńców

z glin szarej moreny. Ważna linia postoju i nowych oscylacyj biegła wzdłuż strefy „moren czołowych“ Zaborskiego (mapa IV). Wody lodowcowe wyrzeźbiły południową pradolinę Kurówki od Garbowa po Pożóg. Jej erozyjnym zboczem był stopień wycięty w podłożu morenowym, stopień, który dał początek przyszłej krawędzi. Rozcięcie dokonało się w kilku miejscach, zostały wydzielone płyty wysoczyznowe oraz typowa góra zakolowa Płonki. Dalsze działanie wód lodowcowych trwało wzdłuż krawędzi lodowca, cofniętej kilka kilometrów ku północy. Powstała dolina na linii bagien Bielkowej i doliny Kurówki koło Końskowoli. Między tymi dwiema, równoległe do siebie biegnącymi dolinami istniały już wówczas, również przez potoki lodowcowe wyerodowane połączenia koło Kurowa i Markuszowa. W ten sposób wytworzył się tak charakterystyczny dla opisywanego obszaru kratowy układ dolin, pomiędzy którymi znajdują się wyspy starszego podłoża plejstoceniowego. O tym, że rozcięcie zostało dokonane przez wody lodowcowe, świadczy fakt, iż w dolinach między wyspami morenowymi występują typowe żwiry i piaski fluwioglacjalne z toczęncami. Koło Kurowa żwiry owe formują taras doliny w poziomie 152—155 m (8 m nad poziomem rzeki). Podobny taras widoczny jest koło Opoki i Końskowoli. Opada on ku zachodowi i kończy się nad doliną Wisły na wysokości 140 m n.p.m. W tym kierunku wzrasta jego wysokość względna. Nad Wisłą jest to taras 25-metrowy. Taras znał już Ludomir S a w i c k i [145], określając go jako „wyższą terasę dyluwialną (B)“. Na niej stoi Instytut Puławski.

Zwraca uwagę fakt, że w dolinie Kurówki pod Kurowem i w Opoce żwiry tego tarasu są bezpośrednio przykryte tylko piaskami pylastymi młodszego zlodowacenia, a więc bez śladów jakiegokolwiek młodszego od tarasu moreny, natomiast gdzie indziej, a mianowicie w Małej Kłodzie na północ od Kurowa, na brzegu szerokiej kotliny odwadnianej przez potok Bielkową, na tychże żwirach fluwioglacjalnych znajdują się strzępy czerwonej moreny i bruk głazów. Z podobną sytuacją tego poziomu spotkał się nad Wisłą P o ż a r y s k i [126], który dla wyjaśnienia wyników w interpretacji stratygraficznej trudnościami wysunął również pogląd o dwu fazach zlodowacenia trzeciego (środkowo-polskiego). Wiślany taras 25-metrowy powstał według Pożaryskiego jako element erozyjny przez ścięcie fluwioglacjału i moreny starszej fazy; następnie na taras wkracza lodowiec młodszego fazy i przykrywa go moreną. Przytaczając rezultaty badań Pożaryskiego stwierdzam, że w zakresie podziału zlodowacenia środkowo-polskiego istnieje pewna zbieżność naszych wyników. Jest też i różnica. Jego taras 25-metrowy jest wszędzie pokryty młodszą moreną zlodowacenia środkowo-polskiego. Ten sam poziom żwirowy w dorzeczu Kurówki posiada szczątki moreny jedynie w pobliżu kotliny marginalnej (według Z a b o r s k i e g o [191] jest to typowa *Zungenbecke*) potoku

Bielkowej. Wobec tego należy zapytać, czy zasięg drugiej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego był tak daleki, jak to sobie Pożaryski wyobraża? A może dolina Wisły stworzyła i dla tej fazy, która u mnie wygasa wzdłuż Kurówki, szczególne warunki dalekiego zasięgu na południe?

Osadów młodszego interglacjału od zlodowacenia środkowo-polskiego na tym terenie nie znaleziono. Natomiast stwierdzono, że z tym okresem należy wiązać pewne pogłębienie dolin, które z kolei w najmłodszym glacjałe zostały zasypane piaskami pylastymi i pyłami. Rzeźba dorzecza Kurówki wykazuje w tym czasie pełne cechy rozwoju peryglacialnego zarówno w zakresie działań wietrzenia, denudacji, jak i akumulacji. Istniejące już płaty wysoczyznowe podlegały teraz typowo peryglacialnej denudacji, podobnie jak wzgórza Krasienina i Nowej Woli w pobliżu doliny Wieprza. Wietrzenie, sploty soliflukcyjne i spłukiwanie zacierały formy ostańców denudacyjnych. Cechę tę posiadają pagórki morenowe okolic Markuszowa, a zwłaszcza wzgórza żwirowe na polach wsi Wito-wice i Chrzachów, którym tak doniosłą rolę w rozpoznaniu zasięgu zlodowacenia środkowo-polskiego przypisywał Z a b o r s k i. Wbrew jego poglądom pagórki te uważam za wzgórza denudacyjne, które swoje przetrwanie do naszych czasów zawdzięczają czapom żwirowym na piaskach. Jest to materiał wód lodowcowych, leżący prawie poziomo, który tylko gdzieś został lekko wyruszony z tego położenia, a więc forma nawet nie zasługuje na miano moreny czołowej spiętrzanej. Końcowym etapem modelacji było przykrycie wzgórz warstwą pyłów, pochodzących z wietrzenia mrozowego.

Równocześnie odbywała się w dolinach bardzo nierównomierna sedymentacja materiału spłukiwanego ze stoków. Piaski pylaste o rytmicznym warstwowaniu pokrywają fluwioglacjalny taras z poprzedniego zlodowacenia. Rynny zboczowe i małe dolinki rozcinające zbocza Kurówki zostały wypełnione i wyrównane tymi utworami. Erozja holocenińska odgrzebuje owe zasypane dolinki. Najlepszym przykładem jest wspomniany już parów, który poza wsią Kaleń głęboko wcina się wewnątrz markuszowskiego płata morenowego, odsłaniając dwa pokłady piasków pylastych, rozdzielonych grubą warstwą lessu warstwowanego.

W parowie tym, a raczej w jego wschodnim odgałęzieniu, możemy śledzić, jak równocześnie z akumulacją piasków odbywało się tu intensywne niszczenie zbocza. Sytuacja jest następująca. Na dnie parowu odsłaniają się stare piaski interglacialne, na których znajduje się bruk pomorenowy. Bezpośrednio na bruku odsłania się wysoki profil piasków pylastych, peryglacialnych, przerywanych dwukrotnie warstwami czerwonej gliny zwałowej, najzupełniej typowej, z głazami. Śledząc w jednym szurfie tego rodzaju układ można łatwo ulec błędnej sugestii co do wieku piasków pylastych i co do ilości nasunięć lodowcowych. W rzeczywistości

przy bliższym zbadaniu okazało się, że morena między piaskami należy do wielkich jezorów, płatów, które zsunęły się po zboczu wzgórza od kulminacji, zaznaczonej na mapie kotą 186,2. Historia peryglacjalnych zmian przedstawia się tu następująco: w ostatnim interglacjale powstała boczna dolinka Kurówki, przez rozcięcie markuszowskiego płata morenowego. Wody rozmyły morenę na dnie dolinki (bruk), natomiast zbocza tej formy były zbudowane z czerwonej u góry, szarej u dołu moreny. W okresie działania procesów peryglacjalnych dolinka była powoli wypełniana piaskami deluwialnymi, równocześnie zaś raz po raz soliflukcyjne jezory spływały ze zboczy aż na jej dno. Widzimy w tym wyraźny dowód, że markuszowska wysoczyzna morenowa, której zarysy były już gotowe w poprzednim glacjale, w ostatnich okresie peryglacjalnym ulegała wciąż nowym i to silnym niszczeniom.

W części stratygraficznej niniejszego rozdziału wyjaśniłem, że utwory pylaste przedpola krawędzi i less Płaskowyżu Kazimierskiego powstały w tym samym czasie. Związek tych poziomów jest jasny. Są to facje środowiska peryglacjalnego. Należy jeszcze raz podkreślić, że less nie zaczyna się (lub nie kończy) krawędzią wyżynną. Less znajduje się również na północ od krawędzi, lecz oczywiście w ilości znacznie mniejszej. Miąższość jego na krawędzi wynosi do 20 m, tzn. 2/3 wysokości całego progu. Warunki morfologiczne, które stworzyło tu środkowo-polskie zlodowacenie z pradoliną Kurówki i małym stopniem erozyjnym, nie tłumaczą nam jeszcze w pełni regularności formy i tej ogromnej prawidłowości sedymentacyjnej — nie tłumaczą nam granicy wzmożonej sedymentacji lessowej. Wydaje się, że dla wyjaśnienia tego zagadnienia musimy się uciec do przyjęcia szczegółowego systemu cyrkulacji aerodynamicznej, o czym będzie mowa w części ogólnej pracy.

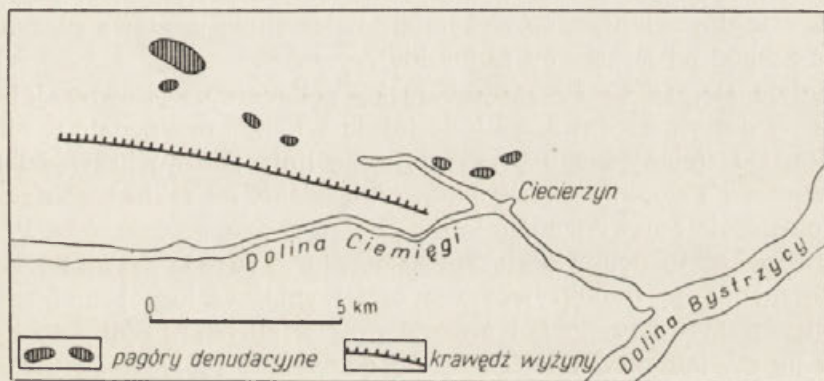
W każdym razie z tym zagadnieniem wiąże się bardzo poważnie geneza formy krawędzi. Forma ta, jak stwierdzono wyżej, powstała w zasadzie na drodze erozyjnej w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego. Lecz lessowe podwyższenie krawędzi, które jest istotą współczesnej formy, dokonało się w czasie ostatniego zlodowacenia. Jednakowoż krawędź wówczas nie tylko została podwyższona, lecz również zniszczona przez procesy denudacji peryglacjalnej. Na krawędzi nie mamy czystego lessu, lecz lessowo-piaszczyste, zboczowo warstwowane deluwia, a więc dowód zmywów. Spotykamy tu również spływy soliflukcyjne (np. w Garbowie), dowody przekształceń i pewnego typowo peryglacjalnego, powierzchniowego cofnięcia się tego progu wyżynnego zbudowanego z miękkich materiałów.

MORFOLOGIA I CZWARTORZĘD OKOLIC BLISKICH LUBLINA

DOLINA CIEMIĘGI

Dolina Ciemięgi jest formą bardzo interesującą i ważną dla poznania stosunków morfologicznych okolic Lublina. Przecina podłużnie północno-lubelski płat lessowy, dochodzi do krawędzi wyżynnej i swoim wcięciem odsłania nam budowę wschodniego odcinka krawędzi.

Dolina ma bieg równoleżnikowy, a dopiero koło Ciecierzyna, w miejscu gdzie przecina ją szosa Lublin — Lubartów, skręca gwałtownie ku



Ryc. 19. Sytuacja morfologiczna doliny Ciemięgi

południo-wschodowi. W tym ważnym miejscu spotyka się dolina z północną krawędzią wyżynną (ryc. 19). Rzeczą osobliwą jest fakt, że rzeka nie przedłuża nam tej krawędzi ku wschodowi — przeciwnie, w tym miejscu przecięcia krawędź morfologiczna wygasa, a Ciemięga zmienia kierunek. Dańszą osobliwością doliny, na którą zwracał uwagę Z a b o r s k i [191], jest to, że jej część „górną“ jest szersza aniżeli odcinek „dolny“. Dolina zwęża się gwałtownie począwszy od wsi Dys. Załamanie linii biegu, o którym wyżej mowa, przypada właśnie w tym odcinku przełomowym Ciemięgi.

Stosunki powyższe obrazują nam wpływ podłoża czwartorzędowego na kierunek i morfologię doliny. W swoim długim odcinku równoleżnikowym Ciemięga wrzyna się w grubą pokrywę czwartorzędu, który rozpościera się po obu stronach doliny i z którego jak wiemy zbudowana jest krawędź wyżyny. Studnie w Elizówce i Barakach na południe od Ciemięgi wskazują na jego miąższość około 30 m. W Jakubowicach Końskich u wejścia do przełomu pojawia się na zboczach w poziomie dna doliny oligocen, piaski zielone, znane już K r i s z t a f o w i c z o w i [75]. W przełomie ukazuje się odwapniona geza kredowa. W Ciecierzynie i Łagiewnikach kreda sięga do 8 m ponad dno doliny.

Skreć Ciemięgi pozostaje więc w związku z ukształtowaniem powierzchni kredowej. Równoleżnikowy odcinek doliny przypada w obrębie morfologicznej depresji kredowej, którą wypełnia oligocen, odsłonięty w Jakubowicach Końskich i przebitý otworem studziennym we wsi Baraki, przy szosie Lublin—Garbów. Począwszy od skreću koło Ciecierzyna dolina wchodzi w obręb wyniosłości kredowej. Krawędź tej wyniosłości nie zaznacza się na powierzchni, jest zamaskowana utworami czwartorzędu. Właściwy obszar wyżyny kredowej przypada dalej na wschodzie, w międzyrzeczu Bystrzyca Lubelska—Wieprz. Z podanych jednakże faktów wynika, że wyżynna powierzchnia kredowa zaczyna się już na zachód od Bystrzycy Lubelskiej.

Wydaje się, że Ciemięga jest rzeką poligeniczną. Dawny jej bieg omijał wyniosłość kredową, a ujście jej do Wieprza przypadało w okolicy Jawidza. Do zmiany biegu przyczyniła się linia postoju krawędzi lądolodu w czasach zlodowacenia środkowo-polskiego. Do faktu tego powrócę, chronologicznie omawiając dzieje tego obszaru w czwartorzędzie. W każdym razie jest to dolina o starym założeniu. Siemiradzki i Zych [159] wspominają o odkrywce w Ciecierzynie, w której pod moreną znaleźli dwumetrowy pokład żwirów preglacjalnych*. Byłyby to dowód rynny preglacjalnej, w miejscu której odgrzebała sobie drogę Ciemięga.

Stosunki stratygraficzne plejstocenu, których poznanie ułatwi rekonstrukcję ewolucji morfologicznej doliny, rozpoczną od opisu znanej zresztą już K r i s z t a f o w i c z o w i [75] odkrywki na wschodnim krańcu wsi w Jakubowicach Końskich. Mamy tu od góry następującą kolejność warstw:

1. Less żółty, smugowany, wapnisty — 5 m.
2. Gлина czerwonożółta, pylasta, odwapniona. Poziom wietrzenia peryglacjalnego — 1 m.
3. Utwór zboczowy, soliflukcyjny. Piaski gliniaste o strukturze spływowej — 1,5—2,0 m.

* Żwirów tych nie udało mi się odnaleźć.

4. Żwir i piasek gruby, przewaga materiału północnego, nieregularne warstwowanie. Utwory fluwioglacjalne — 3 m.

5. Gлина zwałowa, piaszczysta szarozielonkawa, u góry brunatnawa. Na powierzchni bruk głazów. Grubość 3—4 m.

6. Piasek biały, kwarcowy, czysty, z ziarnami skaleni i żwirkami skał północnych. Utwór rzeczny — 2 m.

7. Kreda.

Poszczególne człony tego podstawowego profilu możemy rozpoznać w licznych odsłonięciach wzdłuż obu zboczy doliny. Glinę zwałową spotykamy w Ciecierzynie i Baszkach. W dolince, która wiedzie od Ciecierzyna w górę na Ludwinów, odsłania się pod gliną zwałową żwir o dużej przewadze otoczków kredowych. We wszystkich tych stanowiskach glina zwałowa ma powierzchnię wyraźnie erozyjną. W osi doliny pakiety morenowe są cienkie, jakby luźne strzępy, ocalałe po rozmyciu. Natomiast miąższość tych glin rośnie na zewnątrz od doliny (odsłonięcia w dolinkach bocznych).

Dalszą cechą wiele mówiącą o przemianach morfologicznych jest to, że żwiry przykrywające morenę i dające się zakwalifikować jako utwór fluwioglacjalny towarzyszą dolnej części doliny w dół od Jakubowic Końskich. Ich miąższość jest znaczna, poziom występowania wyrównany. Są one ścięte przez drugą z kolei powierzchnię stokową, pokrytą utworami soliflukcji, poziomem wietrzeniowym i lessem. Nowych warstw lodowcowych powyżej fluwioglacjału nigdzie w dolinie Ciemięgi nie napotkałem.

Jest zagadnieniem otwartym, do jakiego zlodowacenia należy odnieść ten jedyny w dolinie Ciemięgi poziom morenowy. Między Dysem a Ciecierzynem dolina Ciemięgi zbliża się do słabo tu zaznaczonej krawędzi wyżynnej i styka się z linią pagórków pasa Krasienin — Nowa Wola, które w poprzednich rozdziałach zostały określone jako formy denudacyjne, usytuowane na miejscu struktur moren spiętrzonych. Ten sam typ utworów fluwioglacjalnych, które w obrębie wspomnianych pagórków są prześladowane, tu leżą poziomo. Również szarozielona lub ceglasta glina zwałowa tych pagórków ma dużo podobieństwa do glin, odsłoniętych w Jakubowicach Końskich. A zatem dolina Ciemięgi i obszar leżący na północ od krawędzi wyżyny, tak jak w dorzeczu Kurówki tworzą całość jednolitą, związaną z sobą przez poziom glin zwałowych. Są to więc utwory zlodowacenia środkowo-polskiego. Tutaj również na linii krawędzi wyżynnej biegnie granica zasięgu dwu faz tego zlodowacenia. Starsza faza rozpościerała się dalej na południe. Piaski rzeczne i żwiry kredowe pod moreną są resztką utworów interglacjalnych, oddzielających naszą morenę od glacialnego horyzontu zlodowaceń starszych, których jedynym śladem są skaleni i żwirki krystaliczne rozrzucone w piaskach.

Jak wspomniałem wyżej powierzchnia glin zwałowych jest rozmyta, bez żadnego poziomu wietrzenia, przykryta fluwioglacjałem. Nie ulega wątpliwości, że rozmycie moreny jest dziełem wód lodowcowych, których w wielkiej obfitości dostarczała pobliska krawędź lodowca. I tu dochodzimy do dalszego etapu historii doliny Ciemięgi, wysuwając zagadnienie skrętu tej doliny koło Ciecierzyna. Należy zwrócić uwagę na wspomnianą w poprzednim rozdziale dolinkę boczną, która dokładnie w przedłużeniu dolnego odcinka Ciemięgi biegnie od Ciecierzyna ku NW (ryc. 19). Dolinka rozpoczyna się na dawnej linii moren, koło wzgórza z kotą 204. Była to rynna odwadniająca krawędź lodowca. Ciemięga została zmuszona położeniem brzegu lodowca do skierowania swych wód w ową rynnę marginalną. Miała ona przy tym na tyle energii, aby przebić się przez wyniosłość kredową między Ciecierzynem a Pliszczynem. W ten sposób możemy wyjaśnić powstanie przełomu Ciemięgi i jej gwałtowny skręt ku południo-wschodowi.

Ten lokalny obraz hydrograficzny z czasów zlodowacenia środkowo-polskiego należy powiązać z przepływem Bystra — Ciemięga. Obserwacje koło Nałęczowa wskazują na kierunek spływu Bystrej ku wschodowi. Tędy więc wzdłuż doliny Ciemięgi płynęła owa rzeka lodowcowa. Było to jednakże zjawisko stosunkowo krótkotrwałe — dłuższy postój lodowca i większy efekt morfologiczny działania jego wód nastąpił wówczas, gdy brzeg lodowca znajdował się na linii Końskowola — Kurów — Krasienin; dopiero wówczas powstała erozyjna krawędź wyżynna.

W odkrywkach między Jakubowicami Końskimi a ujściem Ciemięgi stwierdziliśmy drugie z kolei kopalne zbocze doliny wycięte w obrębie pokrywy fluwioglacjalnej. Jest to powierzchnia podlessowa, zaznaczona bardzo wyraźnie poziomem opisanej niegdyś przeze mnie pylastej, brązowoczerwonej glinki wietrzeniowej, o składzie mechanicznym podobnym do lessu. Uważam ją za częściowe źródło lessu. Glinka ta leży na morenie, fluwioglacjale lub utworach soliflukcji. Bezpośrednio na niej znajduje się bardzo trwałe i powtarzające się w licznych odsłonięciach (Jakubowice Końskie-Kolonia, Baszki, Pliszczyn), poziom gleby kopalnej zarówno zboczowej, jak też dennej, tarasowej. Gleba ta jest pylasta, lessowa, tak że słusznie pisał o niej niegdyś *K r i s z t a f o w i c z* [75], który znał profil Pliszczyna, że jest to „...ciemnoszary, prawie czarny, less humusowy“. Śledząc stanowiska tego utworu mogłem w przybliżeniu zrekonstruować kształt tej kopalnej doliny, która powstała po fluwioglacjale a przed sedymentacją lessową. Dnem tej doliny była powierzchnia erozyjna, ścinająca morenę, piaski i opisaną wyżej czerwoną glinkę wietrzeniową. U ujścia Ciemięgi do Bystrzycy w Łysakowie jest 10-metrowy taras, w którym widzimy piaszczystą glebę kopalną na jezioro-rzecznych mułkach lessowych (tzw. spiczyńskich) pod przykry-



Fot. 5. Less warstwowany w dolinie Bystrzycy (Rury Jezuickie — Lublin)



Fot. 6. Łęczyński przełom Wieprza.
Strome zbocza kredowe koło wsi Nowogród



Fot. 7. Taras peryglacjalny (bałtycki) w dolinie Wieprza w Ciechankach na południe od Łęcznej



Fot. 8. Bruk po morenie zlodowacenia krakowskiego odsłonięty spod piasków doliny Stawka.
Wieś Zakrzew na południe od Łęcznej

ciem piasków pylastych. W górę doliny gleba wchodzi w Pliszczynie pod less. Kopalne dno doliny zaznaczone glebą utrzymuje się na dość stałej wysokości 5—8 m ponad dzisiejszy poziom Ciemięgi. W Jakubowicach Końskich-Kolonii na lewym zboczu doliny Ciemięgi można stwierdzić, że podlessowa gleba tego poziomu uległa na zboczu spływom soliflukcyjnym. Jest to soliflukcja równoczesna z początkową fazą sedymentacji lessu. Less jest tym utworem, który w dolinie Ciemięgi wysuwa się bezsprzecznie na pierwszy plan. Oba jej zbocza są grubo wyścielone lessem bądź też w całości z lessu zbudowane. W dolnym odcinku doliny wysokość ścian lessowych, na przykład w Pliszczynie, dochodzi do 18 m. Podstawa lessu przypada na poziomie wspomnianej gleby kopalnej na wysokości 7 m ponad dnem doliny. Nad górną Ciemięgą w Snopkowie i Jastkowie ściany typowego lessu znajdują się tuż nad dnem doliny. Spadek współczesnego dna doliny jest większy aniżeli dna przedlessowej doliny, zaznaczonej glebą kopalną (fot. 4).

Less typowy leży w górnej i dolnej części doliny — sytuacja zmienia się jedynie na tym, interesującym zakręcie doliny między Dysem a Ciecierzynem, gdzie Ciemięga przecina krawędź, wykracza poza wyżynę lessową i na krótkim odcinku wrzyna się w utwory przejściowe przedpola krawędzi. Jest to odcinek ważny, niemal kluczowy, dla poznania stosunku lessu wyżyny do pylastych i pyłowych utworów południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej.

Jeszcze w obrębie wyżyny lessowej, lecz blisko jej krawędzi, w Jakubowicach Końskich i Dysie⁵ pojawia się począwszy od dna doliny lessowy mułek, równo warstwowany, materiał tego typu, jaki w Kaleniu przedziela dwie serie piasków pylastych. Najlepszy profil owych mułków można prześledzić w wąwozie na lewym zboczu doliny Ciemięgi w Dysie, wzdłuż drogi na Nasutów. Ponadto widzimy je również w Jakubowicach Końskich. Profil drogi idącej na Nasutów jest dlatego interesujący, że lessowe mułki warstwowane leżą tu bezpośrednio na zwietrzałej glinie morenowej, która w kilku miejscach wychodzi na powierzchnię. Analiza mechaniczna tych materiałów wyjaśnia ściśle ich związek z lessem. Podobieństwo materiału poszczególnych warstw profilu jest wyraźnie widoczne. Typową cechą jest przewaga frakcji 0,01—0,05. Wśród mułku leżą warstwy mułku ilastego, który nie burzy się z kwasem solnym. W odkrywcę zaznacza się również pewien zanik struktury warstwowej mułków w górę profilu, gdzie pojawiają się pokłady lessu niewarstwowanego. Część najwyższa jest zboczem wału, który biegnie na linii krawędzi wyżynnej — a więc jest to ważne miejsce zetknięcia się doliny z krawędzią. Tu w pełni zaznacza się kontrast głębokiej doliny z szeroką równiną akumulacyjną, jaka rozpościera się na przedpolu krawędzi. Wzmiankowany wał lessowy oddziela dolinę od tej równiny, wał jest

5 Wyżyna Lubelska

zbudowany z lessu, o strukturze innej aniżeli struktura dolnej części omawianego przekroju. Jest ona bliższa tej strukturze, którą zazwyczaj oceniamy jako „typową“ strukturę lessową — a więc pasemka łagodnych smug, nie rozgraniczonych od siebie tak wyraźnie, jak w strukturze warstwowej lessu osadzonego w zbiorniku wodnym. W tym zaznacza się „ładowa“ cecha lessu.

Rozległa równina przedpola krawędzi, którą opisałem w rozdziale poprzednim (Krasienin), leży na wysokości 200 m n.p.m., czyli jest wzniesiona 20 m ponad dno doliny Ciemięgi. Na jej powierzchni odsłaniają się mułki ilaste żółtopopielate, plamiste, bezwapienne. Jest to ten sam utwór, który w postaci wkładek ilastych występuje wśród mułków lessowych na zboczach doliny Ciemięgi w Dysie.

A zatem odcinek doliny Ciemięgi między Dysem a Ciecierzynem pozwala rozwiązać zasadniczy problem stratygraficzny czwartorzędu wyżyny i przedpola jej północnej krawędzi (skrawek południowo-wschodni Niziny Mazowiecko-podlaskiej). Nie ma tutaj granicy między młodo-plejstocenijskimi pokrywami obu obszarów, co najwyżej są między nimi przejścia facjalne. Piaski pylaste, pyły i ły wypełniają zakłęśłości pradolin i niecki końcowe, pochodzące jeszcze z czasów młodszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego i z ostatniego interglacjału. Pokrywa ta, spośród której sterczą ostańce żwirowo-morenowe i płyty wysoczyznowe przedpola krawędzi lessowej, przechodzi po bokach ku południowi w warstwowane pyły, będące podstawą i dolnym członem wyżynnej pokrywy lessowej. Wspólny jest zatem dla obu obszarów dolny poziom młodszego plejstocenu zbudowany z utworów pyłowych i pylastych a znamieny strukturą warstwową, a więc poziom, który powstał przy współdziałaniu wody.

Utwory te, jak wiemy, zostały osadzone w warunkach peryglacialnych — w czasie ostatniego zlodowacenia. Przykład Ciemięgi wyjaśnia, że akumulacyjne wyrównywanie form wklęsłych na początku tego glacjału było procesem wspólnym dla obu obszarów, które dzisiaj rozdziela lessowa krawędź wyżyny. Równina pyłów akumulacji wodnej przedłuża się pod tę krawędź, sięga w teren wyżynny tak daleko, na ile pozwala wysokość starszego podłoża. Krawędź lessowa jest zjawiskiem młodszym, które nakłada się na tę równinę. I znów stajemy wobec tego samego zagadnienia, z jakim spotkaliśmy się w analizie krawędzi lessowej dorzecza Kurówki. Istnieją jakieś szczególne przyczyny, dla których less układał się tak prostolinijnie nawet tam, gdzie nie ma ukrytej pod nim krawędzi starszego podłoża. Wynika z tego, że trzeba jej szukać raczej w samym procesie sedymentacji pyłów aniżeli w warunkach podłoża.

DOLINA BYSTRZYCY LUBELSKIEJ

Dla charakterystyki czwartorzędu doliny Bystrzycy w okolicy Lublina mamy pewien materiał w literaturze geologicznej, w przeciwieństwie do kompletnego niemal pod tym względem ubóstwa, jakie cechuje inne obszary Wyżyny Lubelskiej. Należy tu wymienić prace *Krisztafowicza* [75], *Lewińskiego* [87], oraz wzmianki *Ludwika Sawickiego* [149]. Jest to wprawdzie materiał na ogół przestarzały, a w zakresie wniosków stratygraficznych błędnie przez wymienionych autorów zinterpretowany, niemniej jednak wiele profilów *Krisztafowicza*, dzisiaj już zniszczonych i nieistniejących, może być wykorzystanych w nowym ujęciu całokształtu stratygrafii czwartorzędu okolic Lublina.

Podam charakterystykę czwartorzędu doliny Bystrzycy Lubelskiej, w okolicy Lublina, wydzielając tu trzy odcinki, a mianowicie odcinek powyżej miasta, w okolicy *Zemborzyc* i *Wrotkowa*, znany z występowania tam utworów preglacjalnych, drugi — dolina w obrębie miasta, trzeci — odcinek między *Lublinem* a ujściem rzeki do *Wieprza*.

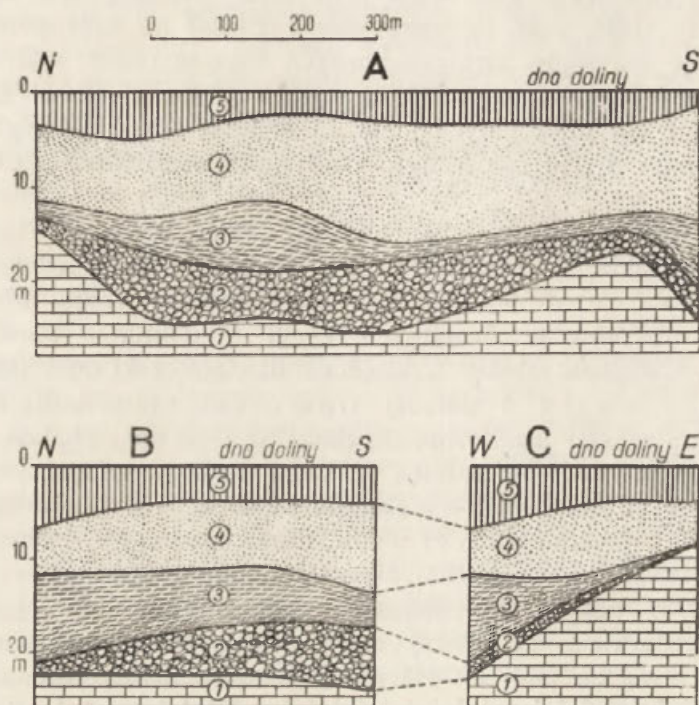
Krisztafowicz a później *Lewiński* udowodnili, że dolina *Bystrzycy Lubelskiej* jest formą preglacjalną. Pierwszy znalazł w *Zemborzycach* na południe od *Lublina* w spągu utworów glacialnych mułki, które z uwagi na brak w nich materiału północnego wymieniony badacz określił jako „...przedlodowcowy glaukonitowo-kwarcowy, jeziorny less“. Odkrywkę *Krisztafowicza* w *Zemborzycach* nazwaną przez niego двойной овраг miałem sposobność powtórnie zbadać a wyniki tej pracy ukazały się w rozprawie, do której część petrograficzną napisała *Turna-Morawska* [45]. W pracy tej udowodniliśmy, że mułki *zemborzyckie*, podobnie jak analogiczne utwory *Bychawy*, należą do „glacialnego“ czwartorzędu wyżyny i zawierają już materiał północny.

Pod wymienionymi mułkami w *Zemborzycach* znajduje się kreda, powyżej zaś deluwia, zawierające grubszy materiał lodowcowy. Mułki leżą więc na preglacjalnym, pozbawionym jakichkolwiek osadów lodowcowych zboczu doliny *Bystrzycy* na wysokości 33 m ponad dnem doliny. Na tym samym zboczu w *Zemborzycach* koło cmentarza, poniżej mułków, znalazłem płat szarozielonej moreny, który zapada w dół pod młodsze tarasowe utwory. Owe utwory to piaski, zawierające dużą ilość małych żwirków kredowych. Budują one taras, wzniesiony 5—6 m ponad dnem doliny. Jest to jedyny wyraźny taras w tym odcinku doliny, leży na nim wieś *Zemborzyce*.

Drugi ważny przekrój przez dolinę *Bystrzycy* znajdujemy we wsi *Wrotków*, graniczącej od południa z *Lublinem*. Jest to miejsce, w którym kilkanaście wierceń, założonych dla celów hydrogeologicznych na dnie

doliny, dostarczyło Lewińskiemu [87] materiału do ogłoszenia dość rewelacyjnej tezy o istnieniu utworów preglacjalnych na dnie doliny Bystrzycy oraz o młodych ruchach tektonicznych wyżyny.

Wiercenia były wykonane w rozszerzeniu doliny powyżej młyna we Wrotkowie. Wąska część doliny, gdzie znajduje się młyn wrotkowski,



Ryc. 20. Przekroje utworów preglacjalnych doliny Bystrzycy Lubelskiej zestawione według materiałów Lewińskiego.

A — profil wzdłuż doliny, w osi doliny, B — profil wzdłuż zachodniego zbocza doliny, C — profil w poprzek doliny; 1 — kreda, 2 — żwiry kredowe, 3 — mułki, 4 — piaski z materiałem północnym, 5 — torf

jest małym przełomen Bystrzycy przez garb kredowy. Należało się spodziewać, że powyżej tego garbu istnieje kotlina kredowa, wypełniona osadami czwartorzędu. Osady owe przebito w dwu liniach wierzeń biegnących środkiem doliny i wzdłuż jej zachodnich zboczy. Dla łatwiejszego skontrolowania wniosków Lewińskiego jego opisowy materiał zestawilem rysunkowo w postaci dwu profilów podłużnych i jednego profilu poprzecznego (ryc. 20). Wynika z nich, że na kredowym dnie doliny na głębokości 15—25 m znajdują się żwiry kredowe, bez skał północnych, na nich szare mułki, gruby kompleks piasków z materiałem krystalicz-

nym i torf. Lewiński, opierając się zapewne tylko na przekroju osi doliny, widzi w podłożu utworów dolinnych zamkniętą nieckę kredową, którą wypełniają żwiry i mułki. Jest to jednakże mylny wniosek. W następnym bowiem przekroju podłużnym, wzdłuż zachodnich zboczy doliny, stwierdzamy już prawie płaskie kredowe dno doliny. Opierając się na materiale wierceń można jedynie powiedzieć, że oś współczesnej doliny nie pokrywa się z linią maksymalnej głębokości preglacjalnej rynny. Wiercenia trafiają w dno i zbiega doliny, czyniąc na linii prostej pozory zamkniętych form wklęsłych. Stara dolina Bystrzycy jest bardziej kręta i przesunięta na zachód w stosunku do dzisiejszej doliny. Tę ostrożną konkluzję Lewińskiego można by obalić tylko bardziej na zachód rozszerzoną siatką wierceń. Wątpliwości budzi również określenie przez Lewińskiego wieku poszczególnych utworów. Okolice Lublina były dwukrotnie, a może nawet trzykrotnie, zlodowacone — dlatego trudno sobie wyobrazić, aby na dnie doliny mogły się zachować utwory preglacjalne w postaci tak jednolitej, niezniszczonej warstwy mułków.

Znane mi są profile wierceń wykonanych w obrębie dna doliny Bystrzycy, około 2 km na północ od miejsc badanych przez Lewińskiego, ale już poniżej wrotkowskiego „przełomu“ rzeki. Tak więc otwór założony na lubelskim torze wyścigowym, w odległości 200 m od lewego zbocza doliny przebił od góry:

	m
1. Gleba łąkowa i torf	0,0 — 4,0
2. Piasek ze żwirkami kredy i skał północnych	4,0 — 12,2
3. Ił i mułek popielaty, partiami ciemnoszary	12,2 — 17,4
4. Żwiry kredowo-krystaliczne, grube, z głazami	17,4 — 23,5
5. Kreda	23,5

Nie ma tutaj utworów preglacjalnych w sensie Lewińskiego, to znaczy przede wszystkim czystych żwirów kredowych w spągu. Natomiast na identycznej głębokości i w tym samym położeniu, co we Wrotkowie, to znaczy poniżej piasków wyściełających dno doliny, mamy tu ów szary mułek, który, moim zdaniem, nie może być osadem preglacjalnym. Jest to ten sam typ stalowoszarych utworów, z warstewkami próchniczno-torfiaistymi, które dalej na południu istnieją we wszystkich dolinach wyżyny. Do sprawy tej jeszcze powrócę. Dodam, że dalej na północ w dolinie Bystrzycy wiercenia na łąkach koło Nowej Drogi, do głębokości 14 m nie przebiły górnej serii piasków.

Najważniejszy profil, orientujący w stratygrafii czwartorzędu doliny Bystrzycy w obrębie miasta, znajduje się na południowym zboczu doliny na przedmieściu Majdan Tatarski i Kośminek. Jest tu co najmniej od

60 lat eksploatowana piaskownia, w której jeszcze *Krisztafowicz* [75] zanotował następujący profil, od góry:

1. Brązowszara, piaszczysta glina (0,8 m)
2. Piasek z eratykami (0,6 m)
3. Żółty, czysty piasek (0,4 m)
4. Biaława, wapnista glina (1,0 m)
5. Warstwowany, czysty piasek (0,8 m)
6. Warstwowany piasek z eratykami i gruzem miejscowych skał (1,2 m).

Piaskownię na Tatarach kilkakrotnie badałem, co roku uzyskując nowy materiał ze świeżo odkopanej, cofniętej ściany. Wykop sięga do poziomu wód gruntowych, poniżej wkopu wykonano wiercenia ręcznym świdrem. Piaskownia obecna znajduje się już poza doliną Wieprza, a właściwie na przejściu jej zbocza w wierzchowinę kredową. Kreda tworzy tutaj powyżej zbocza łagodną nieckę, jakby taras, zawieszony na wysokości około 20 m ponad dnem doliny Bystrzycy. Nieckę ową wypełnia szarozielony mułek piaszczysty o grubości 1,0—1,5 m. Pod nim bezpośrednio leży rumosz kredowy, bez skał lodowcowych. Na mułku znajduje się istotny pokład kopalni, seria jasnych, średnio- i drobnoziarnistych piasków, których miąższość dochodzi do 7 m.

Analizę petrograficzną piasku wykonała prof. *Turna-Morawska*, dając następującą ocenę materiału:

Ziarno ostrokrawędziste, dobrze wysortowane, o średnicy 0,05—0,3 mm, przeciętnie 0,17 mm. Skałek potasowy świeży i zwiertzałe plagioklasy. Minerale ciężkie: granat, cyrkon, piroksen, epidot, amfibol, rutil, biotyt.

Skład mineralny:

	%
Kwarc	76,7
Kwarcyty, rogowce	11,6
Skalenie	7,7
Minerale ciężkie	2,8
Tlenki żelaza	1,2

100,0

Piasek jest równo i dość spokojnie warstwowany, jego warstwy jednakże mają tu i ówdzie wyraźny, raczej sedymentologiczny niż naciśkowy, upad ku północy. Ponadto znamienne są w nim uskokowe pionowe lub skośne strącenia warstw*. W stropie piasków zauważyłem warstewki zielonego iłu lub też toczące z tego materiału.

* W warstwie tej *Morawski* [104] ostatnio stwierdził zaburzenia kriogeniczne.

Na piasku znajdują się resztki rozmytej szarozielonej moreny. Trafiają się tu luźne soczewki tego utworu, do 1,5 m grubości, częściej jednakże jest to tylko bruk złożony z dużych bloków (do 2 m średnicy). Zachowane tu soczewki i strzępy moreny wyraźną granicą odcinają się od niżej leżącego piasku, brak tu jakichkolwiek przejść. Następnym poziomem ku górze jest warstwa żwiru fluwioglacjalnego, w którym pływają owe strzępy morenowe. Sytuacja jest zupełnie podobna jak w Jakubowicach Końskich gdzie zielonawoszara morena graniczy z fluwioglacjałem. Nie ulega wątpliwości, że te same wody, które rozmyły morenę, osadziły pokład żwirów.

Ostatnim wreszcie — ku górze — kompleksem sedymentacyjnym, odsłoniętym w piaskowni, są piaski rytmicznie warstwowane, wstęgowane, w których brązowe, gliniaste warstewki przekładane są piaskiem czystym. Ich miąższość wynosi 3—4 m. Powszechne są w nich, gdzie indziej już opisane [49] zjawiska krioturbacyjne, jak uskoki zmarzlinowe i kliny lodowe.

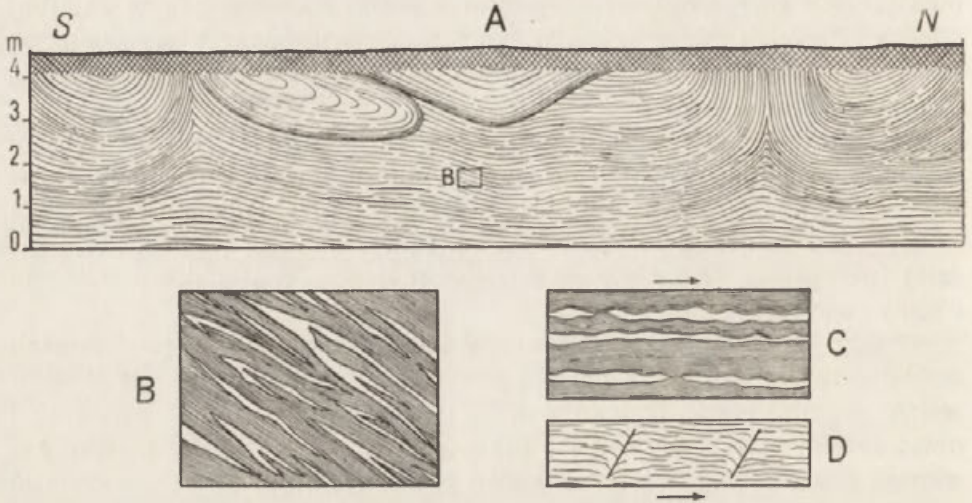
Wbrew dawnym przypuszczeniom sędzę, że odkrywka na Tatarach ma właściwie jeden tylko poziom glacialny, tzn. morenę bądź produkty jej zniszczenia. Piaski podmorenowe, których skład petrograficzny wyżej przytoczono, należy zakwalifikować jako utwór rzeczny. Ponieważ zawierają one w dużej ilości ziarna skał północnych, muszą więc pochodzić z rozmycia materiału starszych zlodowaceń. W tym wypadku piaski nasze byłyby utworem interglacialnym lub anaglacjalnym (tzn. powstałyby w okresie nasuwania się lądolodu). Powyżej moreny i bruku leżą piaski wstęgowe z oznakami struktur peryglacialnych. Mogły one powstać w okresie zlodowacenia, które wprowadziło nie sięgnęło po sam Lublin, lecz wygasło niedaleko na północ od miasta. Rytmika warstwowania świadczy o peryglacialnym pochodzeniu piasków.

Schodząc w kierunku Bystrzycy natrafiamy niżej jeszcze na tę samą morenę, na wysokości zaledwie 10 m ponad dnem doliny. Wynika z tego, że utwór morenowy ścina starsze piaski interglacialne, częściowo wypełnia dolinę wraz z przykrywającym go fluwioglacjałem.

Na terenie miasta istnieją doskonałe odsłonięcia młodszych utworów plejstocęńskich, a więc lessu i piasków pylastych, które występują w obrębie doliny Bystrzycy lub jej dopływu Czechówki oraz pokrywają plateau wyżynne między Bystrzycą a Ciemięgą. Lubelskie cegielnie, położone na północ od miasta, wykorzystują less jako surowiec ceramiczny. Ścianki tego utworu mają tu do 15 m wysokości. Jest to less jednolity co do wieku i struktury, nie posiada żadnych kopalnych poziomów próchnicznych lub zglinienia.

Dokładne przyjrzenie się strukturze lessu w poszczególnych cegielniach, rozmieszczonych bądź to na pochyłościach zboczy Bystrzycy

i Czechówki, bądź też już w obrębie łagodnie sfalowanej powierzchni międzyrzeczca, pozwala zanotować pewien materiał ważny w kwestii tzw. „typowości“ lessu subaerycznego. Tak na przykład szczegółowe obserwacje, przeprowadzone na świeżych, nie wyschniętych ścianach dołu cegielni Lemszczyzna, leżącej w obrębie poziomego plateau na wysokości 200 m n.p.m., stwierdziły, że odsłonięty tu less nie jest skałą bez-



Ryc. 21. Struktura lessu odsłoniętego w cegielni Lemszczyzna pod Lublinem.

A — ściana o kierunku N—S, B wycinek na ścianie A, C i D — struktura na ścianie o kierunku W—E, strzałki wskazują spadek powierzchni

strukturalną, lecz ma bardzo subtelną, zdaje mi się właśnie typową dla lessu strukturę. Jest on z pozoru warstwowany, lecz w rzeczywistości „warstewkami“ są jaśniejsze i ciemniejsze smugi, wyklinowujące się, rwane, a co ważniejsze nie mające wyraźnych granic.

Daje się zauważyć odrębny układ owych smug na dwu, prostopadle do siebie zorientowanych ścianach dołu cegielni. Powierzchnia wyżynna, w obrębie której leży dół cegielni, opada bardzo łagodnie (2°) ku wschodowi. Ściana południkowa (główna) ścina powierzchnie poprzeczne, kierunek ściany równoleżnikowej jest zgodny ze spadkiem powierzchni. Na ścianie południkowej wyraźnie widać, że smugi są ułożone w postaci szerokich festonów, o średnicy kilkunastu metrów, a więc mają w przekroju postać łagodnie wklęsłych łuków (ryc. 21 A). W miejscu, gdzie łuki spotykają się ze sobą, smugi są ustawione skośnie, a nawet pionowo, co przypomina nam formę słupa lub pagórka. Tu i ówdzie smugi jednego festonu transgresywnie ścinają smugi drugiego festonu. Przy bliższym wejrzeniu, analizując strukturę małego wycinka, stwierdzamy, że smugi jaśniejsze są zawsze bardziej zindywidualizowane niż smugi

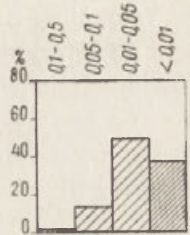
ciemniejsze. W przekroju wyglądają jak małe, cienkie języczki, które na końcach dzielą się i rozczepiają (ryc. 21 B). Są przy tym zawsze zależne od lokalnego spadku warstewek, a więc od ich położenia w obrębie łuku. Dzielenie i rozdrabnianie smug jest skierowane ku depresjom festonów.

Na ścianie W—E nie ma festonów, warstewki lessowe są wyciągnięte w jednym kierunku, prawie poziomo. Na dłuższym odcinku można jednakże stwierdzić, że mają one bardzo lekki upad, zgodny z nachyleniem stoku. Tu również wyróżniają się warstewki jasne, 2—5 mm grube, jakby wtrącone wśród grubszych, bardziej jednolitych warstewek ciemnych (ryc. 21 C). Godna uwagi jest mikrostruktura warstewek jasnych. Ich górna powierzchnia jest bardzo łagodnie sfalowana, są na niej drobniutkie zmarszczki niby miniaturowe ripplmarki. Dolna powierzchnia jest bardziej spokojna. Często są widoczne małe uskoki, ścinające warstewki. Rozpiętość ich osiąga 30 cm. Są one zawsze nachylone przeciw upadowi stoku (ryc. 21 D).

Struktura górnej części lessu Lemszczyzny, zresztą w dużej mierze przypominająca strukturę lessu w Łopatkach, jest typowa dla lessowej soliflukcji o bardzo małym nachyleniu (ryc. 22). Niesposób ją inaczej wytłumaczyć, jak tylko przez przyjęcie spływu „potoków“ lessowych, a więc błotnistych strug zindywidualizowanych przez swój ruch. Płynęły one obok siebie, ich szerokość wynosiła od 7 do 15 m, głębokość zaś 3 m. Naciskały na siebie bocznie, w miejscu zetknięcia masa błotna była spiętrzona, wyciśnięta ku górze lub nawet obalona w przeciwnym kierunku. Potoki górne miały pewną zdolność działania korazyjnego (ścięcia u podstawy).

W cegielniach Czechówki, na zboczu doliny o tej samej nazwie oraz w licznych wykopach w Rurach Jezuickich na zboczu doliny Bystrzycy less ma strukturę smug wydłużonych zgodnie z nachyleniem stoku (fot. 5). Less wchodzi tu na piaski, charakterystyczne dużą zawartością drobnych żwirików kredowych. W odkrywkach tych śledzimy przejścia lessu zboczowego w less typowy, niewarstwowany. Przejścia te są zarówno w pionie, ku górze, jak też boczne. Less w poszczególnych swoich strukturach tworzy niewątpliwie jednolitą serię sedymentacyjną, której odmiany są typu facjalnego.

Less okolic Lublina jest młodszy od piasków zboczowych i rzecznych. Pierwsze są utworem namytym w dolnej części zboczy powyżej dna dolin. Drugi typ piasków, piaski rzeczne, odznaczające się dużą zawartością drobnych otoczków kredowych, budują taras wzniesiony około 7 m. ponad dnami dolin. W Zemborzycach, Wrotkowie, w Rurach Bonifraterskich i Jezuickich obie odmiany piasków tworzą najmłodszą



Ryc. 22. Skład mechaniczny lessu z cegielni Lemszczyzna pod Lublinem

plejstoczeńską pokrywę sedymentacji wodnej. Na nią wkracza pokrywa lessowa, facjalnie zróżnicowana, o dużej miąższości.

Z kolei przystępuję do opisu trzeciego odcinka doliny Bystrzycy, który ciągnie się poniżej miasta. Najważniejszym elementem morfologii i geologii czwartorzędu jest tu taras jeziorny, zaczynający się na wschodnich przedmieściach Lublina, sięgający po ujście Bystrzycy do Wieprza. Pisał już o nim Z a b o r s k i [191] stwierdzając, że jest zbudowany z utworów zastoiskowych i nie przykryty moreną. Głębokość rozcięcia tarasu wzrasta w dół doliny. Najlepsze odsłonięcia utworów tarasu, dające prawie kompletny profil jego budowy, znajdują się bliżej ujścia Bystrzycy. Stąd więc rozpoczuję opis tej formy.

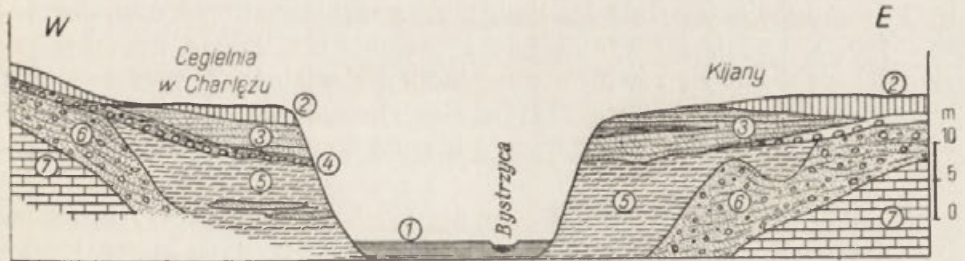
W okolicy Spiczyna i Kijan po prawej stronie Bystrzycy oraz w Charleżu po lewej stronie rzeki, rozpościerają się duże płyty tarasowe, których powierzchnia wznosi się 16 m ponad dnem doliny. Korzystając z odkrywek na podciętych przez rzekę zboczach doliny w Kijanach, które uzupełniono wykopami z odsłoneń cegielni w Charleżu, zrekonstruowano przekrój przez całą dolinę Bystrzycy w tym miejscu (ryc. 23).

Na kredowych zboczach doliny zachowały się tu gruboziarniste piaski i żwiry fluwioglacjalne, zawierające duże otoczaki skał północnych, średnicy 10—15 cm. Większych bloków wśród nich nigdzie nie znalazłem. Na ścianach odkrywek widoczne są ślady nacisku, pewne wyruszenie materiału z poziomego położenia. Fluwioglacjał ten jest głęboko rozmyty i zniszczony, a właściwym utworem, który wypełnia znaczną część doliny Bystrzycy i niezgodnie przykrywa opisywane żwiry fluwioglacjalne jest stalowopopielaty, równo i spokojnie warstwowany mułek, przechodzący tu i ówdzie w il tej samej barwy. Materiał ten nie burzy się z HCl. Ku dołowi stopniowo przez przewarstwienia przechodzi on w biały, czysty piasek kwarcowy. Spągu owych utworów na dnie doliny na linii Kijany—Charleż nigdzie nie osiągnąłem. Schodzą one poniżej dna doliny*. Na nierównej, rozmytej powierzchni mułków leży w cegielni w Charleżu oraz w ogrodzie szkoły rolniczej w Kijanach, cienka, rezydualna warstwa brązowych, żelazistych piasków, zawierających otoczaki północne, wszystkie w granicach 5—15 cm, ponadto płaskie żwiry kredowe ze śladami silnego wietrzenia termicznego (siatka spękań). Na tej warstwie leży niezgodnie typowy piasek tarasowy, pylasty, równo warstwowany, z wkładkami wapnistych mułków, a wreszcie na górze, już na powierzchni tarasu, pokład czerwonej glinki pylastej.

Profil Spiczyna, Kijan i Charleża pozwala stwierdzić, że fluwioglacjalne piaski i żwiry są śladami ostatniego pobytu lodowca w tym terenie.

* Według informacji b. właściciela cegielni w Charleżu w spągu mułków znaleziono niegdyś kości zwierząt plejstoczeńskich.

Mułki osadziły się na nich po wyraźnej i długiej przerwie czasowej. Przychyłam się do zdania Zaborskiego [191], że mułki nie mają już przykrycia morenowego. Nie są one zaburzone, wyciśnięte. Rezydualna warstwa grubych piasków i żwirów, pozornie czyniąca wrażenie pomorenowego bruku *, jest w rzeczywistości utworem zboczowym, wy-



Ryc. 23. Przekrój przez dolinę Bystrzycy koło Spiczyna.

1 — aluwia, 2 — zwietrzelina pylasta i less, 3 — piaski tarasowe z wkładką mułów, 4 — soliflukcyjne piaski i gliny z głazami, 5 — mułki i ropy spiczyńskie, 6 — utwory lodowcowe, 7 — kreda

klinowującym się ku środkowi doliny. Wskazują na to również zjawiska termicznego rozpadu żwirów. Widzę w tej warstwie utwór soliflukcyjny. Reprezentuje ona pewną przerwę sedymentacyjną, po której dopiero nastąpiła akumulacja piasków tarasowych.

Mułki Spiczyna, Kijan i Charleża są utworem jeziornym. W Spiczynie u ujścia Bystrzycy do Wieprza rozpoczyna się głęboka strefa jeziora, którego ciąg dalszy zaznaczony mułkami i ropy tego samego typu co w Spiczynie prześledzono na wschód od Wieprza, w tarasie międzyrzecza Wieprz—Tyśmienica. Jezioro przedłużało się również w górę doliny Bystrzycy, jego utwory sięgają po Lublin. Mułki serii spiczyńskiej stwierdzono więc w Bystrzycy, Sobianowicach, Łysakowie, Turce oraz w Hajdowie na przedmieściu Lublina. Wnikają one w małe dolinki boczne, uchodzące do doliny Bystrzycy, sięgając również w ujściową część doliny Ciemiegi. Jeziorna seria spiczyńska na tej przestrzeni zmienia się czasami, przechodzi w mułki żółtawe, typu lessowego, w pobliżu brzegów jeziora zawiera wkładki grubych piasków i żwirów, o skośnym deltowym uwarstwieniu. W utworach tych znaleziono w kilku punktach faunę mięczaków plejstoceniowych, zwłaszcza w Charleżu (podcięte zbocze dolinne we wsi) oraz w Bystrzycy. Prof. U r b a ń s k i oznaczył tu takie formy jak *Gyraulus* sp., *Sphaerium corneum*, *Pisidium* sp. W spągu

* Uważałem je za utwory lodowcowe na pierwotnym złożu w pracy poświęconej zjawiskom krioturbacyjnym. Pomyłkę tę obecnie prostuję. Korekta ta zmienia wiek stwierdzonych w Charleżu inwolucji.

mułków spiczyńskich w Charleżu istnieje gdzie indziej już przeze mnie opisana [50] strefa zjawisk krioturbacyjnych (inwolucje słupowo-fałdowe). W Sobianowicach mułki są rozcięte u góry dużymi klinami lodowymi. Oba wspomniane stanowiska w spągu i stropie serii spiczyńskiej świadczą o tym, że jezioro powstało już w peryglacjalnych warunkach klimatycznych, które wzmagaly się w miarę zasypywania jeziora mułkami. Soliflukcja Charleża i Kijan, występująca w stropie utworów jeziornych, dowodzi, że wyschnięcie i częściowe rozmycie utworów jeziornych dokonało się również w strefie peryglacjalnej. W zgodzie z taką interpretacją wymienionych faktów stoi stwierdzone w Sobianowicach podobieństwo materiału serii spiczyńskiej do lessu, bądź też nawet przechodzenie owych mułków w less.

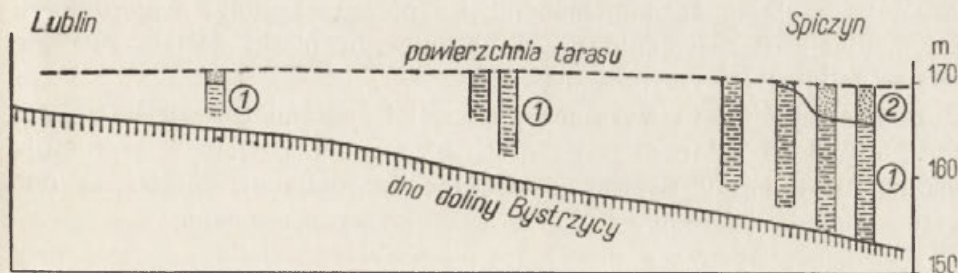
Strop mułków spiczyńskich znajduje się na wysokości 170 m n.p.m. Na tej wysokości ciągnie się równa, pozioma powierzchnia tarasu jeziornego, podwyższonego tu i ówdzie, zwłaszcza na prawym zboczu doliny piaskami młodszej akumulacji tarasowej (Turka) lub lessiem na lewym zboczu doliny. Ponieważ bezwzględna wysokość tarasu nie zmienia się w profilu podłużnym a profil rzeki podnosi się w górę doliny, obie więc linie zbliżają się do siebie (ryc. 24). W Kijanach względna wysokość tarasu wynosi 16 m, w Turce 10 m, w Hajdowie pod Lublinem 6 m. W tej ostatniej odkrywce mułki typu spiczyńskiego (warstwowane, bezwapienne) występują dokładnie na tej samej wysokości, co pozostałe utwory jeziorne doliny Bystrzycy. Przykryte rezydualnym piaskiem ze żwirami i piaskiem tarasowym znajdują się tu w sytuacji stratygraficznej podobnej do położenia mułków cegielni w Charleżu. K r i s z t a f o w i c z [75] i Ludwik S a w i c k i [149], a zwłaszcza ten ostatni, przypisywali odkrywce w Hajdowie wielkie znaczenie, uważając tutejsze mułki za utwór interglacjalny, według Sawickiego nawet starszy od zlodowacenia krakowskiego. Nie jest to słuszne, materiał żwirowy w stropie mułków nie może być uznany za utwór glacialny lub fluwioglacialny na pierwotnym złożu. Pod mułkami oraz wśród mułków znajdują się duże bloki skał północnych, silnie zwierzałych, które reprezentują glacial, starszy zresztą od samych mułków.

Ten rozdział, tak jak poprzednie, zakończę podsumowaniem zebranych tu materiałów i uwag w sprawie stratygrafii i paleogeografii plejstocenu i co za tym idzie w sprawie następstwa czwartorzędowych zdarzeń morfologicznych.

Pierwsze stwierdzenie dotyczy rzeźby preglacjalnej. Dolina Bystrzycy Lubelskiej jest niewątpliwie formą preglacjalną. Świadczy o tym występowanie na dnie i zboczach doliny zarówno najstarszej znanej na tym terenie moreny, jak też starszych od tej moreny mułków, z materiałem północnym (Zemborzyce) i żwirów kredowych bez skał lodowcowych

(Wrotków). Ten wiek, jak wiemy, należy przypisać również dolinie Ciemięgi.

Bezpośrednio młodsze od utworów preglacjalnych na omawianym terenie są piaski dolne piaskowni na Tatarach w Lublinie. Jest to utwór interglacjalny, zawierający ślady rozmytych utworów glacialnych, pochodzących ze zlodowacenia, starszego od nasunięcia pierwszej fazy zlo-



Ryc. 24. Profil tarasu jeziornego w dolinie Bystrzycy Lubelskiej.

1 — utwory jeziorne serii spiczyńskiej, 2 — piaski tarasowe

dowacenia środkowo-polskiego. Wniosek ten wynika z pełnej analogii wzmiankowanego profilu do sytuacji w Jakubowicach Końskich, gdzie bardzo podobne, białe piaski rzeczne leżą pod szarozieloną moreną zlodowacenia środkowo-polskiego. Nie ma właściwie dostatecznych argumentów na to, aby ową morenę na Tatarach uznać za utwór starszego (krakowskiego) zlodowacenia, aczkolwiek takie mniemanie było powszechne (między innymi Ludwik Sawicki [149]) i tej sugestii ja również niegdyś uległem. Przyjmując taki wiek moreny, natrafiamy na ogromne trudności w interpretacji górnej części profilu na Tatarach, powyżej moreny, gdzie nie można już znaleźć właściwych odpowiedników zlodowacenia środkowo-polskiego, które, gdyby nawet do Lublina nie dotarło, musiałyby tu ze względu na bardzo blisko położoną krawędź zaznaczyć się w sposób dobitny. Granica, jaką przeprowadzilibyśmy między Ciemięgą a Lublinem, uważając jedyną tu glinę zwałową za osad odrębnych zlodowaceń, byłaby sztuczna i nieuzasadniona. Przeciwnie, cały obszar leżący na północ od Lublina, który sprawia wrażenie wyżyny, zawdzięcza swą jednolitość z obszarami położonymi na południe od miasta młodej pokrywie lessowej. Powierzchnia staro-plejstocenska jest tu niska i nie było żadnych istotnych przeszkód na drodze lodowca, który osadziwszy glinę zwałową Ciecierzyna, Jakubowic Końskich, Garbowa, a dalej na zachodzie Kurowa i Gór Olesińskich, bez trudu mógł dotrzeć do dzisiejszej doliny Bystrzycy, w okolicach Lublina. Poza tą doliną wznosi się dopiero stok właściwej wyżyny kredowej.

Analogia czwartorzędu Lublina z utworami tego wieku na przedpolu erozyjnej krawędzi wyżynnej jest dlatego bardziej kompletna, że w obu obszarach pod moreną, którą uważamy za osad starszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego, występują podobne piaski rzeczne (Witowice, Kaleń, Jakubowice Końskie). Zasypały one istniejącą już dolinę Bystrzycy do wysokości 190 m n.p.m., co zresztą odpowiada poziomowi powierzchni tych piasków w obszarach krawędzi (170—180 m), przyjmując iż powierzchnia ta opadała łagodnie ku północy zgodnie z kierunkiem sedimentacji. Bezpośrednio przed nasunięciem piaski zostały rozmyte wzdłuż doliny Bystrzycy.

Deglacjacja jest tu wyrażona piaskami i żwirami fluwioglacjalnymi, pod którymi na Tatarach jest zagrzebana morena. Utwory te występują wzdłuż całej doliny Bystrzycy (Sobianowice, Kijany), chociaż są one wszędzie silnie zniszczone i ukryte pod młodszymi osadami.

Nad dolną Bystrzycą mamy również wyraźne ślady młodszej fazy zlodowacenia środkowo-polskiego, znanej, jak wiemy, z „energicznego“ nasunięcia, które spowodowało powstanie pasa struktur glacictektonicznych. Struktury owe spotykamy w Kijanach. Drugim dowodem tej fazy glacialnej są resztki pokrywy glacifluwialnej. W Kijanach, Charleżu spotykamy dobrze otoczone głazy skał północnych, których średnica nie przekracza 15 centymetrów. Podobny materiał głazowy jest szeroko rozrzucony na zboczach pagórków kredowych w okolicy Łuszczowa, na południe od Bystrzycy. Dobrana i wyjątkowo stała wielkość głazów i ich dobre otoczenie świadczą nie tyle o lodowcowej, co raczej o wodnej, tzn. glacifluwialnej segregacji materiału. Stożki grubych żwirów pochodzących z lądolodu, stacjonującego na północ od Bystrzycy, sięgały na południowe zbocza tej doliny, a górna granica akumulacji przypadała tu na wysokości około 190 m n.p.m. Stożki te nie wykroczyły więc poza południowe zbocza doliny Bystrzycy, zaporą dla nich był grzbiet kredowy Lublin—Łęczna, który od południa towarzyszy dolinie Bystrzycy.

W interglacjale następnym (ostatnim) z doliny Bystrzycy zostały uprzątnięte piaszczysto-żwirowe utwory zlodowacenia środkowo-polskiego. Zapewne u schyłku interglacjału zaczęły wypełniać dolinę nowe osady rzeczno-jeziorne, których większość zaliczam do tzw. serii spiczyńskiej. Wyrównanie dna doliny nastąpiło w poziomie 170 m n.p.m., a więc niżej aniżeli w poprzednim zlodowaceniu. W ten sposób powstała powierzchnia tego tarasu, tak świetnie wykształconego między Lublinem a Kijanami, który w ostatniej miejscowości łączy się z wyższym tarasem doliny Wieprza. Powierzchnia tarasu odpowiada warunkom pełnego peryglacjału, czego dowodem są zjawiska krioturbacyjne, które wiążą powierzchnię tarasu ze stokiem (soliflukcja). O tym świadczy również

ciągłość, jaka istnieje między pylasto-piaszczystymi utworami tarasu a lessem. Less wkracza na powierzchnię tarasu i podwyższa ją.

Od czasu powstania powierzchni tarasu spiczyńskiego dolna baza erozyjna Bystrzycy została obniżona przez wcięcie się Wieprza do poziomu współczesnego dna jej doliny. Bystrzyca rozcina wstecznie powierzchnię osadów jeziornych, a jej profil podłużny zmienia się zasadniczo. Rzeka ma stosunkowo duży spadek między Lublinem a ujściem do Wieprza, czym kontrastowo odróżnia się od łagodnego profilu tarasu. Świadczy to o tym, że postglacjalne wcięcie Bystrzycy dalekie jest jeszcze od zlikwidowania skutków peryglacjalnej sedimentacji tarasowej ostatniego zlodowacenia. Jest to na wyżynie bardzo powszechne zjawisko, którego przykłady w dalszej części podam jeszcze kilkakrotnie.

ROZDZIAŁ IV

KOTLINA DOROHUCKA

ŁĘCZYŃSKI PRZEŁOM WIEPRZA

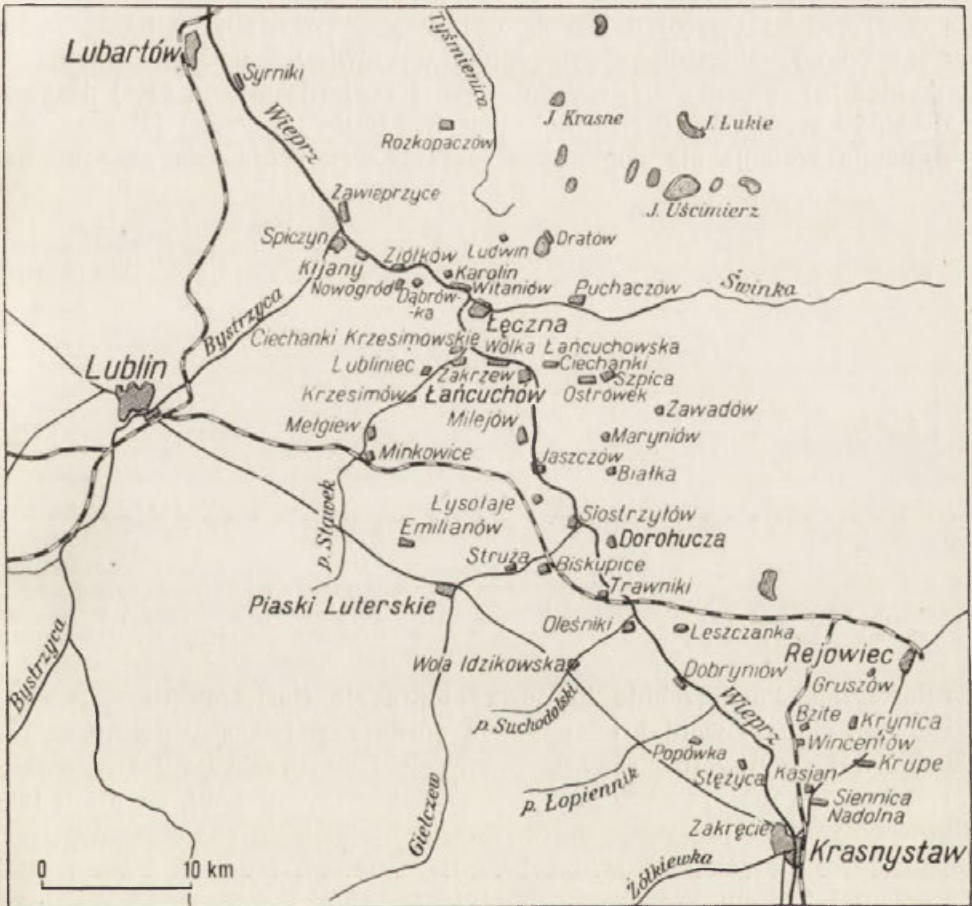
Najważniejszą formą podczwartorzędowego podłoża w dorzeczu średniego Wieprza jest wał kredowy Lublin—Łęczna. Jest to stary element paleogeński. Oligocen występuje zarówno na północ od wału, w dolinie Ciemięgi, jak też na południe od niego w trójkątnym obniżeniu, który nazywam „Kotliną Dorohucką“ (Lubliniec, Łęczna, Bobrowniczne). Zgodnie z kierunkiem wału, wzdłuż jego północnych zboczy płynie dolna Bystrzyca, natomiast w poprzek wału przebija się Wieprz doliną przełomową między Łęczną, a ściślej mówiąc Ciechankami Krzesimowskimi a Kijanami, leżącymi u ujścia Bystrzycy do Wieprza (mapa II, ryc. 25).

Główną cechą morfologiczną tego odcinka doliny Wieprza jest — co podkreślał już Z a b o r s k i [191] — jego młodociany wygląd. Zbocza są strome, świeżo podcięte, a dno ma szerokość zaledwie 100—300 m. W przełomie odsłania się wszędzie kreda (fot. 6). Jej białe ściany, wznoszące się w okolicy Nowogrodu do 20 m ponad poziom rzeki, stwarzają wyjątkowo malowniczy fragment wyżyny, jeden z najpiękniejszych krajobrazów, który da się porównać jedynie z kazimiersko-puławskim przełomem Wisły. Kreda, która panuje na całym rozległym obszarze między Lublinem a Łęczną, a więc na zachód od przełomu, na wschód od tej formy zanurza się szybko pod utwory czwartorzędu. Odcięte doliną Wieprza guzy kredowe spotykamy na wschód od Wieprza w okolicy Witaniowa i Ziółkowa.

Znany nam już taras 16-metrowy (wysokość bezwzględna 170 m) w Kijanach Kościelnych podchodzi aż do ujścia przełomu. Taras (porównaj rozdział III) jest zbudowany z grubych piasków fluwioglacjalnych, zawierających otoczaki kredowe i północne (odkrywki koło cmentarza w Kijanach). Piaski mają zaburzoną strukturę zarówno przez nacisk lodu, jak też przez działanie procesów peryglacjalnych [50]. Niezależnie od struktury są one ścięte równą powierzchnią, na której występują rzadko rozrzucone głązy skał krystalicznych. Głązy są na ogół dobrze otoczone, noszą na sobie ślady działania wiatru oraz wietrzenia termicznego

(spękania). Powierzchnia tarasu jest więc elementem pustyni peryglacialnej z pokrywą brukową. Na tej powierzchni i na bruku leży 1,5-metrowa warstwa lessu.

Na zboczach tarasu w kierunku Spiczyna pojawiają się znane nam już mułki spiczyńskie. Są one młodsze od wspomnianych piasków flu-



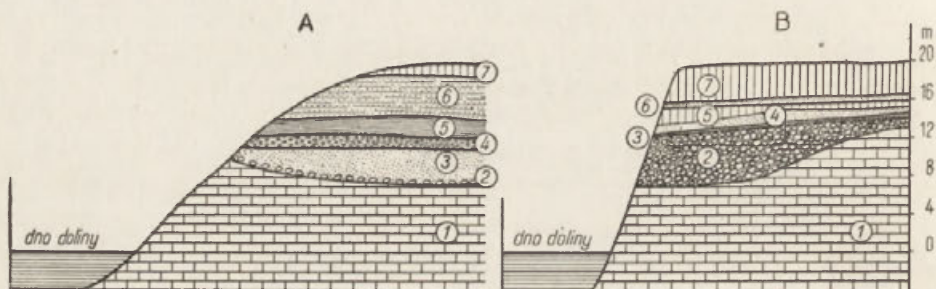
Ryc. 25. Kotlina Dorohucka. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście

wioglacialnych. Ich stosunek do tychże piasków i lessu został wyjaśniony w poprzednim rozdziale przekrojem (ryc. 23), który sporządzono biorąc pod uwagę odsłonięcie między Kijanami Kościelnymi a Spiczynem.

W kierunku przełomu, a więc ku południowi, giną mułki spiczyńskie, taras jest tu zbudowany prawie wyłącznie z piasków.

W głębi przełomu, w obrębie wyerodowanej w kredzie doliny, brak jest zupełnie utworów starszego czwartorzędu *. Widzimy tu jedynie less, który koło Ziółkowa pokrywa całe zbocze doliny aż do dna; ponadto spotykamy tu w kilku punktach osady rzeczne, piaski kwarcowe oraz grube żwiry kredowe. Powyżej górnej krawędzi kredowej przełomu mamy bezpośrednio na kredzie utwór pylasty, o charakterze przejściowym między cienkim piaskiem a lessem. Jest on warstwowany, a na zboczach sięga do wysokości 23 m (Nowogród, Dąbrówka) ponad dno doliny.

Idąc przełomem od Kijan do Łęcznej stwierdzamy na całej długości drogi, że kreda na zboczach doliny jest w poziomie górnej jej krawędzi. Sytuacja zmienia się dopiero w samej Łęcznej oraz na południe od



Ryc. 26. Brzeg tarasu łęczyńskiego przy szosie Łęczna — Milejów (A) i w Łęcznej koło placu targowego (B).

A. 1 — kreda, 2 — luźne żwiry skał północnych, 3 — piaski warstwowane, 4 — żwirki kredowe, 5 — ił z fauną, 6 — piasek pylasty, tarasowy, 7 — glinka pylasta.

B. 1 — kreda, 2 — gruz i otoczaki kredowe, 3 — piasek czarny, próchniczny, 4 — piasek, 5 — less szary, warstwowany z fauną pisidiów, 6 — piasek, 7 — less zóły, warstwowany

miasteczka. Powierzchnia kredowa obniża się (jesteśmy tu na południowym skłonie wału kredowego), a górne części zboczy doliny są już zbudowane z utworów czwartorzędowych. Dwa przekroje prawego zbocza, ilustrowane ryciną 26, są tu przykładem. W Łęcznej, od placu targowego w dół, ciągnie się parów, który rozcina całe zbocze tarasu (ryc. 26 B). Na litej skale, sięgającej 12 m ponad dno doliny i przykrytej gruzem i żwirem kredowym znajduje się cienka seria młodych utworów piaszczysto-pylastych a nad nimi glinka lessowa — warstwowana. Drugi profil tarasu zdjęto w rozcięciu szosy, biegnącej na południe od Łęcznej, w kierunku na Milejów (ryc. 26 A). Na kredzie, we wklęsłości jej powierzchni znajduje się rzadki bruk skał krystalicznych, przykryty piaskami rzeczными i żwirkami kredowymi. Wyżej ił piaszczysty, ciemnoszary, wapienisty, z bogatą pod względem ilościowym fauną mięczaków.

* Nie biorę pod uwagę pojedynczych głazów północnych, gdyż są one na wtórnym złożu, a przez to nie mogą być żadnym dowodem wieku. W Ziółkowie, poniżej młyna, znajduje się na dnie doliny głaz narzutowy o średnicy 1,2 m.

Prof. U r b a ń s k i oznaczył z pobranej próbki 9 gatunków, wśród których najbardziej liczne są: *Valvata piscinalis antiqua*, *Spherium corneum*, *Pisidium amnicum*. Są to gatunki wyłącznie wodne, jeziorne i rzeczne.

Warstwa stropowa łu posiada strukturę spływów soliflukcyjnych. Na ile leży prawie 5-metrowej grubości warstwa źle sortowanych, pylastych, równo warstwowanych piasków tarasowych, przykrytych zwietrzałym utworem pylastym, przypominającym less.

Ten ostatni przekrój jest najbardziej typowy dla całego obszaru na południe od Łęcznej. Wszędzie widzimy tu pylaste, warstwowane piaski, których równa na ogół powierzchnia utrzymuje się na wysokości 175 m n.p.m. (tzn. 18—19 m ponad dnem doliny) a jedynie tam, gdzie piaski są przewiane, wysokość terenu wzrasta do 178 m. Wydaje się, że występujące pod piaskami tarasowymi ły z fauną są również stałym poziomem. Odsłoniłem je bowiem przekopami przy południowej krawędzi tarasu na polach zwanych Bobrownicze (obok koty „174“ na mapie 1 : 100 000). Tutaj powlekają one piaski oligoceńskie oraz nierówną pagórkowatą powierzchnię kredową, a zawierają równie obfitą faunę jak w odkrywce poprzedniej. Dodać należy, że pod łąkami, na gruzie kredowym znalazłem tu kopalną glebę rędzinową. Z pobranej stąd próbki łąków prof. U r b a ń s k i oznaczył 20 gatunków, wśród nich 15 wodnych i 5 lądowych. Przeważają gatunki wodne. Jest tu bardzo liczna *Valvata piscinalis antiqua*, *Gyraulus gredleri*, *Succinea oblonga elongata*, *Vertigo parcedentata*, *Pupilla muscorum*, *Vallonia tenuilabris* i liczne *pisidia*.

Przy południowej krawędzi tarasu (obok koty „178“) piaski tarasowe mają dużą miąższość (około 10 m). Leżą one tutaj na piaskach zawierających obficie otoczaki kredowe, wśród których znalazłem blok narzutowy o średnicy 1 m.

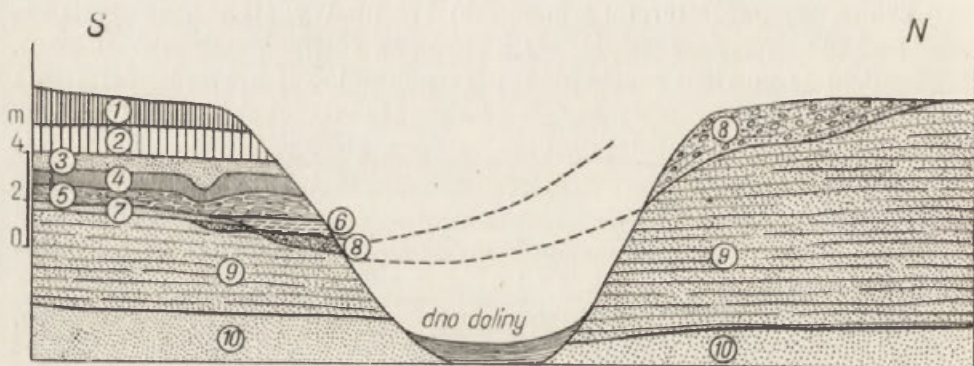
Tak się przedstawiają przekroje tarasu u jego brzegów. Budowę części wewnętrznej tarasu możemy poznać dzięki temu, że forma ta jest rozcięta na całej swej szerokości głęboką doliną Świnki, która w Łęcznej uchodzi do Wieprza. Dolna, ujściowa część doliny przebija się przez kredę, która sięga tu aż do górnej krawędzi zboczy; w górę doliny powierzchnia kredy konsekwentnie zapada pod utwory czwartorzędowe, co przyczynia się do wzrostu szerokości doliny. Kreda jest jeszcze widoczna na zboczach doliny w odległości 3 km na E od Łęcznej.

W miejscu, gdzie do Świnki uchodzi potok odwadniający jezioro Dratów, odsłania się szara o odcieniu zielonkawym glina zwałowa. W odkrywce widoczne jest strome zbocze pagórka, zbudowanego z tej moreny. Powierzchniowa warstwa moreny jest zwietrzała, odwapniona, pomieszana z piaskiem oraz posiada strukturę spływów soliflukcyjnych. Wewnątrz ma cechy skały świeżej i jest wapnista. Cały kompleks ma 3,2 m grubości. Do tego kopalnego zbocza przylega niezgodnie poziomo

warstwowany drobny piasek, barwy popielato-zielonawej. Morena i wymieniony piasek są ścięte równą powierzchnią degradacyjną, na której znajduje się seria siwych, burzących się z kwasem solnym ilów i mułków warstwowanych (2,5 m grubości). Wyżej — piaszczyste deluwia tarasowe.

W odkrywce tej mamy zatem znane nam utwory tarasowe podścielone łąkami, a więc normalne następstwo, jakie stwierdzono na krawędzi tarasu na południe od Łęcznej. Pod łąkami są utwory starsze w dwu seriach — piaski i przedzielona od nich hiatusem morena z utworami zboczowymi (soliflukcja).

Nieco bliżej Łęcznej odsłaniają się w szeregu odkrywek na obu zboczach doliny Świnki piaski i żwirry, których przekrój dobrze uzupełnia



Ryc. 27. Przekrój poprzeczny przez dolinę rzeki Świnki, powyżej Łęcznej.

1 — gleba lessowa, 2 — less, 3 — piasek pylasty, 4 — gleba kopalna, 5 — glinika pylasta, plamista, zbielicowana, 6 — mułek, 7 — piasek, 8 — żwirry fluwioglacjalne z głazami, 9 — piasek warstwowany, średnioziarnisty bez głazów, 10 — piasek drobny, grysikowy

opisany wyżej profil. W miejscu tych odkrywek zrekonstruowano przekrój poprzeczny przez dolinę (ryc. 27). U podstawy profilu znajduje się seria piasków drobnych i średnich, warstwowanych. Są tu ślady warstwowania przekątne z upadem warstw ku północy. Piaski podchodzą aż do powierzchni tarasu, tzn. do wysokości 170 m n.p.m. Cała seria jest ścięta ostrym, żwirzastym piaskiem, typowo fluwioglacjalnym, zawierającym dobrze wygładzone otoczaki północne i kredowe, o średnicy około 10 cm. Fluwioglacjał występuje nie w postaci ciągłej warstwy, lecz w formie luźnych, zniszczonych czap i pakietów, wypełniających jakieś stare zagłębienia terenu. Nad nim jest warstwa mułków, przechodząca w serię glebową, która składa się z poziomu bielcowego u dołu oraz z warstwy szarej, próchnicznej, mierzącej 0,5 m grubości u góry*.

* Analiza gleby, wykonana przez mgr Stachurską w Instytucie Botanicznym Uniwersytetu Wrocławskiego, stwierdziła prawie zupełną jałowość pokładu. Oznaczalnych pyłków nie znaleziono.

Ten sam poziom gleby kopalnej w innym miejscu na zboczu ma cechy wyraźnej struktury soliflukcyjnej, tu zaś za formę krioturbacyjną można uważać pojedynczy kociołek, głęboki na 40 cm, wypełniony materiałem warstwy wyżej leżącej, tzn. piaskiem pylastym. Ten ostatni utwór przechodzi ku górze w less typowy, niewarstwowany, zawierający w spodzie poziom konkrecyj wapnistych.

W przekroju mamy więc trzy odrębne serie sedymentacyjne, a mianowicie:

1. Piaski dolne, wyglądające na utwór interglacjalny, rzeczny, osadzony przez wody płynące ku północy.
2. Fluwioglacjał, oddzielony od wymienionych piasków powierzchnią erozyjną.
3. Seria tarasowa, lessowa, przedzielona od fluwioglacjału powierzchnią erozyjną i glebą kopalną.

Podobne profile, bądź części tego profilu, spotykamy w odkrywkach na brzegu tego rozległego płata tarasowego, jaki rozciąga się między Łęczną, Ciechankami i Puchaczowem. Na powierzchni odsłania się kilkumetrowa warstwa mułków lessowych, warstwowanych z piaskiem, wapnistych, z lalkami lessowymi. W czworobocznym wcięciu tego tarasu koło Ciechanek (amfiteatr starego zakola Wieprza) pod mułkami znajduje się kompleks ilów wapnistych koloru stalowego z warstewkami piasku, podobnych do ilów poprzednich odkrywek (2 m). Niżej czyste piaski typu interglacjalnego (4 m).

W Ciechankach koło dworu występują odsłonięte w płytkich odkrywkach znane nam już gliny warstwowane, ił i czysty piasek. Tutaj wykonano niegdyś wiercenia za wodą, do głębokości 32,5 m. Lakoniczny i nieścisły opis tego profilu, podany przez Rychłowskiego [136], nie pozwala na właściwą interpretację geologiczną warstw. Jest jedynie pewne, że otwór nie osiągnął kredy. Nowy otwór studzienny, którego profilu nie znam, czerpie wodę z głębokości 43 m.

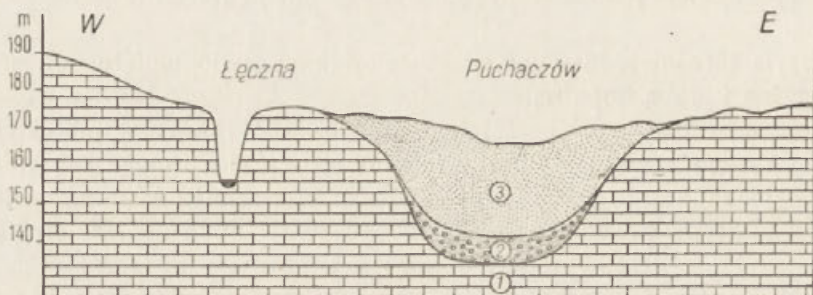
Z przytoczonych materiałów można ustalić następujący schemat stratygraficzny czwartorzędu tarasu łęczyńskiego:

U dołu jest morena, którą uważam za pokład starszy od zlodowacenia środkowo-polskiego. Dowodem tego jest poziom jej zwietrzenia (odwapnienie) oraz to, że na jej zniszczonej, rozciętej powierzchni leży duża seria piasków rzecznych, której część dolną jestem skłonny uznać za utwór interglacjalny, część górną zaś za odpowiednik fazy anaglacjalnej następnego zlodowacenia. Utwory tego, drugiego z kolei, zlodowacenia (byłoby to zlodowacenie środkowo-polskie) są reprezentowane przez piaski fluwioglacjalne. Powyżej nich jest wyraźna i na przestrzeni całego tarasu w licznych punktach odsłonięta seria interglacjalna w postaci ilów jeziornych z fauną.

Ostatnim wreszcie kompleksem sedymentacyjnym są piaski pylaste, żółte mułki i less. Jest to seria ostatniego zlodowacenia, wyraźnie zindywidualizowana. Morfologicznie ważna jest przez to, iż wyrównuje nam starsze osady. Tworzy ona istotną treść łączyńskiego tarasu Wieprza.

Nasuwa się z kolei pytanie, kiedy powstał przełom Wieprza i jaka jest jego geneza. Zagadnienie to rozpatrzę, zestawiając chronologię zdarzeń morfologicznych od trzeciorzędu do chwili obecnej.

Jak wspomniałem na początku tego rozdziału Łączna leży na linii równoleżnikowego progu, który niegdyś zamykał trójkątną Kotlinę Dorohucką, formę starą, jeszcze przedoligoceńskiego wieku. Staro-plejsto-



Ryc. 28. Schematyczny przekrój Łączna — Cyców. Położenie współczesnej doliny Wieprza koło Łącznej w stosunku do paleogeńskiej rynny Puchaczowa.

1 — kreda, 2 — oligocen, 3 — czwartorzęd

ceński Wieprz płynął bardziej na wschód od dzisiejszego biegu w swej podczwartorzędowej formie, zapowiedzianej wierceniem w Ciechankach i zrekonstruowanej ogólnie na mapie geologicznej P o z a r y s k i e g o i R ü h l e g o (1 : 300 000, arkusz „Lublin“).

Jeśli przeprowadzimy profil na linii równoleżnikowej między Łączną, gdzie kreda występuje na powierzchni, a Cycowem, gdzie również kredowe pagórki sięgają do wysokości ponad 170 m n.p.m. (opisał je ostatnio Wilg a t [187]), wówczas uwzględniając wiercenie R y c h ł o w s k i e g o [136] oraz znalezione przeze mnie oligocen w okolicy Ciechanek można zrekonstruować w sposób schematyczny następujący przekrój (ryc. 28), w którym jasno uwidatnia się położenie współczesnej, przełomowej doliny Wieprza koło Łącznej w stosunku do głębokiej, podczwartorzędowej rynny, na południku Puchaczowa. Zapewne w czasie starszych zlodowaceń owa rynna została wypełniona osadami rzecznyymi i lodowcowymi do poziomu bliskiego powierzchni tarasu. Wskazuje na to położenie szarej moreny krakowskiej i piasków z nią związanych na zboczach doliny Świnki. Jednakże dopiero zlodowacenie środkowo-polskie zabarykadoowało w pełni Kotlinę Dorohucką. Nie mamy tu jednak śladów jakiegoś

zastoiska, widocznie więc nie doszło w tym czasie do powstania jeziora. Świadczy to o tym, że wody Wieprza miały odpływ i to zapewne wzdłuż okólnej, marginalnej formy wklęsłej, której kierunek i położenie powtórza dzisiaj, później powstała, dolina Świnki.

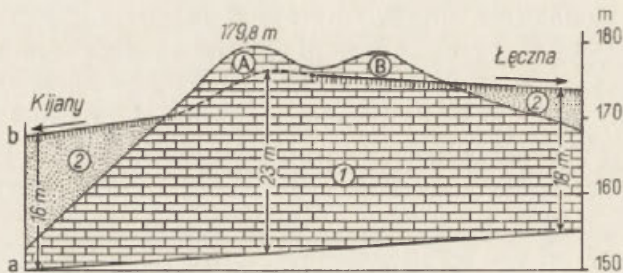
Obecność łądolodu środkowo-polskiego okresu pod Łęczną, co jest rzeczą zupełnie pewną, stwarzała duże sugestie morfologiczne i hydrograficzne u niektórych badaczy tego terenu. Wołosowicz [189] pisał o istnieniu tu moren czołowych, którymi miał być płat tarasowy między Łęczną a Wesołówką („łuk Łęcznej“). Zaboriski [191] wytknął mu ten błąd, lecz sam popełnił omyłkę nazywając wspomniany obszar „falistą moreną denną“. Przełom Wieprza pod Łęczną według Zaborskiego jest następstwem zmian hydrograficznych, spowodowanych środkowo-polskim zlodowaceniem. Wieprz został przeciągnięty przez dopływ Bystrzycy Lubelskiej, a zatem przełom powstał na drodze erozji wstecznej.

Nie ulega wątpliwości, że przełom jest młodszy od zlodowacenia środkowo-polskiego, aczkolwiek fluwioglacjalne utwory pochodzące z tego okresu znajdują się po północnej stronie łączyńskiego wału kredowego i to na wysokości, która wskazuje na to, że wody lodowcowe już wówczas mogły przekraczać wzmiankowane wzniesienie. Sądzę jednak, że wał ten musiał być w tym czasie wyższy niż obecnie, a wody glacialne kierowały się raczej skośnie od Kijan ku wschodowi, omijając przeszkodę. Wał spełniał rolę działu wód w najmłodszym interglacjale, a jego stromy skłon ku północy był wysokim brzegiem jeziora spiczyńskiego. Mułki spiczyńskie sięgają na południe tylko po Kijany, w dolinie przełomowej ich nie ma. Nie ma tu również szarych ilów z fauną, które tworzą wyraźny poziom interglacjalny koło Łęcznej na południowym skłonie wału. Czas przekroczenia działu przesuwamy więc do ostatniego glacjału.

Warunki, w jakich powstał przełom, można zrekonstruować śledząc stosunek tej doliny do wysokiego tarasu Wieprza i Bystrzycy. Po północnej stronie wału, koło Kijan, Spiczyna i Zawieprzyc znajduje się znana nam powierzchnia tarasowa, będąca przedłużeniem opisanego wyżej tarasu jeziornego Bystrzycy Lubelskiej. Powstała ona w czasie ostatniego zlodowacenia. Powierzchnia ta ma cechę morfogenetycznych działań peryglacjalnych, jest pokryta zeolizowanym brukiem, utworami pylastymi i lessem. Znajduje się ona na wysokości 170 m n.p.m. i jest 16-metrowym tarasem Bystrzycy. Opada ku północy, zgodnie ze spadkiem rzek. Powierzchnia tarasu nie wchodzi w przełom, urywa się w Kijanach tuż za kościołem, na stokach rozciętego przełomem wału kredowego.

W okolicach Łęcznej, a więc po drugiej stronie wału, mamy również wysoki taras Wieprza, który przykrywa kredę i utwory starszych zlodowaceń a jest zbudowany z utworów pylasto-piaszczystych, podścielono-

nych iłami interglacjalnymi (fot. 7). Jest to więc powierzchnia tego samego wieku co taras Kijan. Znaczy nam ona pełnię warunków peryglacjalnych, a więc wysokie zasypanie dolin oraz rytmikę akumulacyjnego działania wód. Piaski powlekające tę powierzchnię są rytmicznie warstwowane, wstęgowe. Cechą najbardziej zmienną tej powierzchni jest to, że ciągnie się ona ponad całym przełomem między Łęczną a południowymi stokami wału działowego w Ziółkowie i Karolinie, łagodnie podnosząc się w kierunku działu, ma więc nachylenie niezgodne ze spadkiem rzeki. W stosunku do rzeki wysokość tarasu wynosi 18 m w Łęcznej a 23 w Ziółkowie i Nowogrodzie. Taras opada więc ku południowi i od doliny Wieprza na wschód (ryc. 29).



Ryc. 29. Profil podłużny wysokiego tarasu doliny Wieprza w przełomie Łęczna—Kijany.

1 — kreda, 2 — czwartorzęd, a — współczesny profil rzeki, b — taras (kreska przerywana — miejsce przelewu), A, B — kredowe pagóry starego działu wód w Ziółkowie i Karolinie. Strzałki wskazują spadek tarasu

Na podstawie przedstawionych faktów możemy odtworzyć warunki morfologiczne panujące tu w czasie ostatniej fazy peryglacjalnej. Istniał wówczas dział wału kredowego koło Ziółkowa i Nowogrodu, rozgraniczający powierzchnię zlewni Bystrzycy i Wieprza. Już Zaborski [191] rozpoznał stary bieg Wieprza do Tyśmienicy na linii przedoligocenkiej depresji, przez Puchaczów, Dratów i Rozkopaczew. Wspomniany autor odnosił ten układ hydrograficzny do czasów, które nastąpiły bezpośrednio po wycofaniu się ze wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej lodowca okresu środkowo-polskiego. Sytuacja taka jest możliwa, lecz sądzę, że „taras średni“ Zaborskiego, czyli współczesna, zewnętrzna powierzchnia rozległego i równinnego międzyrzecza Tyśmienica—Wieprz na wysokości 170 m n.p.m., jest przede wszystkim poziomem sedymentacji rzecznej i jeziornej z ostatniego glacjału. Z czasów środkowo-polskiego zlodowacenia pozostały koło Ludwina płaskie garby i wały piaszczysto-żwirowe, które zapadają pod pokrywą akumulacyjną iłów, mułków i piasków pylastych (mapa IV). Nie negując więc możliwości rozlicz-

nych połączeń systemu Bystrzycy, Wieprza, Tyśmienicy za pośrednictwem rynien marginalnych środkowo-polskiego zlodowacenia, połączenie przez dolinę przełomową Łęczna—Kijany uważam za bezwzględnie młodszy wyraz zmian hydrograficznych.

Należy sobie wyobrazić, że Wieprz płynął w poziomie swojego wyższego tarasu przez Ostrówek, Szpice, Puchaczów, Dratów do Tyśmienicy. Na linii tej istnieje ciągłość pylasto-piaszczystej serii osadów Wieprza, które na podstawie stratygraficznej nie mogą być zaliczone do innego okresu, jak do ostatniego glacjału. Wzdłuż tej linii, będącej osią równiny, powierzchnia tarasu obniża się najbardziej. Podnosi się ona lekko ku zboczom doliny. W klimacie peryglacjalnym istnieją wielkie wahania wodostanów rzeki — wiosenne roztopy dają szerokie zalewy, co wyrażone jest rytmiką osadów tarasowych.

Wśród kredowych wzgórz wału Łęcznej na wschód od przełomu znajduje się płaska, nieckowata dolinka, zawieszona ponad przełomem na wysokości jego górnego biegu tarasowego. Rola tej dolinki w powstaniu przełomu jest bardzo ważna. Ma ona spadek ku WNW, a więc dokładnie na linii dolnego odcinka przełomu. Jej dalszy bieg prowadził więc niegdyś wzdłuż dzisiejszej doliny Wieprza, przez Nowogród na Kijany. Jest to dolinka denudacyjna „della“, która szczybi wał kredowy Nowogród—Ziółków. Dziełem dolinki było wytworzenie przełęczki, która mając wysokość 176 m n.p.m., była najniższym miejscem działu wód.

Mamy dowody na to (wspomniane wyżej piaski pylaste i muły lessowe koło Nowogrodka i Dąbrówki), że peryglacjalne powodzie rzeki Wieprz-Tyśmienica sięgały po przełęcz. Wystarczyło spiętrzenie wód o 2—3 m, aby rzeka mogła zmienić swój bieg kierując się ku dolinie Bystrzycy. Nastąpiło to jeszcze w pełni rozwoju warunków peryglacjalnych. Po przelaniu się wód przez przełęcz rozpoczęła się ożywiona działalność erozyjna nowej rzeki, zwłaszcza że sprzyjały temu warunki klimatu, który po przejściu kulminacji peryglacjalnej stawał się coraz bardziej oceaniczny. Zostaje rozcięta kreda dawnego grzbietu działowego oraz przylegające doń utwory jeziorne serii spiczyńskiej.

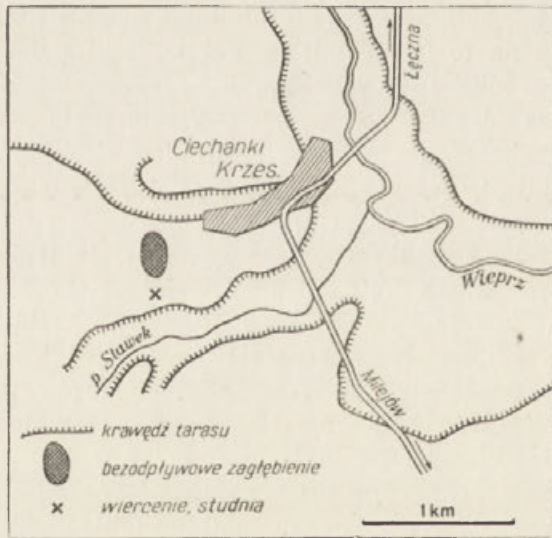
Gwałtowne wcinanie się Wieprza, już jako dopływu Prabystrzycy oraz utrwalanie się jego biegu przełomowego jest widoczne nie tylko w postaci głębokiej rynny erozyjnej. Są również dowody sedymentacyjne. W dolinie między Nowogrodem a Kijanami znajdują się grube otoczaki kredowe na wysokości 8—10 m ponad poziomem rzeki. W Kijanach, w miejscu, w którym taras 16-metrowy graniczy ze stokiem kredowym mamy słabo otoczone grube bloki gezy kredowej, żwiry kredowe oraz duży gład krystaliczny, wszystko to włożone w dolinę rozcinającą taras. Są to resztki stożka, który powstał u wylotu przełomu z materiału świeżo rozciętego podłoża kredowego i leżącej na nim moreny.

W ten sposób geneza i wiek łączynskiego przełomu Wieprza są wyjaśnione. Jest to forma epigenetyczno-przelewowa, powstała w związku z wysoką sedymentacją rzek w strefie peryglacialnej ostatniego zlodowacenia. Wyerodowanie przełomu nastąpiło u schyłku ostatniego glacjału i w postglaciale. Tym się tłumaczy świeżość i wyrazistość formy. Występowanie lessu w Ziółkowie na zboczach doliny przełomowej jest faktem bardzo znamionym, świadczy również o młodej sedymentacji części pokrywy lessowej.

Należy pamiętać, że przełom połączył Wieprz z Bystrzycą. Dlatego staje się teraz jasne, dlaczego w dolinie Wieprza poniżej ujścia Bystrzycy oraz w samej dolinie Bystrzycy powierzchnie tarasowe tak doskonale odpowiadają sobie wysokością. Jest to system jednolity. Natomiast profil tarasu poprowadzony wzdłuż Wieprza w odcinku przełomowym jest poważnie zakłócony stopniem 7-metrowej wysokości (ryc. 29). Mamy w tym dowód odrębności rozdzielonych przełomem odcinków doliny.

INTERGLACJAŁ W CIECHANKACH KRZESIMOWSKICH

Na południe od Łęcznej, w miejscu, w którym do Wieprza uchodzi potok Stawek, rozciąga się szeroka powierzchnia tarasu 16-metrowego.



Ryc. 30. Sytuacja topograficzna interglacjalna w Ciechankach Krzesimowskich

Jest ona nierówna, sfalowana, posiada — co jest najbardziej charakterystyczne — izolowane, zamknięte zagłębienia, przypominające płaskie leje krasowe (ryc. 30).

W roku 1949 otrzymałem wiadomość, że na brzegu jednej z owych niecek we wsi Ciechanki Krzesimowskie przy kopaniu studni natknięto się na torf. Wzmiankowana niecka jest jedną z największych na tarasie; na dnie jej znajduje się bagno, okresowo małe jeziorko. Studnię bito w podwórzu gospodarza Niecki.

Tego samego roku wykopałem w odległości 7 m od istniejącej studni szybik. Odślonił on około 5,5 m utworów lessowych i ilów, a poniżej zbity torf płytowaty, w którym wiercono do głębokości 9,5 m. Spągu torfu nie osiągnięto a z powodu niekorzystnych warunków wodnych musiano pracy zaniechać. Dopiero w roku następnym założono obok studni rurowany otwór świdrowy, który sięgnął do głębokości 36 m, przebijając całą serię interglacialną.

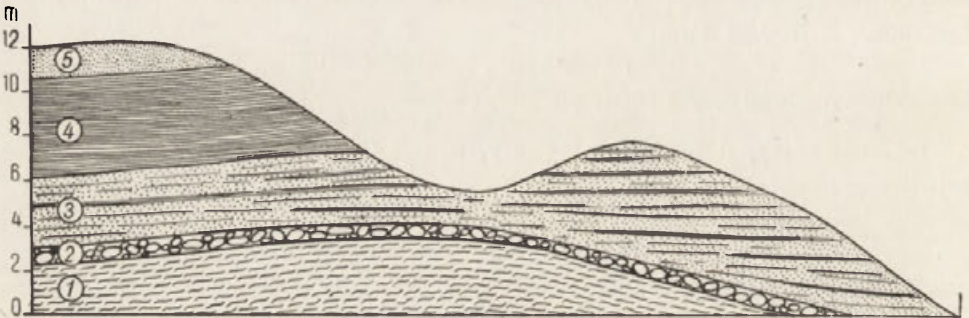
Łączny materiał z prac ziemnych, a więc z szybiku i wierceń pozwala ustalić następujący profil, od góry:

	m
1. Less żółty, u dołu spiaszczony, o strukturze zboczowo-soliflukcyjnej, burzący się z HCl	0,0— 4,0
2. Piasek	4,0— 4,2
3. Less ciemnożółty, odwapniony, drobno warstwowany, zawierający pojedyncze ziarna kwarcu	4,2— 4,7
4. Pylasty il, u góry żółty, ku dołowi szary, przechodzący stopniowo w próchniczny, czarny muł	4,7— 6,1
5. Torf jasno- i ciemnobrązowy, u góry silnie zapiaszczony, u dołu czysty, płytowaty, z kawałkami drewna	6,1—10,5
6. Mułek ciemnoszary	10,5—10,9
7. Mułek i drobny piasek, barwy popielatej, drobno warstwowany	10,9—11,2
8. Piasek gruboziarnisty i szary u góry, średnioziarnisty i jasny u dołu, o dobrze otoczonych ziarnach kwarcowych, o licznych nieotoczonych ziarnach skaleni, z drobnymi żwirkami skał północnych. Są tu ziarna glaukonitu, których ilość rośnie ku dołowi	11,2—21,5
9. Piasek podobny jak warstwa „8“, lecz zawierający głazy i żwiry skał północnych	21,5—23,0
10. Piasek drobnoziarnisty, zielonkawy, z ziarnami skaleni i glaukonitu	23,0—26,0
11. Mułek i drobny piasek szarozielonkawy, z licznymi ziarenkami glaukonitu	26,0—36,0

Pozycja stratygraficzna utworów interglacialnych nie jest jasna. Powyżej nich mamy less i deluwia lessowe o śladach dwudzielności, poniżej zaś występują piaski o typie fluwioglacjału z rozmytym brukiem w spągu. Pod brukiem jest duża, nie przebita wierceniem seria mułków.

Obecność glaukonitu zarówno w piaskach, jak też mułkach można wytłumaczyć pochodzeniem owych ziarn z glaukonitowych piasków oligocenijskich, które odsłaniają się przy drodze Ciechanki Krzesimowskie—Lubliniec, w odległości zaledwie 1 km od miejsca badań.

Profil przewierconych utworów można — chociaż nie bez trudu — powiązać z odsłoniętymi na zboczach tarasu warstwami czwartorzędu. Powiązanie to w pewnym stopniu ułatwia studnia, kopana w czasie prowadzenia badań w tym terenie w połowie drogi między zagłębieniem na tarasie a dolinką potoku Stawka. W studni tej przebito less (2,5 m), pylaste piaski tarasowe (5 m), gruby piasek fluwioglacjalny (1,5 m),



Ryc. 31. Zbocze doliny potoku Stawka w Zakrzewie.

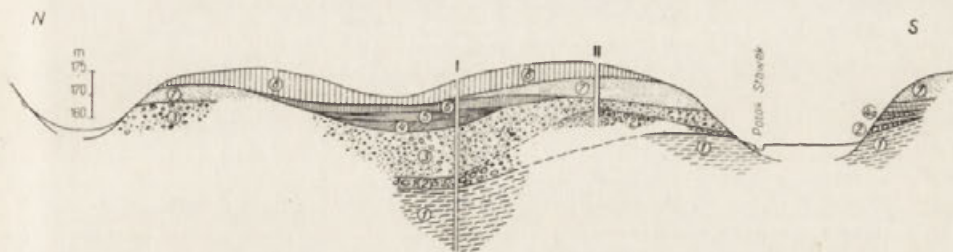
1 — mułki, 2 — bruk, utwór rezydualny, 3 — piaski warstwowane, próchniczne wtrącenia napławionej gleby, soczewki ilu, 4 — il spiaszczony i mułki wapniste, 5 — piasek pylasty

a zakończono wykop w szarozielonej glinie zwałowej. Na zboczach zaś doliny potoku Stawka są dobrze odsłonięte od dołu mułki, a na nich rezydualna warstwa dużych bloków skał północnych (typowy bruk — fot. 8), przykrytych piaskami rzecznyymi, w których występują warstewki napławionej gleby. U góry zwykle piaski tarasowe i less (ryc. 31).

Na podstawie tych danych można było w sposób nieco schematyczny odtworzyć położenie organogenicznych osadów, przewierconych na podwórzu gospodarstwa Niecki. Rekonstrukcję ilustruje załączony profil (ryc. 32). Należy przypuszczać, że torf i przykrywający go il wypełniają stare zagłębienie, co do położenia i zarysów zgodne z dzisiejszą niecką.

Analiza pyłków makroskopowych szczątków roślinnych, zawartych w mułach i torfie, wskazuje na interglacjalne pochodzenie osadów — co udowadnia opracowanie Bremówny [7]. Wspomniana autorka znalazła w torfach m. in. nasiona następujących gatunków roślin: *Stratiotes aloides*, *Brasenia purpurea*, *Trapa natans*. Na uwagę szczególną zasługuje *Vitis silvestris* (dzika winorośl). Jest to drugie (obok Syrnika) stanowisko tego gatunku w interglacjalach Europy. Na podstawie botanicznej autorka wysuwa również twierdzenie, że interglacjal Ciechanek

Krzesimowskich odpowiada interglacjałowi mazowieckiemu, a więc jest to interglacjał poprzedzający zlodowacenie środkowo-polskie. Ten dowód botaniczny jest dla mnie wiążący, gdyż argumenty geologiczne nie dają pewności, do którego z interglacjałów należy zaliczyć torfy Ciechanek. Morena przebita w studni oraz bruk odsłonięty na zboczach doliny Stawka pochodzi przypuszczalnie ze starszego glacjału (krakowskiego). Charakterystyczne są owe mułki kwarcowe pod moreną, z dużą domieszką glaukonitu. Jest to typowa dla północnej części Wyżyny Lubelskiej seria sedimentacyjna (osad jakichś starych jeziorzysk), poprzedzająca zlodowacenie krakowskie. Ponad moreną znajdują się piaski



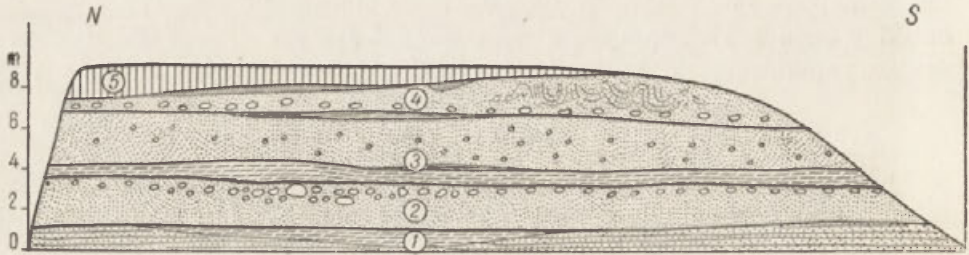
Ryc. 32. Przekrój przez taras w Ciechankach Krzesimowskich.

1 — mułki, 2 — morena, bruk, 3 — fluwioglacjał, 4 — torf, 4a — gleba, 5 — il, 6 — less dolny, 7 — piasek, 8 — less górny; I — otwór wiertniczy, II — studnia

fluwioglacjalne, przebite w otworze świdrowym, które pochodzą również z tego glacjału. Bezpośrednio na nich leżą torfy Ciechanek. Jest to więc interglacjał bezsprzecznie młodszy od zlodowacenia krakowskiego. Tylko ten argument geologiczny wydaje się dość mocny. Dowodzenie zaś wieku torfów w świetle interpretacji warstw nadkładu nie opiera się już na przekonywających przesłankach. Less górny lub jego deluwia pochodzą z najmłodszego zlodowacenia. Są na to wyraźne dowody. Z tego okresu pochodzą również pylaste piaski podlessowe. Starszy od tej serii jest w naszym profilu cienki pokład odwapnionej glinki lessowej, która bez wyraźnej zresztą granicy przykrywa il i mułki interglacjalne. To byłby jedyny ślad drugiego zlodowacenia, jeśli interglacjał Ciechanek dzieli od współczesności dwa zlodowacenia. Spotykamy się tu z tą samą trudnością, która nie pozwoliła na możliwie jasną i przekonywającą interpretację geologiczną wieku interglacjału w Nowinach Żukowskich, tzn. z ubóstwem nadkładu osadów interglacjalnych. Tam również argumenty paleobotaniczne są wysuwane na plan pierwszy. Natomiast inna jest sytuacja geologiczna interglacjału w Syrnikach koło Lubartowa, gdzie ich wiek, starszy od zlodowacenia środkowo-polskiego, może być udowodniony.

Odsłonięcia między Ciechankami Krzesimowskimi a Zakrzewem wzdłuż szosy Łęczna—Milejów uzupełniają opisany profil. Taras na tym

odcinku jest zbudowany z dwu seryj piasków rzecznych. W dolnej znajdujemy grube bloki rozwleczonego bruku (np. w Zakrzewie koło mostu), w górnej zaś spotykamy dużą domieszkę otoczków kredowych (ryc. 33). W stropie górnej serii pojawiają się jeszcze raz głązy skał północnych, jednakże o średnicy nie większej jak 20—30 cm. W obu seriach piaszczystych występują poziomy zaburzeń kriogenicznych; w piaskach w Cie-



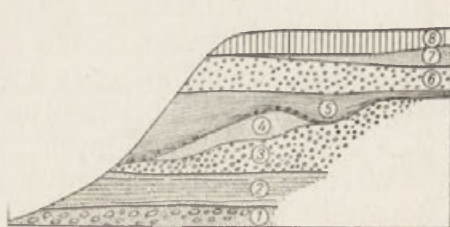
Ryc. 33. Przekrój przez taras w Zakrzewie koło mostu.

1 — mułki i drobnoziarniste piaski, 2 — piaski z brukiem grubych głazów w stropie, 3 — mułki i piaski z otoczkami kredowymi, 4 — piaski, pojedyncze grube otoczki skał północnych, krioturbacje, 5 — glinka pylasta, podobna do lessu. Między poszczególnymi kompleksami sedymentacyjnymi powierzchnie erozyjne lub warstwy rezydualne

chankach Krzesimowskich znalazłem również zwietrzały „kiel“ mamuta długości około 3 m. Jest to więc utwór zimnej, a więc glacialnej sedymentacji, osadzony jednakże przez rzeki płynące ku północy. W stropie piaski są zwietrzałe, ścięte (*hiatus*) i przykryte warstwą o cechach odrębnej już sedymentacji. Jest nią utwór pylasty, o strukturze lessu, niedużej stosunkowo miąższości (1,0—1,5 m).

Potok Stawek rozcina taras głęboką doliną, której zbocza pełne są doskonałych odsłoneń, ukazujących przeważnie utwory młodszego plejstocenu. W samym Zakrzewie na zboczu doliny jest olbrzymia odkrywka, z którą powiązałem już profil wiercenia w Ciechankach Krzesimowskich (ryc. 32). Tutaj powyżej dolno-plejstocenijskich mułków i pokrywającego je bruku znajduje się wspomniana seria piasków próchnicznych a nad nią cienkie piaski i mułki. Owe górne mułki, ilaste i wapniaste, a przez to zupełnie niepodobne do mułków dolnych, są stratygraficznie ważnym poziomem, który można śledzić na znacznej przestrzeni w górę doliny. Najlepsze ich odsłoneńca są w Krzesimowie, koło PGR-u, gdzie zawierają one skorupki mięczaków, wśród których prof. Urbanski oznaczył 6 gatunków wodnych i 2 lądowe. Nie jest to fauna interglacialna, lecz z uwagi na obecność w niej gatunku *Gyraulus rossmaessleri gredleri* nawet raczej chłodna. Niemniej jednak — moim zdaniem — mułki mogą pochodzić z końcowej fazy interglacjału. Ich wysokość nie

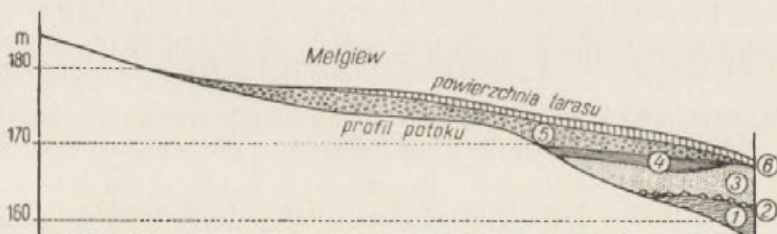
zmienia się. Poniżej mułków leżą piaski i żwiry z dużą ilością elementów północnych, wyglądające nawet na utwór zubożały, który przeszedł selekcję wietrzeniową. Jedynie w dolnej części piasków pojawiają się grube otoczaki kredowe. Mułkom odpowiada w Krzesimowie na lewym zboczu doliny gruby pokład napławionej gleby, zalegającej na rozmytej powierzchni wspomnianych zubożałych żwirów (ryc. 34). Powyżej mułków z fauną i powyżej gleby kopalnej znajduje się warstwa żwirów kredowych (lub piasków ze żwirkami kredowymi) oraz czerwona glina pylasta. Owe piaski żwirzaste i żwirki stanowią bardzo jednolity i stały poziom sedymentacyjny. Jego miąższość wzrasta w górę doliny, jednocześnie w tymże kierunku wzbogaca się on coraz bardziej w materiał kredowy.



Ryc. 34. Przekrój przez taras doliny potoku Stawka w Krzesimowie.

1 — piasek z grubymi otoczkami kredowymi, 2 — piasek kwarcowy, 3 — żwiry przeważnie skał północnych, 4 — piasek mułkowy, 5 — piasek próchniczny z soczewkami napławionej gleby, 6 — żwirki kredowe, 7 — piasek, 8 — piaszczysto-pylasta glina czerwona

Wymieniona warstwa żwirów kredowych jest właściwym poziomem tarasowym doliny Stawka. U ujścia doliny jest to taras 16-metrowy. W górę doliny wysokość względna tarasu maleje, zwłaszcza począwszy od Krzesimowa (ryc. 35). W profilu podłużnym potoku istnieje tu wyraź-



Ryc. 35. Profil podłużny dna doliny potoku Stawka.

1 — seria podmorenowa (mułki, piaski), 2 — bruk, 3 — piaski, 4 — ły z fauną, 5 — żwiry kredowe, piaski, 6 — glina pylasta

ne załamanie, powyżej którego wysokość wzmiankowanego tarasu gwałtownie spada. W okolicy Mełgwi bezwzględna wysokość tarasu wynosi już 180 m, lecz jednocześnie jego wysokość względna spada do 5 metrów. Koło Minkowic rozległa powierzchnia tarasu, zbudowana tu ze znanych nam żwirów kredowych, przechodzi w zalewowe dno doliny. Powtarza się sytuacja tarasu w dolinie Bystrzycy Lubelskiej. I tutaj widoczne jest postępujące od doliny Wieprza odmłodzenie w formie wstecz-

nego wcięcia się rzeki w akumulacyjną powierzchnię tarasu. Odmłodzenie sięgnęło do miejsca zaznaczonego załamaniem spadku rzeki, a więc na odległość 6 km od doliny Wieprza. Dalej, w górę doliny, leży płytko rozcięta stara powierzchnia akumulacyjna, dotychczas jeszcze niezależna od współczesnej bazy erozyjnej rzeki i nie włączona w dzisiejszy cykl erozyjny Wieprza.

Obserwacje odkrywek w dorzeczu potoku Stawka w powiązaniu z profilem interglacjalnym w Ciechankach Krzesimowskich pozwalają dla tego obszaru ustalić następujący schemat stratygraficzny oraz chronologię zdarzeń morfologicznych.

W tarasie między Ciechankami a Zakrzewem znajdujemy staro-plejstoczeńską serię mułkową, a na niej dwie serie glacialne przedzielone utworami interglacjalnymi. Starszą serię reprezentuje morena lub równoważny jej bruk wraz z piaskami fluwioglacjalnymi. Na niej leżą twory interglacjalne, do których należą piaski ze żwirami kredowymi w Zakrzewie oraz il i torf w Ciechankach. Nowa seria akumulacji zimnej składa się z piasków i grubych otoczków skał północnych (Zakrzew). Nie jest to więc bezpośredni osad lodowca, co dowodzi, że zlodowacenie środkowo-polskie na ten teren nie wkroczyło. Jest to fakt dziwny i wprost zagadkowy. Być może, jeśli nie popełniamy tu pomyłki stratygraficznej, wywołanej sugestią botanicznej interpretacji interglacjału Ciechanek Krzesimowskich, jedyną przyczyną ubóstwa środkowo-polskich osadów w tym terenie byłoby morfologiczne znaczenie wału kredowego Łęcznej jako zapory dla lodowca. Obszar Ciechanek jest ukryty poza wałem. Docierały tu jednak wody lodowcowe (podobnie jak w okolicy Łęcznej), które płynęły w poziomie nie niższym jak około 170 m n.p.m.

Podobieństwo stratygraficzne czwartorzędu doliny Stawka do utworów tarasu Wieprza na odcinku Łęcznej jest podkreślone obecnością stałego poziomu mułków z fauną oraz gleby kopalnej. Owe twory są młodsze od poprzednich wymienionych kompleksów piasków i żwirów. Uznać je należy za osady ostatniego interglacjału. Jest tu więc dalszy ciąg tych płytkich jezior dolinowych, które po okresie zlodowacenia środkowo-polskiego pokryły teren na południe od Łęcznej. W następnym okresie, odpowiadającym glacialowi, formuje się główna pokrywa tarasowa piasków i żwirków kredowych oraz lessu.

INTERGLACJAŁ W ŁAŃCUCHOWIE

Utwory interglacjalne w Łańcuchowie odkryłem jeszcze w roku 1947. Był to na Wyżynie Lubelskiej pierwszy po wojnie znaleziony interglacjał, który rozpoczął szczęśliwą serię tak stosunkowo licznych stanowisk interglacjalnych dorzecza Wieprza.



Fot. 9. Jezioro na tarasie w Łańcuchowie



Fot. 10. Wyspowe wzgórza sarmackie w Gruszowie koło Rejowca



Fot. 11. Stoki trzeciorzędowych wzgórz wyspowych we wsi Podgórze koło Chełma

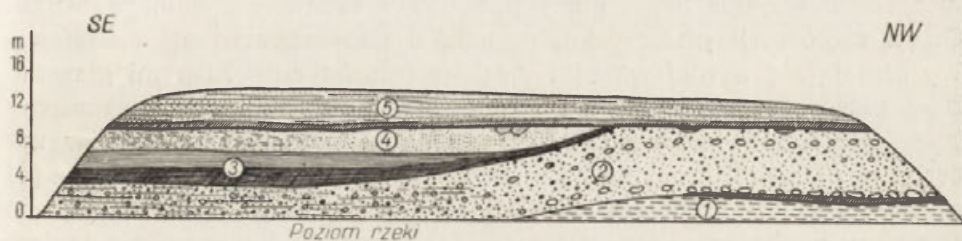


Fot. 12. Dziewicza Góra koło Chełma.

Góra jest zbudowana ze skał kredowych. Na wierzchołku zachowały się resztki utworów trzeciorzędowych

Wieś Łańcuchów leży na krawędzi tego samego tarasu, którego morfologię i budowę poznaliśmy w okolicy Łęcznej i Ciechanek Krzesimowskich (fot. 9). Powierzchnia tarasu ma tu wysokość 174 m n.p.m. i znajduje się w poziomie 14—16 m ponad zwierciadłem wody Wieprza. Taras ciągnie się dalej na południe, po szosę milejowską, lecz między szosą a krawędzią tarasu ponad jej powierzchnię wynurza się wyspowo płaskie wzgórze kredowe z kotą 184 m.

Profil interglacjalny jest odsłonięty koło cmentarza łańcuchowskiego na podmytym przez zakole Wieprza zbocz tarasu. Na przestrzeni kilku-



Ryc. 36. Schematyczny przekrój przez taras w Łańcuchowie.

1 — najstarsze mułki i drobne piaski pod brukiem dolnym, 2 — rozmyta morena, fluwioglacjał, 3 — torf i il, 4 — piaski pylaste o strukturze zaburzonej, 5 — piaski tarasowe. Między poszczególnymi kompleksami sedymentacyjnymi powierzchnie erozyjne lub warstwy rezydualne

seł metrów ciągnie się piaszczysta, obsypująca się ściana, a w jej środku pomiędzy piaskami przewija się z daleka widoczna gruba warstwa ciemnego torfu.

Utwory te były kilkakrotnie przeze mnie badane. Zbocze tarasu na całej długości od cmentarza w Łańcuchowie aż po pierwsze domy Wólki Łańcuchowskiej zostało dokładnie odczyszczzone i przekopane szurfami tak, że można było na tej podstawie wykonać szczegółowy przekrój w dużej skali. Jego cechą jest ogromna zmienność warstw; piaski, mułki, żwiry i poziomy bruków mieszają się ze sobą, przewarstwiają wzajemnie tworząc dość chaotyczną mozaikę, którą można było w pewnym stopniu uporządkować biorąc pod uwagę nie poszczególne warstwy i warstewki, lecz całe kompleksy sedymentacyjne. Tą drogą można było wydzielić tu pięć zasadniczych seryj, które przedstawiono w schematycznym przekroju, będącym syntezą całego profilu łańcuchowskiego. Oto następstwo tych kompleksów, od dołu (ryc. 36).

Najniższą warstwą przekroju, odsłoniętą tylko w jego zachodniej stronie (na zachód od zagajnika, dzielącego brzeg tarasu na dwie części) są drobne piaski grysikowe i mułki, wśród których rzadko spotyka się warstewki grubszego piasku. Sięgają one do kilku metrów ponad zwierciadłem wody Wieprza, ku wschodowi zapadają pod utwory wyższego kompleksu. Powierzchnia tej serii sedymentacyjnej jest nierówna, rozmy-

ta, impregnowana związkami żelaza, tak że tworzy wyróżniający się na ścianie przekroju czerwonaworudawy pas. W tej warstwie granicznej znaleziono główny poziom bruku. Składa się on ze zwietrzałych głązów krystalicznych o średnicy ponad 0,5 m.

Następna z kolei seria jest najbardziej miększą warstwą profilu. Tworzą ją przeważnie piaski, które dzielą się na wyraźne dwie części. U dołu piaski żółtoszare i białe, średnio- lub gruboziarniste, często przekątnie warstwowane. Ziarno nierówne, dużo skaleni. Zawierają otoczaki skał północnych, kredowych oraz toczeńce zielonego iłu. Spotyka się tu czasami większe luźne głązy pochodzące zapewne z dolnego bruku. Druga część serii piaszczystej, posiada u góry zabarwienie zielonawe. Wyróżniają się w niej wkładki piasków żelazistych z luźnymi głązami. Ilość głązów zwiększa się ku stropowi tego utworu, tak że możemy tu mówić o rozwleczonym, górnym bruku. Powierzchnia piasków ma cechy powierzchni erozyjnej. Świadczą o tym nie tylko towarzyszące jej wymyte z głębi głązy, lecz również jakieś bryły mułków i iłów, będące strzępami zniszczonej, nie istniejącej już warstwy. Powierzchnia ta jest nierówna, pochyła się ku wschodowi. Maksymalna mięszość owej serii piaszczysto-żwirowej wynosi do 10 m.

Bezpośrednio na tych piaskach, bez żadnych przejść, leży skorupa orsztynowa, która rozpoczyna serię osadów jeziornych — gytii, torfu i iłu. Gytii jest niewiele i to w zachodniej części profilu. Zawiera ona skorupki *Bithynia tentaculata* (liczne wieczka) i *Gyraulus* sp. Główną masę stanowi tu torf płytowaty, z licznymi resztkami gałęzi. Makroskopowo wyróżniają się nasiona roślin i chitynowe pancerce chrząszczy. Mięszość torfu razem z gytią waha się między 1 a 2 m. Nad nim leży warstwowany ił (1,0—1,5 m) bez fauny. Torf i ił wypełniają formę wklęsłą, jakby jakąś nieckę czy dolinę, wypreparowaną w niżej leżących piaskach. Obie warstwy podnoszą się ku zachodowi i zarazem wyklinowują się w tym kierunku.

Następnym kompleksem sedymentacyjnym (warstwa 4) są piaski, przewarstwione z szarym, plastycznym mułkiem. We wschodniej części przekroju poziom ten ma zaburzenia typu inwolucyjnego; w części zachodniej charakterystyczne kociołki, wyścielone żwirami (J a h n [50]). Całość kompleksu jest ścięta powierzchnią erozyjną, wzdłuż której widzimy niewielkie żwiry i głąziki. Powierzchnia ta przedłuża się ku NW, gdzie zrównuje również starsze warstwy.

Ostatnią, najmłodszą serią akumulacyjną profilu tarasu łańcuchowskiego są typowe, źle sortowane, nieco zapyłone, równo warstwowane piaski tarasowe. Na powierzchni są one przewiane.

Głównym obiektem rozważań w profilu Łańcuchowa są oczywiście osady organogeniczne, co do których można było z góry wysunąć przy-

puszczenie, iż są to utwory jakiegoś interglacjału. Analiza botaniczna osadów (Paszewski [111]) nie dała spodziewanego rezultatu. Nie znaleziono wybitnie ciepłej, na prawdę interglacialnej flory. W diagramie pyłkowym poważniejszy udział mają *Pinus*, *Betula*, *Picea* i *Alnus* — a bardzo nielicznie są reprezentowane *Tilia* i *Quercus*. Paszewski jest w swojej interpretacji wieku osadów raczej niezdecydowany i w ostatecznej konkluzji skłania się nawet do wniosku, że osady owe „...mogą jednak przedstawiać sobą serię interstadialną“ (por. str. 280). Diagram pyłkowy jest nietypowy, a jedynie uderza w nim duży udział sosny, który nie zmienia się na całej grubości torfu, oraz świerka w środkowej części profilu. Jest pewne podobieństwo tego profilu ze względu na sosnę i świerk do dolnej części (piętro II) przekroju Ciechanek Krzesimowskich, a więc do części profilu przed optimum klimatycznym, lecz nie można mówić o identyczności tych odcinków. Wobec tego sprawa wieku torfu z punktu widzenia interpretacji botanicznej musi pozostać otwarta.

Co nam mówią dane geologiczne? Poniżej torfu znajduje się warstwa, której sens geologiczny nie budzi żadnych wątpliwości. Są to piaski, osad rzeczny zawierający bloki rozmytej moreny. Powierzchnia warstwy jest erozyjnie zniszczona. W tym określeniu spągu torfu mieści się do pewnego stopnia wyjaśnienie charakteru pierwszej części tego ciepłego ckesu, którego ewentualną drugą część miałyby przedstawiać warstwa torfowa. Bowiem przed osadzeniem się torfu istniało tu przez odpowiednio długi czas niszczenie: rozmycie moreny i doprowadzenie tego osadu glacialnego do postaci bruku oraz rozmycie tych sedymentów, w których bruk się znajduje.

Powyżej torfu występują osady, które rozbić można na dwie serie. Pierwsza, to ił i piasek, który razem z torfem wypełnił zakłęśłość, wyerodowaną w piaskach dolnych, druga — ścina wszystkie utwory i jest typowym, pylastym piaskiem tarasowym, znanym powszechnie w dolinie Wieprza.

Storfiąła warstwa iłu podnosi się stromo na kopalnym zboczach wewnątrz tarasu do wysokości około 6 metrów ponad poziom torfu w starorzeczach. Zjawisko jest dość zagadkowe, nie ma ono wyraźnych cech młodej tektoniki, chociaż z drugiej strony nachylenie warstwy jest stanowczo za duże jak na upad sedymentacyjny. Wydaje mi się, że przyczyną silnego wygięcia iłów jest kompakcja torfu. W warstwie tej spotyka się mnóstwo sprasowanych gałęzi, o eliptycznym lub soczewkowym przekroju, co świadczy o tym, że pierwotna jej grubość była w okresie sedymentacji znacznie (może nawet kilkakrotnie) większa aniżeli dzisiaj. Wywołana naciskiem wyżej leżących warstw zmiana objętości torfu zwiększyła różnicę wysokości między powierzchnią torfu a dawnym zboczem i brzegiem starorzeczach. Część zaburzeń inwolucyjnych we wschod-

niej części profilu, gdzie przypada największa grubość torfu, jest przypuszczalnie związana z owym osiadaniem przywalonego iłem i piaskiem torfu*.

Jest zagadnieniem wątpliwym, czy erozyjnie oddzielone dwie serie nad torfem reprezentują dwa odrębne glacjały. Ta dość sugestywna koncepcja ze względu na możliwość umieszczenia torfów łańcuchowych w pozycji stratygraficznej interglacjału z Ciechanek Krzesimowskich i Nowin Żukowskich nie ma jednak za sobą należytej argumentacji geologicznej — podobnie zresztą jak w obu wymienionych stanowiskach interglacjalnych, gdzie polegamy w tej chwili wyłącznie na sędziach botaników. Skoro w Łańcuchowie odpada na razie również dowód florystyczny, wobec tego nic nie stoi na przeszkodzie, aby to stanowisko interglacjalne uczynić młodszym od Ciechanek i Nowin. Argument geologiczny jest następujący: jeżeli wiemy, że zlodowacenie środkowo-polskie objęło prawie całą Kotlinę Dorohucką, a jego moreny glacitektonicznie spiętrzone są pod Rejowcem, to trudno sobie wyobrazić, aby w Łańcuchowie nie było wyraźnych śladów pokryw glacialnych lub fluwioglacjalnych z tego okresu. Ponieważ nie ma ich nad torfem, należy ich szukać pod torfem, tym samym torf uznać za ekwiwalent młodszego interglacjału. Osad ten powstał w starorzeczu, na dnie doliny Wieprza. Został on przysypany piaskami w czasie klimatycznej sedymentacji związanej z ostatnim okresem lodowym.

Profil Łańcuchowa jest najbardziej kompletnym przekrojem, typowym dla całego wysuniętego łuku tarasu, którego cięciwą jest szosa Łęczna—Milejów. Nigdzie jednakże poza Łańcuchowem nie pojawiają się już torfy. W Wólce Łańcuchowskiej są tylko piaski i resztki bruku. Na południe, przy drodze prowadzącej do szosy, ukazują się ił wapnisty z fauną — utwór tego samego typu co ił Łęcznej i Krzesimowa. Nad nim leży less, który pokrywa znaczną część wnętrza tarasu oraz wzgórza kredowe.

Na wschód od Łańcuchowa po drugiej stronie Wieprza, ciągnie się dalej nasz taras (Ostrówek) nieco obniżony, zbudowany z piasków, równo, spokojnie, bardzo rytmicznie warstwowanych. Przypominają one piaski wstęgowe. W spągu piasków odsłania się często warstwa grubych bloków, będąca odpowiednikiem dolnego bruku łańcuchowskiego. Między brukiem a piaskiem tarasowym leży tu kompleks piasków z otoczkami kredowymi oraz ił.

Streszczając wyniki obserwacji na tym odcinku terenu, za najważniejsze należy uznać stwierdzenie w spągu piaszczystego tarasu Wieprza

* Taką poprawkę wprowadzam do poprzedniej [50] interpretacji zaburzeń owej warstwy.

stałej powierzchni erozyjnej, ścinającej serię piasków z blokami skał północnych. Powierzchnia ta nie leży głęboko, sięga nieco ponad poziom dna doliny. Składa się ona z niewielkich pagórków, pokrytych warstwą bruków, oraz z zagłębień. W jednym z takich zagłębień znajduje się torf łańcuchowski. Można sobie wyobrazić, że przed sedimentacją ostatniego glacjału Wieprz wyerodował szerokie dno doliny głównie przez erozję boczną przesuwających się meandrów. Jaki jest wiek warstw, w których dno to zostało wycięte, trudno wyjaśnić. Na tym terenie daje się dotkliwie odczuć brak głębszych wierceń. Sądzę, że powierzchnia erozyjna ścina osady dwu glacjałów, natomiast seria piaszczysta leżąca na niej pochodzi z ostatniego zlodowacenia. W sąsiednich obszarach, a więc w okolicy Łęcznej oraz dolinie Stawka, wzmiankowana powierzchnia erozyjna jest przykryta ilami z fauną. Wiekowo odpowiadają one torfom Łańcuchowa.

MORFOLOGIA I CZWARTORZĘD DNA KOTLINY DOROHUCKIEJ

Kotliną Dorohucką nazywam trójkątne obniżenie, leżące na południe od kredowego wału Łęcznej i sięgające po Krasnystaw. Środkiem kotliny płynie Wieprz. Kotlina posiada wielkie odgałęzienie zwężające się ku zachodowi, w którego osi płynie dopływ Wieprza — Stawek (mapa II).

Ciechanki Krzesimowskie i Łańcuchów leżą już w obrębie kotliny. Opis morfologii czwartorzędu tych miejscowości oraz ich najbliższej okolicy potraktowano odrębnie, z uwagi na doniosłą wartość naukową znalezionych tu utworów interglacialnych. W niniejszym rozdziale będzie podana charakterystyka pozostałych części kotliny.

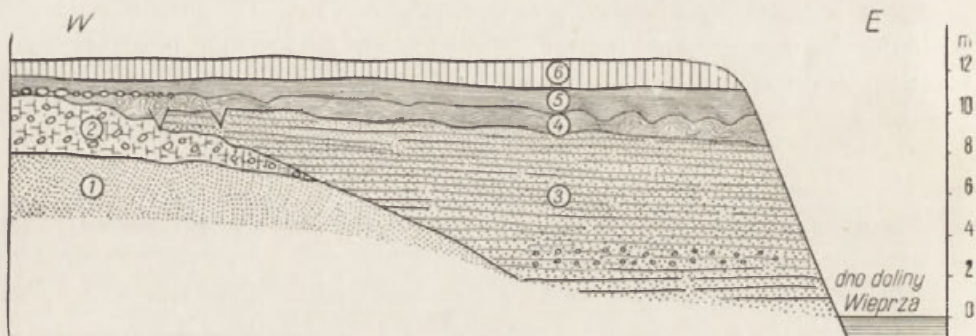
Uderzającym zjawiskiem jest rozległa powierzchnia tarasowa kotliny. Współczesne, łąkowe dno doliny Wieprza ma powierzchnię kilkakrotnie mniejszą w porównaniu z powierzchnią tarasu. Fakt ten jest miarą względnej młodości tarasu, który w tak małym stopniu uległ zniszczeniu (mapa II).

Ważne przekroje czwartorzędu tarasu znaleziono między Milejowem a Łysołajami, wzdłuż zachodnich zboczy doliny Wieprza. Szczególne znaczenie mają odsłonięcia na stromej krawędzi tarasu w Milejowie koło szosy (na północ od wsi), na podstawie których można zrekonstruować całą historię czwartorzędową tarasu. Jej wysokość względna wynosi tutaj 12 m. Ilustracją przekroju jest rycina 37.

Stwierdzamy tutaj obecność starszego elementu rzeźby, zbudowanego z piasków rzecznych podmorenowych i zielonkawej gliny zwałowej. Wyraźnie zaznacza się w odkrywkach kopalne zbocze tej starej doliny, której dno przypadało poniżej dna współczesnego. Ponieważ morena po-

chodzi z ostatniego zlodowacenia, które wtargnęło do Kotliny Dorohuckiej, a więc zlodowacenia środkowo-polskiego, „chwytamy“ więc tutaj wiek ważnego etapu rozwojowego doliny. Jest to etap bruku poniżej torfu w Łańcuchowie. Milejów uzupełnia materiał poprzednich profilów — pozwala bowiem stwierdzić, że po zlodowaceniu środkowo-polskim w kolejnym interglacjale nastąpiło głębokie rozcięcie zasypanych dolin poniżej poziomu współczesnej bazy erozyjnej.

Wyższą warstwą przekroju (warstwa 3) tarasu w Milejowie są piaski rzeczne, równo warstwowane, zawierające zwłaszcza dołem liczne otoczaki kredowe. Utwór ten znamy już z Zakrzewa i Krzesimowa. Jest to



Ryc. 37. Taras doliny Wieprza w Milejowie.

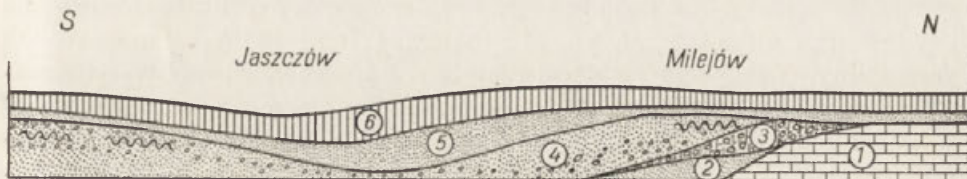
1 — piaski podmorenowe, 2 — szarzielona glina zwałowa, 3 — piaski warstwowane rzeczne, ze żwirami kredowymi, 4 — mułki i piaski o strukturze krioturbacyjnej, 5 — il i mułek z fauną, 6 — glinaka pylasta, podobna do lessu

pokrywa sedymentacji rzecznej, młodsza od interglacjału łańcuchowskiego. Sięga ona prawie do poziomu tarasu — efekt anaglacjalnego zasypania. Jest to więc klimatyczna sedymentacja, będąca następstwem ochłodzenia klimatu i oddźwiękiem poczynającego się na północy zlodowacenia. Głębia krzywej termicznej i maksimum nowego zlodowacenia są bardzo wyraźnie zarejestrowane w tarasie milejowskim. Dowodem tych zmian jest tu strefa peryglacjalnych struktur glebowych, klinów i inwolucyj, ścinających powierzchnię piasków i morenę. Materiałem inwolucyj, są mułki, piaski i ły. Powyżej warstwy inwolucyjnej ciągnie się w pobliżu guza morenowego luźny bruk, pochodzący z soliflukcyjnego rozprowadzenia głazów morenowych po słabo nachylonej powierzchni zmarzlinowej, bruk ten oczywiście nie jest dowodem jakiegoś nowego glaciału, chociaż pozornie mogłoby się tak wydawać.

Na warstwie inwolucyjnej i soliflukcyjnej leży il i mułek a także drobny piasek ze skorupkami mięczaków plejstocenijskich, jak stwierdza prof. U r b a ń s k i, typu lessowego. Są to przeważnie gatunki lądowe (m. in. bardzo liczna *Succinea oblonga schumacheri*) a ponadto wodne, jak:

Gyraulus rossmaessleri gredleri, *Stagnicola palustris* oraz *Galba truncatula*. Jest w tym może wskaźnik pewnego ocieplenia w stosunku do fazy zaznaczonej niżej soliflukcją. Najwyższą warstwą tarasu milejowskiego jest glina pylasta podobna do lessu.

Na południe od Milejowa w Jaszczowie i Łysołajach ten sam taras jest zbudowany z utworów górnej części profilu milejowskiego. Przede wszystkim więc ze średnich, równo warstwowanych piasków rzecznych ze żwirami kredowymi. Strop ich jest nierówny, wysokość w stosunku do poziomu dna doliny zmienia się w szerokich granicach od 1 m (w Jaszczowie) do 10 m (w Milejowie). Jest to dowodem erozyjnego



Ryc. 38. Schematyczny profil tarasu między Łysołajami a Milejowem.

1 — kreda, 2 — piaski podmorenowe, 3 — morena, 4 — piaski rzeczne, żwiry kredowe. Kriotur-
bacje w stropie (wężyk), 5 — piaski pylaste, 6 — less i glina podobna do lessu

rozmycia owych piasków przed osadzeniem się następnych utworów, tzn. tarasowych piasków pylastych i mułków podobnych do lessu. Pierwszy z wymienionych utworów wyrównuje formy wklęsłe w starszych piaskach, drugi natomiast nierównomiernie podwyższa taras. Wysokość tarasu średnio wynosi 175 m n.p.m., w niektórych miejscach schodzi poniżej 170 lub podwyższony lessiem sięga do 177 m n.p.m. (ryc. 38).

Profil Milejów—Jaszczów wyjaśnia więc, że główny taras Wieprza jest formą poligeniczną. Kreda z piaskami podmorenowymi i moreną tworzy cokół tarasu. Po zlodowaceniu środkowo-polskim doszło tu po raz pierwszy do powstania tarasu erozyjnego na ściętych utworach tego zlodowacenia. Drugi taras, obecnie już jako forma akumulacyjna, powstaje w czasie następnego zlodowacenia. Sięga on co najmniej do wysokości 170 m n.p.m. Rozcięty i nieco zniszczony zachował się jednakże w dużych fragmentach. Po raz trzeci formuje się taras z piasków podlessowych. W tym ostatnim etapie cała morfologia tarasowa dna doliny pochodząca z poprzednich zlodowaceń uległa zatarcui, wyrównaniu, albowiem sedymentacja rzeczna zakończyła się w wyższym poziomie aniżeli w okresach poprzednich. Stare tarasy stały się więc tylko elementami budowy geologicznej, w morfologii zaś nie odgrywają już żadnej roli.

Z obserwacji dobrych odsłoneń między Milejowem a Jaszczowem wynika, że na zniszczonej, rozmytej morenie mamy dwie pokrywy sedymentacyjne: dolna — to piaski rzeczne, czyste, zawierające obficie żwirki

kredowe, górna — to piaski pylaste oraz pyły. W tym odcinku doliny są więc dowody na to, że obie pokrywy przedziela słabo wykształcona powierzchnia erozyjna. Próbowmy sprawdzić ową stratygraficzną hipotezę roboczą, śledząc budowę tarasów Kotliny Dorohuckiej dalej na południe, po Krasnystaw.

W Siostrzytowie mamy rozległy płat tarasowy, zbudowany u góry z piasków pylastych i pyłu lessowego, równo, wstęgowo warstwowanego (3 m), niżej ze znanych nam piasków ze żwirkami kredowymi. Granica między tymi warstwami jest wyraźna, ostra. Po drugiej stronie Wieprza, w Dorohuczycy znajduje się wysoko wzniesione, podcięte przez rzekę zboczne tarasu, który tutaj, zapewne nieco podwyższony przez wydmy na powierzchni, osiąga wysokość 181 m n.p.m., tzn. 16 m w stosunku do dna doliny. Taras jest zbudowany tylko z piasków, równo warstwowanych, bez charakterystycznych żwirików kredowych. Na powierzchni zachowały się koryta meandrowe, co świadczy o młodości tarasu. Zresztą jest tu on nierówny, koło Dorohuczycy obniża się w stosunku do dna doliny do wysokości 8 m. Panuje wszędzie ten sam materiał, co można uważać za dowód tego, że niskie części tarasu dorohuckiego nie są jakąś odrębną formą, lecz erozyjnie rozmytymi płacami tarasu 16-metrowego.

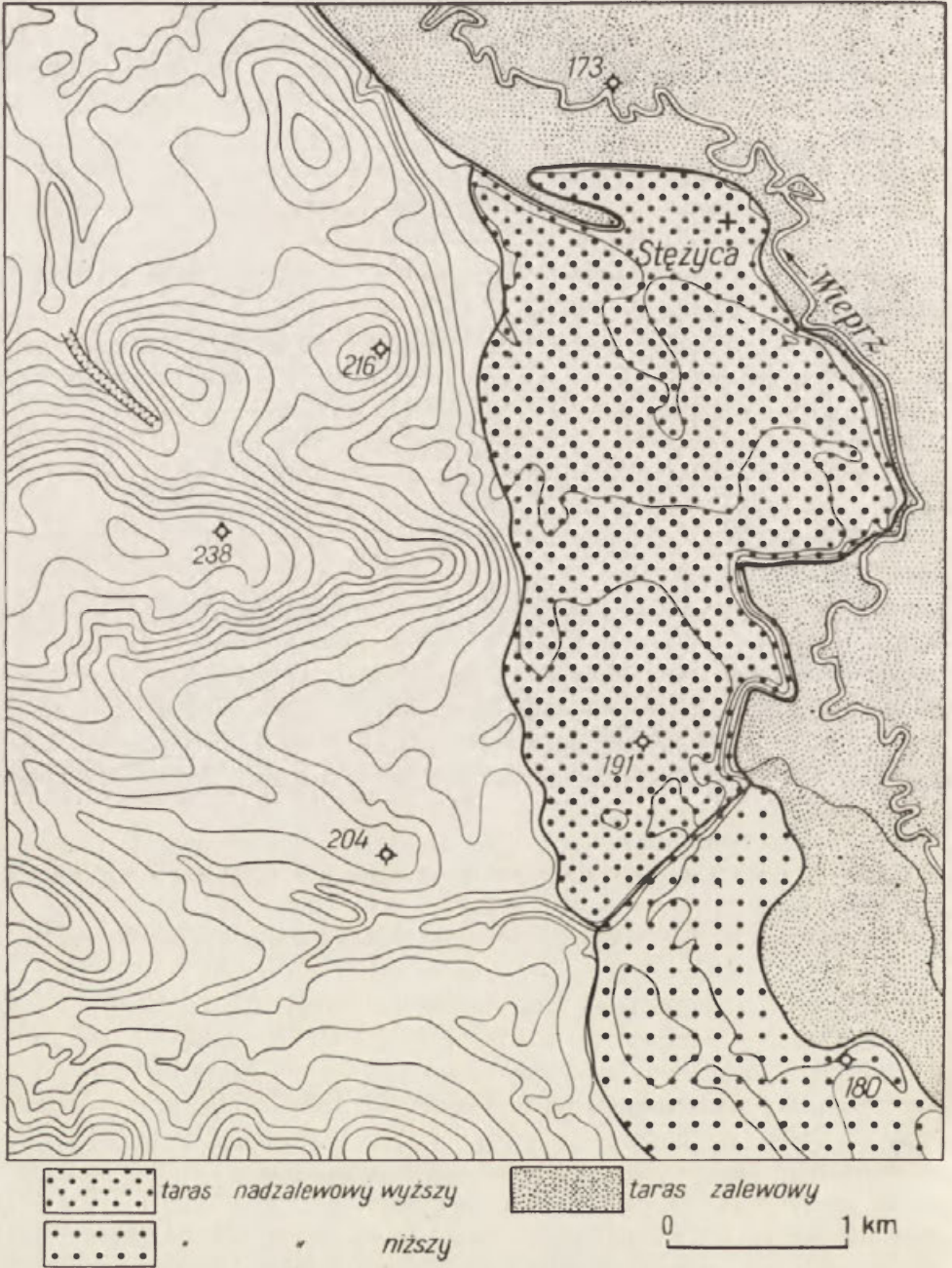
W Trawninkach Wieprz podcina brzeg tarasu wzniesiony tu 8 m ponad poziom wody w rzece. Obie wyróżnione wyżej serie akumulacyjne widoczne są w ścianie tarasu, a więc na dole piaski kwarcowe ze żwirkiem, a nawet gruzem kredowym, wyżej gliny pylasto-piaszczyste, warstwowane. W profilu poprowadzonym w poprzek doliny Wieprza można zauważyć, że grubość górnej pokrywy piasków pylastych rośnie ku środkowi doliny. Powierzchnia piasków dolnych w tym kierunku zapada, dlatego seria ta nie odsłania się w osi doliny. Opisujemy taras znajdujemy wzdłuż Wieprza w Oleśnikach, w Dobryniowie oraz po drugiej stronie rzeki w Leszczance. Stosunki geologiczne są podobne jak w Trawninkach. Seria dolna tak samo ciągnie się wzdłuż prawego zbocza doliny, natomiast w środku doliny taras jest zbudowany z piasków górnych. Seria dolna w Oleśnikach ma wśród piasków grube wkładki żwirowe o bardzo niespokojnym uwarstwieniu. Typowe jest warstwowanie przekątne, nachylone ku północy, co świadczy o tym, że seria ta była osadzona przez wody płynące zgodnie ze współczesnym spadkiem dna doliny, a więc ku północy. W Dobryniowie-Kolonii, gdzie taras głęboką zatoką wnika w zboczne doliny, pod piaskami serii dolnej odsłania się bruk grubych żwirów i bloków skał krystalicznych oraz płac gliny zwałowej. A zatem znajdujemy tu tę samą powierzchnię erozyjną starego dna doliny, która tak wyraźnie odsłania się w północnej części kotliny. Wysokość tarasu w Oleśnikach i Dobryniowie waha się w granicach 12—16 m. Zmiana wysokości jest zależna od tego, w którym miejscu taras, opadający od

zboczy ku środkowi doliny, jest podcięty przez rzekę. Mimo różnic wysokości, jednolitość i ciągłość między poszczególnymi fragmentami tarasu zarówno na drodze morfologicznej, jak też geologicznej może być udowodniona.

Taras wchodzi w boczne doliny Potoku Suchodolskiego oraz Łopiennickiego. Jego wysokość bezwzględna niewiele się zmienia, natomiast ulega zmianie wysokość względna, zmniejszając się szybko w górę dolin. Doliny są tu również zbudowane z piasków żwirzastych (z kredą) oraz z lessowych glin warstwowych, które w Łopienniku Górnym łączą się z lessem zboczowym.

Najlepiej zachowany jest taras w Stężycy, na północ od Krasnegostawu. Składa się on z dwu płaszczyzn, z których dolna jest erozyjnie wycięta w tarasie górnym (ryc. 39). Wysokość bezwzględna górnej powierzchni wynosi 185—190 m n.p.m., tzn. około 15 m ponad dno doliny Wieprza. Na niej stoi wieś Stężycza. W odsłonięciach na podciętych przez Wieprz zboczu tarasu ukazują się u góry równo warstwowane pyły piaszczyste (5 m), niżej piasek ze żwirkami kredowymi. Piasek jest podstawową skałą tarasu. W południowej części wsi w poprzek tarasu biegnie stopień erozyjny, poniżej którego w kierunku na Zakręcie (przedmieście Krasnegostawu) ciągnie się taras niższy, liczący około 8 m wysokości względnej. Zbudowany jest z tego samego materiału piasków żwirzastych, który śledziliśmy w tarasie wyższym, co oczywiście jest dowodem jego erozyjnego pochodzenia. Na tarasie tym, na Zakręciu wykonano wiercenie, które przebiwszy piaski wzmiankowanej serii, na głębokości 11 m natrafiło na torf. Poniżej — ciemny ił mułkowaty. Jest to utwór, który dalej na południe jest szeroko rozprzestrzeniony w dolinie Wieprza, a który ze względu na typową florę arktyczną w nim zawartą, nazywam „serią dryasową“.

Na równoleżniku Zakręcia budowa tarasu zmienia się zasadniczo, ponieważ na jego powierzchni pojawia się dużej miąższości lessowy utwór warstwowany. Jego początek przypada w tym miejscu, w którym po obu stronach doliny Wieprza, w partii wierzchowinowej ukazuje się less, z wyraźną równoleżnikową krawędzią na wschód od Krasnegostawu. Lessowe gliny zaczynają się na tarasie dokładnie na linii wzmiankowanej krawędzi. Zmiana budowy nie zaznacza się jednak w sposób wyraźny w morfologii tarasu. Powierzchnia jego łagodnie się podnosi i staje się może bardziej falista aniżeli w części północnej. Pod lessem brak już piasków żwirzastych, natomiast dwa otwory świdrowe (opisane niżej w rozdziale o krasnostawskim odcinku doliny Wieprza), założone na wysokim tarasie koło szkoły rolniczej w Krasnymstawie przebijają 16 metrów warstwowanego lessu, a pod nim bezpośrednio mułki serii dryasowej.



Ryc. 39. Tarasy doliny Wieprza między Krasnymstawem a Stężycą

Po drugiej stronie Wieprza taras jest w pełni wykształcony między Krasnymstawem a Siennicą Nadolną, gdzie na powierzchni występują piaski a pod nimi bezpośrednio we wsi Kasjan mułki dryasowe. W Wincentowie zaś i Bzitem są piaski o charakterystycznym wstęgowym warstwowaniu.

Obserwacje budowy tarasów części Kotliny Dorohuckiej między Siostrzytowie a Krasnymstawem, wchodzących lejkowato w wyżynę, w zasadzie potwierdzają przyjęty na podstawie analizy przekroju milejowskiego schemat stratygraficzny. Jest to powierzchnia erozyjna przykryta dwiema pokrywami sedymentacyjnymi, piaskami żwirzastymi (żwir prawie wyłącznie kredowy) na dole oraz piaskami pylastymi, pyłami — na górze. Pokrywa dolna jest osadem rzeczonym, a osadzającą rzeką był niewątpliwie Wieprz, płynący jak dzisiaj ku północy. Górna pokrywa piaszczysto-pylasta jest w zasadzie osadem wód powodziowych typu peryglacialnego, co ujawnia się w rytmicznym warstwowaniu osadu. Ponadto w pokrywie tej bierze poważny udział pylasty materiał zboczowy, zmywny. Widoczne jest to m. in. w tym, że pyły warstwowane znajdują się bliżej zboczy, zwłaszcza wzdłuż zachodniego zbocza doliny, podczas gdy w środku doliny przeważają piaski, osadzone przez rzekę. Obie pokrywy dzieli powierzchnia erozyjna, co świadczy o tym, że dolna pokrywa została rozmyta i powstało w niej nieckowate zakłębienie pogłębiające się ku środkowi doliny. Górna pokrywa wyrównała tę zakłębłość w poziomie tarasu.

Tak przedstawia się schemat stratygraficzny tarasu prawie po Krasnymstaw. Między Krasnymstawem a Stężycą mamy przejściowy odcinek, w którym pojawia się warstwowany less dolinny o dużej miąższości. I tu natrafiamy na zasadniczą trudność w powiązaniu młodo-plejstocenijskich pokryw typu Dorohuczy z pokrywami krasnostawskiego odcinka lessowego. Ważne jest stwierdzenie w spągu pokryw obu odcinków mułków serii dryasowej. Ich strop nawiercony pod Krasnymstawem na poziomie 180 m n.p.m. przedłuża się pod piaskami żwirzastymi dolnej pokrywy dorohuckiej. Tu nawet (wiercenie na Zakręciu) mułki dryasowe są rozmyte do poziomu około 170 m n.p.m., a w zakłębłości występuje torf. Pokrywa lessowa odcinka krasnostawskiego jest również młodsza od mułków dryasowych, lecz znajduje się ona na tej samej wysokości co piaski żwirzaste Stężycy. Nie mamy pewności, gdzie umieścić krasnostawski less warstwowany, poniżej, czy powyżej tych piasków. Tej wątpliwości nie wyjaśniają nam również dane z krasnostawskiego odcinka doliny Wieprza, gdzie piaski ze żwirkiem kredowym znajdują się zarówno pod lessem, jak też na nim.

Kolejność zdarzeń morfologicznych w młodszym plejstocenie Kotliny Dorohuckiej była następująca: zlodowacenie środkowo-polskie sięgnęło

tu prawie do południowych krańców kotliny. Nie mamy na to bezpośrednio dowodów, wniosek opiera się na stwierdzeniu krańcowych stanowisk morenowych tego zlodowacenia pod Rejowcem. Sądzę więc, że rozmyte bruki w kotlinie (m. in. w Łańcuchowie) pochodzą z tych czasów. Brak wyraźnych śladów zlodowacenia środkowo-polskiego i zlodowaceń starszych w kotlinie jest zrozumiałe, gdy się zważy, że obszar ten w okresie najmłodszego plejstocenu był miejscem bardzo energicznej erozji Wieprza. Wody tej rzeki wypływając z przełomu krasnostawskiego działały szeroko na lejkowato rozszerzającej się równinie, uprzążając osady zlodowaceń starszych od ostatniego interglacjału. Nie mogły się tu zachować w dostępnej naszym obserwacjom głębokości struktury i formy spiętrzeń marginalnych, które, jak należy przypuszczać, istniały tu tak, jak do dzisiaj istnieją tuż poza granicami kotliny, na wschód i zachód od niej. Wieprz wyerodował tu równinę, spośród której wznosiły się niewysokie pagórki starszego podłoża. Strzępy tego podłoża dotrwały do naszych czasów u stóp zboczy doliny (Milejów, Łańcuchów).

W drugiej połowie interglacjału sedymentacja rozpoczyna się torfami Łańcuchowa i Zakręcia oraz iłami osadzonymi w płytkich zbiornikach na dnie doliny. W miarę pogarszania się warunków klimatycznych wzmagają się sedymentacja anaglacjalna. Bystre wody Wieprza osadzają teraz pokrywę piasków ze żwirkami kredowymi. Oznaką zimnego klimatu są struktury kriogeniczne w stropie piasków. Następuje cieplejsze wahnięcie klimatyczne, powtórny wzrost opadów i w krótkim okresie czasu formuje się nowa powierzchnia erozyjna. W warunkach arktycznych lub subarktycznych, powstaje na niej pokrywa pyłów i piasków rytmicznie warstwowanych. Wieprz zmienia okresowo wodostany, dno doliny jest często zalewane wodami, zwłaszcza w okresie roztopów. Ustala się szeroka powierzchnia akumulacyjna w poziomie 15—20 m ponad dzisiejszym dnem doliny. Rzeka płynie jeszcze wzdłuż wschodnich zboczy kotliny, przez Białkę, Maryniów, Szpicę, w kierunku Tyśmienicy. Dopiero w związku z utorowaniem sobie drogi do Bystrzycy przez przełom łączyński następuje przerzucenie się rzeki w zachodnią część kotliny, a więc w położenie, w którym dzisiaj się znajduje.

Jest możliwe, że przez długi jeszcze czas Wieprz posyłał wody wschodnim ramieniem Tyśmienicy. Miejsce bifurkacji przypadało w okolicy Trawnik. Działo się to już w postglacjale. Wzdłuż obu czynnych ramion Wieprza dawna powierzchnia akumulacyjna została obniżona, w środku zaś kotliny pozostał długi pas tarasowy. Prawoboczne dopływy Wieprza, które niegdyś uchodziły do wschodniego (tyśmienickiego) ramienia rzeki, w miarę rozwoju zachodniej (bystrzyckiej) odnogi wydłużają swoje biegi, przelewają się przez poprzeczne obniżenia wewnętrznego pasa tarasów i znajdują ujście w przesuniętej ku zachodowi rzece

głównej. Słabo odwadniane ramię wschodnie wypełnione zostaje grubym pokładem torfu, którego zbadanie pod względem pyłkowym mogłoby dostarczyć ważnych danych dla rekonstrukcji postglacjalnej historii kotliny. Dno zamarłej doliny wschodniej znajduje się 5—10 m ponad poziomem czynnej doliny zachodniej. Pas tarasowy, który rozdziela obie doliny, jest asymetryczny. Stromo opada ku zachodowi, bardzo łagodnie ku wschodowi. W asymetrii tej widzimy przykład, jak duże znaczenie ma „żywa“ rzeka dla formy zbocza. Stromizna zachodnich zboczy tarasu stoi w związku z boczną pracą zakoli Wieprza, zaś łagodne, wschodnie zbocza tego pasa powstały przez denudacyjne niszczenie wtedy, gdy zabrakło czynnika podcinającego krawędź tarasu.

ZBOCZA KOTLINY DOROHUCKIEJ

W południowej części Kotliny Dorohuckiej ponad tarasowym dnem wznoszą się wysokie stoki kredowe, przykryte izolowanymi płatami lessu. Interesujące pod względem morfologicznym jest przede wszystkim zachodnie zbocze kotliny, zwłaszcza w odcinku granicznym z Wierzchowiną Giełczewską. Zbocze to, w ogólnym rzucie prostolinijne, jakby wyrównane i podcięte boczną działalnością Wieprza, w szczegółowym obrazie składa się z licznych drobnych, nieckowatych zakłębłości, którym warto poświęcić bliższą uwagę.

Pierwsza z nich, idąc od południa, spotykamy tuż na północ od Krasnogostawu (ryc. 39). Przecina ją szosa Krasnystaw — Lublin. Składają się na nią dwie płaskie, nieckowate, suche dolinki. Bez trudu można je zaliczyć do dolinek typu denudacyjnego*. Dno przechodzi w zbocza bez wyraźnej granicy. Podstawą obu dolinek jest 16-metrowy taras, na którym stoi wieś Stężyca. Między tymi formami nie ma żadnego stopnia, powierzchnia tarasu podnosi się lekko w górę i przechodzi w lej doliny (mapa II). Północna dolinka, mająca u ujścia, a więc w miejscu połączenia się z tarasem, około 1 km szerokości, jest typową niecką, natomiast południkowa dolinka, nieco większa, jest rozcięta płytkim wąwozem, którym płynie woda tylko po deszczach i roztopach. Tu więc nieckowate dno dolinki jest zakłócone młodszym wcięciem. Wąwóz przedłuża się od ujścia dolinki w poprzek tarasu i tu stwierdzamy dość charakterystyczny fakt. Wąwóz jest granicą między właściwym tarasem 16-metrowym

* W polskiej terminologii geograficznej nie ustalono jeszcze nazwy na określenie tego typu form. Spotyka się nazwy „rozłóg“, „dolinka korazyjna“, „della“. Przyjmuję tu najbardziej neutralny termin „dolinka denudacyjna“ lub „niecka denudacyjna“. Odpowiadają one pojęciu *Dellen* Schmitthennera [153]. Dyskusję polskiej terminologii form podaje Dylik [25].

a jego erozyjnie obniżoną częścią, czyli tarasem 8-metrowym. Wody denudacyjne odprowadzone rowem przyczyniły się do ścięcia tarasu stężyckiego.

Ten sam typ dolin denudacyjnych spotykamy dalej na północ od Stężycy, u ujścia Potoku Łopiennickiego. Najładniejsze jednakże przykłady tych form znajdujemy na odcinku zbocza kotliny między doliną wymienionego potoku a następną ku północy doliną Potoku Suchodolskiego (Oleśniki). Są to niecki denudacyjne Dobryniowa, wsi i kolonii. Cechy ich są podobne jak niecek stężyckich. Ujścia ich przypadają w poziomie 16-metrowego tarasu bądź też są dostosowane do obniżonych (do 10 metrów wysokości) fragmentów tego tarasu. Pierwsza dolinka denudacyjna, tuż na północ od ujścia Potoku Łopiennickiego przedstawia ciekawy przykład wciąż czynnych na tarasie namulisk. Wody pochodzące z górnej części doliny odkładają u jej ujścia na tarasie spłukany z pól namuł piaszczysty. Widzimy tu również powolne, postępujące od dołu rozcinanie tarasu i dolinki w postaci rowu, pogłębianego działaniem wód opadowych.

W Dobryniowie-Kolonii połączone ze sobą dolinki denudacyjne tworzą w zboczu doliny Wieprza prostokątną zatokę, której dno leży w poziomie tarasu. Wysokość tarasu blisko rzeki wynosi 180 m n.p.m., w górę zaś zatoki podnosi się do poziomu 190 m n.p.m. Część niższa tarasu, jak wyżej opisałem, jest zbudowana z młodo-plejstocenijskich piasków. Natomiast jego powierzchnia, przedłużająca się w głąb zatoki, nie posiada piasków; jest to równy poziom, ścinający strzępy starej gliny zwałowej, a przede wszystkim kredę. Fakt ten, powszechny zresztą również we wszystkich tego rodzaju formach zbocza kotliny, świadczy o tym, że zatoka Dobryniowa jest elementem morfologicznej degradacji, dostosowanym do poziomu akumulacji. Między powierzchnią ścięcia denudacyjnego a tarasową powierzchnią akumulacyjną nie ma tutaj żadnej wyraźnej granicy — obie powierzchnie łączą się ze sobą w element jednolitej morfogenezy. Dwie młodsze dolinki rozcinają podłużny taras i całą zatokę. Są one już dostosowane do współczesnego poziomu dna doliny Wieprza (mapa II).

Opisane formy denudacyjne są niewielkich rozmiarów, ich długości nie przekraczają 4—5 km, przy szerokości do 2 km. Większe bezsprzecznie formy tego typu obserwujemy u ujść dolin lewobocznych dopływów Wieprza, spływających z Wierzchowiny Giełczewskiej. Wysokie zbocze doliny Wieprza, będące zarazem stokiem Kotliny Dorohuckiej, cofa się u ujść wspomnianych dolin, wchodzi w nie lejkowato, a u podnóża przesuniętego stoku znajduje się ścięta powierzchnia kredowa, odpowiadająca wysokości 16-metrowego tarasu Wieprza. Rozszerzenie takie chociaż na małą skalę występuje u ujścia Potoku Łopiennickiego (Popówka),

wyraźne jest i obszerne u ujścia Potoku Suchodolskiego, gdzie sięga od Oleśnik po Wolę Idzikowską. Rzecz ciekawa, że ścienia denudacyjne zachowują tu pierwotną wysokość tarasu, natomiast sam taras jest już obniżony do poziomu około 10 m w stosunku do dna doliny Wieprza.

Szersza od formy suchodolskiej jest zatoka u ujścia Giełczwi. Ma ona formę trójkąta o wysokości 7 km, którego podstawą jest zewnętrzna krawędź tarasu w okolicy Siostrzytowa, jego zaś wierzchołek leży w okolicy Struży. Płaskie garby kredowe między Trawnnikami a Biskupicami należą do tej podstokowej powierzchni. Graniczy ona z właściwym stożkiem doliny wzdłuż poziomicy 190 m.

W opisanych formach denudacyjnych między Krasnymstawem a Biskupicami mamy przykład pewnej gradacji wielkościowej tego samego zjawiska. Są to niewątpliwie formy denudacyjnego cofania się stoku Kotliny Dorohuckiej. Proces odbywa się za pośrednictwem szerokich nieckowatych dolinek, których cechy genetyczne i wiekowe dadzą się ustalić w sposób następujący:

1. Dna dolinek są płaskie. Łącząc się ze sobą tworzą równą lub lekko sfalowaną powierzchnię podstokową o nachyleniu poniżej 3°.

2. Zbocza dolinek są strome (10—15°, a nawet więcej) — utrzymują one zasadniczą stromiznę zbocza doliny Wieprza, będącego zarazem stożkiem i krawędzią wierzchowiny.

3. Spłaszczenie w profilu poprzecznym dolin denudacyjnych zaznacza się w ich górnej części, gdzie forma ta będąca w dole elementem zbocza staje się ku górze, bez wyraźnej granicy, elementem wierzchowinowym.

4. W kwestii wieku najważniejsze jest stwierdzenie, że dna dolin denudacyjnych i wytworzonych przez nie powierzchni podstokowych ścinają utwory starszego plejstocenu i kredy, są natomiast dostosowane do powierzchni tarasu, która, jak wiemy, pochodzi z ostatniego zlodowacenia. Postglacjalne formy linijne (wąwozy, rowy, żłobiny) rozcinają taras i dna dolin denudacyjnych.

Po wschodniej stronie kotliny w pasie granicznym z Pagórami Chełmsko-rejowieckimi występują formy identyczne w okolicach wsi Krupe. Bzite, Zawada. Są to doliny denudacyjne, może nawet bardziej rozległe i bardziej wyraziste aniżeli formy zachodniego zbocza kotliny. Wspaniała zwłaszcza, sucha dolina wiodąca od sarmackich wzgórz Gruszowa i Krynicy w kierunku Bzitego jest okazałym przykładem tego typu form. Ich znaczenie i sens genetyczny będzie niżej omówiony na tle ewolucji chełmsko-rejowieckiego krajobrazu gór wyspowych. Dodać należy, że wzmiankowane doliny denudacyjne kończą się również w poziomie głównego tarasu Kotliny Dorohuckiej.

Biorąc pod uwagę cechy genetyczne i wiek, nie popełniamy błędu twierdząc, że dolinki nieckowate na zboczach Kotliny Dorohuckiej oraz

płaty i listwy zrównań u stóp tych zboczy są formami denudacji peryglacjalnej, tak jak taras, do poziomu którego owe formy są dopasowane, jest efektem akumulacji peryglacjalnej. Należy przyjąć, że stoki kotliny po ostatnim interglacjale były bardziej wyrównane niż dzisiaj. Denudacyjne szczyrbienie poczęło się wówczas, gdy stoki pozbawione roślinności stały się łatwym łupem niszczącego działania wietrzenia i procesów zmywnych. Wzerające się w nie zatoki były dostosowane do panującej wówczas bazy denudacyjnej, tzn. do powierzchni tarasowych piasków peryglacjalnych.

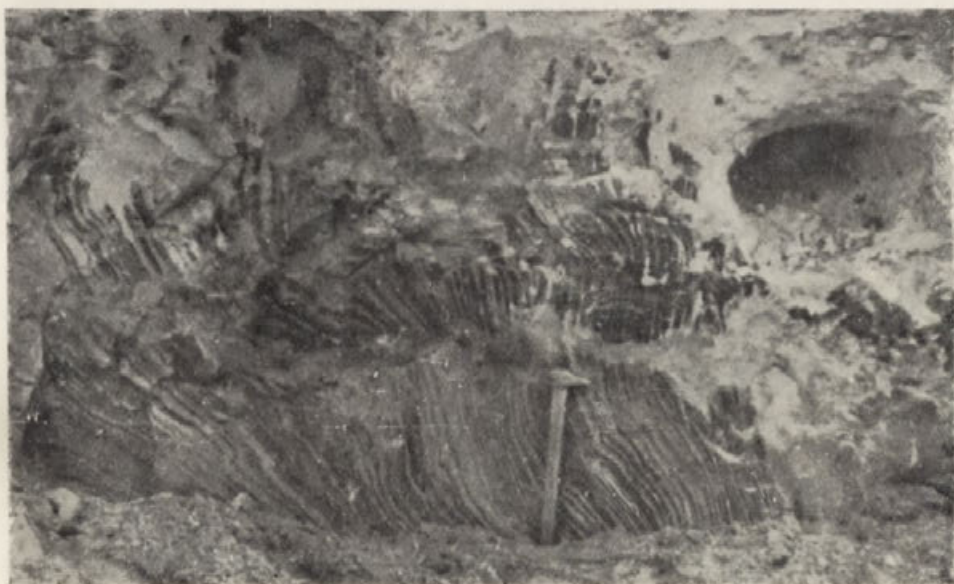
Zatoki rozrastały się szybciej u ujść dolin bocznych, co świadczy o tym, że i w tym czasie praca rzek wydatnie wspomagała procesy denudacji. Praca ta oczywiście polegała na odprowadzaniu materiałów dostarczonych w dół działaniem procesów stokowych.

W związku z tym możemy zanotować bardzo interesującą zmianę biegu rzeki Giełczwi. Rzeka ta spływa konsekwentnie z Wierchowiny Giełczewskiej począwszy od Pilaszkowic doliną południkową. W Piaskach Luterskich nieoczekiwanie skręca pod kątem prostym ku wschodowi, i równoleżnikową, głęboką doliną przebija się do Wieprza. W przedłużeniu południkowego odcinka doliny biegnie obniżenie dolinne w kierunku Mełgwi, a więc w kierunku szerokiej doliny potoku Stawka. Nie ulega najmniejszej wątpliwości, że to podłużne obniżenie jest właściwą, starą doliną Giełczwi i to stosunkowo z bardzo niedalekiej przeszłości. Dno starej doliny między Piaskami Luterskimi a Mełgwią (Emilianów) znajduje się dokładnie w poziomie tarasu peryglacjalnego ostatniego zlodowacenia (180 m). Jest zbudowane z tych samych piasków pylastych, równo warstwowanych, które są wszędzie tak typowe dla tego tarasu (mapa II).

Zmiana biegu Giełczwi odbyła się drogą przeciągnięcia. Sytuacja przeciągającego potoku była ułatwiona, ponieważ grzbiet kredowy, oddzielający dolinę Giełczwi od doliny Wieprza był w tym miejscu nadzarty głęboką zatoką denudacyjną, która, jak wyżej stwierdziłem, sięgała po Strużę. Szerokość erozyjnie przepiłowanego grzbietu wynosiła zatem tylko 4 km. Przeciągnięcie dokonało się już u schyłku glacjału i w postglacjale, czego dowodem jest to, iż między Piaskami Luterskimi a Strużą, a więc w przełomowym odcinku doliny nie ma żadnych śladów tarasu peryglacjalnego. Ostatnim jego fragmentem od zachodu, który zresztą nie sięga już w przełom, jest w Piaskach Luterskich płaskie wzgórze z ruinami kościoła.



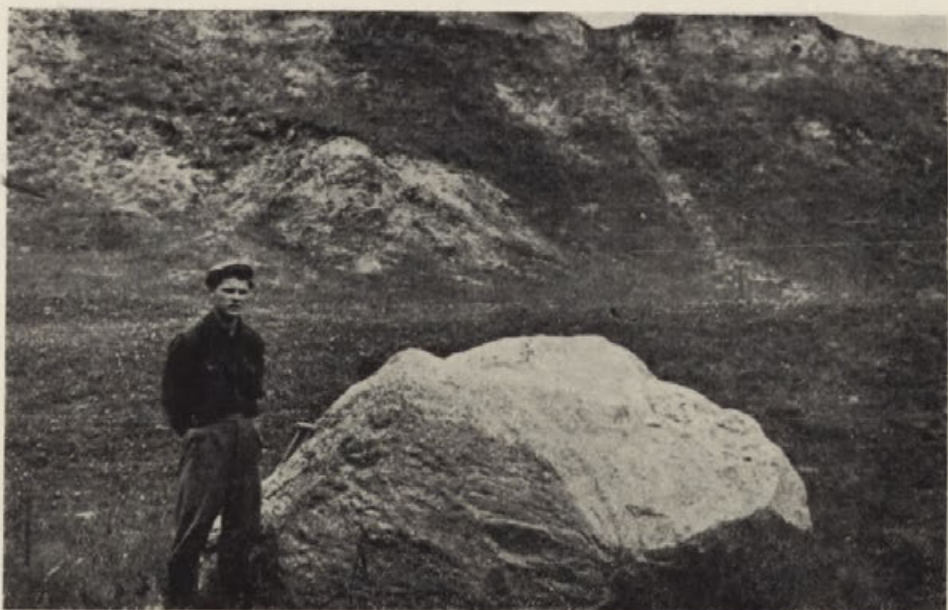
Fot. 13. Krawędź trzeciorzędowa w Podgórzu koło Chełma.
Na planie pierwszym szerokie zrównania podstokowe



Fot. 14. Pawłów. Glacitektonicznie przechylone piaski wstęgowe



Fot. 15. Soliflukcyjna struktura mułków lessowych w Białopolu.
Powyżej mułków soczewki gruzu i bloki skał lodowcowych



Fot. 16. Największy głaz narzutowy Wyżyny Lubelskiej w Białopolu

PAGÓRY CHEŁMSKIE I KOTLINA DUBIENKI

GÓRY WYSPOWE MIĘDZY CHEŁMEM A REJOWCEM

Ten najbardziej typowy obszar gór wyspowych składa się z dwu części, rozdzielonych łukowato biegnącą pradoliną, w obręb której wchodzi: dolina Uherki i Kotlina Rejowca. Ową pradolinę będą nazywał pradoliną chełmsko-rejowiecką. Na południe od niej znajduje się wyniosłe, sarmackie wzgórze Gruszowa, z „Grobowiskiem Ariańskim“ na szczycie (kulminacja tego obszaru — 286 m n.p.m.), oraz szereg mniejszych wzgórz kredowych. Na północ od pradoliny wzgórz jest znacznie więcej, a budowa ich bardziej urozmaicona.

Dla obu części istnieje wspólna podstawa pagórków. Jest to znany nam z innych regionów wyżyny poziomy średni, zbudowany z kredy łagodnie opadający ku północy w granicach 220—250 m n.p.m. Pradolina chełmsko-rejowiecka jest ostro wcięta w ten poziom — reprezentuje więc element innego systemu morfologicznego. Poziomy średni ma znamiona powierzchni erozyjno-denudacyjnej (ryc. 40).

Biorąc pod uwagę budowę geologiczną pagórów możemy wśród nich wydzielić trzy typy:

1. Pagóry wyłącznie zbudowane z kredy.
2. Pagóry kredowe, uwieńczone czapą trzeciorzędu.
3. Pagóry zbudowane z utworów plejstocenijskich.

Typ pierwszy odznacza się kopulastością formy. Są to owe pagóry najbardziej podobne do hełmu. Przykładem jest wzgórze, na którym wznosi się miasto Chełm bądź też góry w sąsiedztwie miasta, obok kolonii Wolwinów.

Pagóry kredowo-trzeciorzędowe mają przeważnie postać wzgórz stołowych, co zawdzięczają sarmackim piaskowcom krzemionkowym, budującym ich powierzchnię szczytową. Tam gdzie piaskowcowy strop sarmatu został zniszczony, wzgórza przybierają formę bardziej łagodną, kopulastą, a więc zbliżoną do pagórów kredowych. Należy podkreślić, że spąg trzeciorzędu nie przypada w poziomie cokołu kredowego (poziomy średni) — kreda pagórów wznosi się kilkanaście metrów ponad wspom-

nianą powierzchnią, co świadczy o tym, że wzgórza zostały wyodrębnione przez działanie denudacyjno-erozyjne w czasie tworzenia się poziomu średniego*.



Ryc. 40. Mapka morfologiczna krajobrazu gór wyspowych między Chełmem a Rejowcem

* Od czasów Jurkiewicza [56] i Siemiradzkiego [157] jest rzeczą znaną, że kreda pagórów nie jest jednolita. Na wierzchołkach pagórów pojawiają się czapy zwieźłej opoki mastrychtu, poniżej nich znajduje się miękka, chełmska kreda pisząca. Nie jest to jednakże regułą, nie można uważać tego zróżnicowania litologicznego za przyczynę istnienia form. Są tu bowiem pagóry wyłącznie zbudowane z kredy chełmskiej.

U podstawy trzeciorzędu znajdują się tu powszechnie zielone piaski z błyszczącymi żwirkami kwarcowymi, niczym nie różniące się od utworów, które gdzie indziej zaliczamy do oligocenu. Mamy je we wzgórzach Gruszowa (fot. 10) na wysokości około 260 m n.p.m., odsłaniają się one na stokach wielkiej, stołowej góry Janowa (na W od Chełma), we wsi Podgórze (na mapie topograficznej dawna nazwa — Spas) na wysokości 250 m n.p.m. (fot. 11), wreszcie znajdujemy je również na szczycie Dziewiczej Góry, na wysokości 229 m (fot. 12). Są to ważne fakty z punktu widzenia trzeciorzędowej paleomorfologii. Świadczą one o tym, że nie tylko w sarmacie, lecz już w oligocenie teren nasz był obniżeniem.

Według K o w a l e w s k i e g o [68] piaski i piaskowce kwarcytowe, które pokrywają oligocen i budują wierzchołki wzgórz, należą do dolnego sarmatu. Odnosnie do tych utworów można stwierdzić tę cechę ułożenia, która tak wyraźnie zaznacza się w sarmacie wzgórz okolic Piotrkowa i Chmiela na południe od Lublina. Idąc ku północy znajdujemy je w coraz niższym położeniu. Dotyczy to spągu i stropu tych utworów.

Trzeci typ pagórów denudacyjnych okolic Chełma i Rejowca, to formy zbudowane z utworów plejstocęńskich. Należą tu wspomniane już wzgórze okalające Kotlinę Pawłowa. Piękny przykład takiej formy tworzy wzgórze z kotą 248 na wschód od Marysina, a wreszcie podłużny wał koło wsi Majdan-Rybie. Cechą wspólną tych wzgórz jest to, że są wyłącznie zbudowane z utworów plejstocenu, nie mają w swoim trzonie skał starszych. Najczęściej są one jakby osadzone na cokole kredowym poziomu średniego, bądź też schodzą poniżej tego poziomu (Kotlina Pawłowa, dolina Uherki). Budują je piaski plejstocęńskie, u dołu grube, żwirzaste, często zawierające otoczaki kredowe, wyżej średnioziarniste. Piaski są ułożone prawie poziomo. Na powierzchni wzgórz leżą grube otoczaki wielkości pięści, rzadziej nieco większe głazy. Dużo jest wśród nich krzemieni.

Opisane pagóry wyspowe stanowią zespół form, o wspólnych cechach i wspólnym rozwoju. Ich genezę należy rozważyć pod kątem widzenia kształtujących je procesów denudacyjnych, należy również ustalić ich wiek. Ważnym stwierdzeniem jest to, że góry te nie są formami strukturalnymi, gdyż istnieją niezależnie od budowy geologicznej. Skały kredowe, trzeciorzędowe i plejstocęńskie mają dzisiaj pewne znaczenie, gdy idzie o mało istotny zewnętrzny profil pagórów i pod tym względem stwarzają niewielkie różnice w ogólnym wyglądzie gór wyspowych. Nie odgrywają natomiast żadnej roli w kwestii powstania tych form. Co więcej, pagóry wyspowe o różnej budowie geologicznej występują w sposób przemieszany tuż obok siebie, co jest powodem, że formy zbudowane wyłącznie ze skał plejstocęńskich uchodzą niekiedy za góry sarmackie lub odwrotnie, sarmackie pagórki wśród wzgórz plejstocęń-

skich nie zwracają należytej uwagi badaczy. Pagóry chełmskie nie są więc twarżdzielami, lecz typowymi ostańcami denudacyjnymi, wyciętymi w podłożu skał kredowych, trzeciorzędowych i plejstocenijskich, niezależnie od ich odporności na działanie czynników niszczących.

Fakt, że podstawą wzgórz jest cokolwiek kredowy, ścięty powierzchnią zrównania (poziom średni), zbliża ten teren do niżej opisanych pagórów i krawędzi Wierzchowiny Giełczewskiej w okolicy Piotrkowa i Chmiela. W stosunku do tego zespołu form obszar chełmski czyni wrażenie krajobrazu znacznie bardziej rozczłonkowanego. Jedynie płat Janowa jest większą „wyspą” wyżynną, gdzie można znaleźć typowe odcinki krawędziowe z całym „inwentarzem” form bardzo zbliżonych do elementów krawędzi w okolicy Piotrkowa i Chmiela.

Na plan pierwszy wysuwają się tu prostokątne doliny denudacyjne, których dno łagodnie się podnosi (z nachyleniem około 2°) od brzegów ku wnętrzu góry. Dwie typowe doliny wrzynają się od strony zachodniej (Janów, Stołpie, Podgórze), mają one brzegi równe i strome. Jest rzeczą godną uwagi, że półwyspy między dolinami są ścięte powierzchnią o nachyleniu, odpowiadającym mniej więcej nachyleniu dna dolin. Ta górna powierzchnia znajduje się na wysokości 220—240 m n.p.m., dno dolin na 190—220 m n.p.m. (fot. 13).

Wynika więc z tego, że mamy tu dwa piętra dolin denudacyjnych, należących do wyżynnego poziomu średniego, z tym że piętro dolne zostało już w części dopasowane do niższej bazy denudacyjnej, stworzonej przez współczesne doliny. Formy te występują jeszcze w obrębie kredy. Ponad nimi rozciąga się krawędź zbudowana z kredy i trzeciorzędu (oligocen, sarmat). Odznacza się ona niezwykłą świeżością — nachylenie stoku wynosi $20\text{—}25^\circ$.

Podobne cechy zniszczeń denudacyjnych śledzimy na stokach drugiej w tym obszarze co do wielkości grupy wzgórz wyspowych, koło Gruszowa. Zwraca tu uwagę silnie rozwinięta dolina Bzitego oraz strome stoki wzgórz. Kreda sięga do wysokości 258 m n.p.m., około 10 m ponad bardzo rozległy w tym miejscu poziom średni.

Pagóry wyspowe mniejszych rozmiarów są okolone całym systemem wstecznie połączonych dolinek denudacyjnych. Dziewicza Góra została w ten sposób oddzielona od grupy wzgórz Janowa. Dokoła bardzo typowych, kształtnych pagórków wyspowych koło Rejowca widzimy płaskie, nieckowate doliny.

Można przytoczyć dane, które świadczą o bogatej paleomorfologii krajobrazu wzgórz wyspowych. Jako przykład niech posłuży ten odcinek krawędzi wyżynnej, leżącej bezpośrednio na północ od Chełma, gdzie obszar wzgórz wyspowych ostro graniczy z rozległą, akumulacyjną równiną dolnej części dorzecza Uherki (między Uherką a Bugiem). Znajdują

się tu stoki góry stołowej Janowa, z oddzieloną Dziewiczą Górą, wzgórze okolic wsi Ochoża i Staw (Łysa albo Stawska Góra). Utwory miocenu występują tu w bardzo różnym położeniu. Oprócz piaskowców i piasków sarmackich oraz zielonych piasków oligocenu, które budują całą trzeciorzędową czapę stoliwa janowskiego (a więc powyżej 230 m n.p.m.), znany jest drugi poziom sarmatu, występującego nisko na stokach i u podnóża krawędzi. Są to znane K o w a l e w s k i e m u [68] piaski wsi Czulczyc lub wspomniane przez P r ó s z y ń s k i e g o [128] piaski wsi Horodyszczce i Malowanej. Nie jest dokładnie znany wiek tych utworów; pierwszy z autorów sądzi, że jest to sarmat środkowy, drugi pisze o sarmacie dolnym. W każdym razie wydaje się, że piaski Czulczyc są utworem młodszym od piasków i piaskowców występujących na szczytach pagórów. A zatem już w obrębie sarmatu nastąpiło głębokie rozcięcie górnej pokrywy trzeciorzędowej i kredy, powstanie stoku krawędzi oraz formowanie się gór wyspowych. O tej fazie erozyjnej świadczy również fakt, że piaski Czulczyc lub też odpowiadające im piaski Horodyszczca i Malowanej leżą na warstwie rezydualnej, o śladach dużego wietrzenia i rozmycia, zawierającej zubożałe żwiry kwarcytowo-krzemienne. W ich spągu brak typowych piasków oligoceńskich. Nowa sedimentacja sięgnęła tylko do wysokości 200—211 m n.p.m. Kontrast tego poziomu, będącego poziomem zbiornika, ze starszą rzeźbą widoczny jest zwłaszcza na przykładzie znanego rezerwatu przyrodniczego, kredowej Góry Stawskiej (239 m n.p.m.), która wznosi się wysoko niby wyspa ponad równą powierzchnią piasków czulczyckich. Podobnie wznosi się Dziewicza Góra ponad piaskami Horodyszczca.

Dane powyższe świadczą o tym jak skomplikowana i długa jest ewolucja wzgórz oraz jak wielkie znaczenie mają tu elementy paleomorfologiczne, pochodzące z różnych okresów trzeciorzędu. Epizod czulczycki nie miał większego wpływu na rzeźbę wyżyny, o czym świadczy fakt, że ten młodszy zalew sarmatu wygasł w strefie krawędzi chełmskiej, która była wówczas brzegiem zbiornika. Już w głębi doliny Uherki piasków trzeciorzędowych nigdzie nie znajdujemy.

Wobec tego wydaje się słuszny pogląd, że główny etap rozwoju pagórów przypadł i tu, podobnie jak w obszarach wyżyny na południe od Lublina, w okresie lądowym posarmackim. W tym czasie powstał tu poziom średni przez rozbitcie i zniesienie niegdyś zwartej pokrywy trzeciorzędowej i obniżenie powierzchni kredy. Oczywiście wielką rolę odegrały tutaj niecki denudacyjne, których tak świeże formy pochodzące już z plejstocenu zachowały się do dzisiaj zwłaszcza na krawędzi stoliwa janowskiego.

Nasuwa się jeszcze zagadnienie następujące. Pagóry chełmskie są pozostałością wysokiego poziomu wyżynnego, który w formie zwartej

pojawia się dopiero w strefie wierzchowninowej wyżyny (Wierzchowina Grabowiecka). Między obszarem pagórów a krawędzią Wierzchowiny Grabowieckiej ciągnie się pas, szerokości około 15 km, któremu brak cech rzeźby wierzchowninowej, a nie posiada on przy tym typowych gór wyspowych. Jest to falista powierzchnia kredowa na południe od pradoliny Uherki, w okolicy Deputycz, Kumowa i Leszczan. Zbudowana z kredy i rozcięta głębokimi dolinami należy prawie w całości do średniego poziomu wyżyny, a więc jest cokołem kredowym, ponad który tylko bardzo łagodne pagóry sięgają do wysokości 266 m n.p.m. (Sielec). Brak wyrazistości rzeźby wyspowej pochodzi zapewne stąd, że w obszarze tym trzeciorzęd uległ kompletnemu zniesieniu. Pojedyncze bloki skał sarmackich są rozrzucone na powierzchni wzgórz.

Wynika więc z tego, że płaty sarmackie okolic Chełma i Rejowca, konserwując morfologię ostańców denudacyjnych, przyczyniły się do zachowania ich świeżości — czego nie posiadają silnie zdenudowane, wyłącznie z kredy zbudowane formy pasa przejściowego. Sama krawędź Wierzchowiny Grabowieckiej jest mniej wyrazista aniżeli krawędź Wierzchowiny Giełczewskiej.

Pagóry Chełmsko-rejowieckie dostarczają wreszcie bardzo interesujących danych w kwestii udziału procesów peryglacialnych w kształtowaniu się tego typu rzeźby wyspowej. Zagadnienie to przedstawia się tutaj jaśniej aniżeli w pasie pagórów Piotrkowa i Chmiela. Zasadniczą rzeczą jest występowanie pagórów wyspowych, zbudowanych wyłącznie z utworów plejstocenijskich i to z utworów pochodzących z czasów zlodowacenia środkowo-polskiego. Ponieważ owe pagóry są integralną częścią krajobrazu wyspowego, wynikałoby z tego, że w ogóle ten typ rzeźby jest wieku plejstocenijskiego, a ściślej mówiąc, powstał tu już po zlodowaceniu środkowo-polskim. Wniosek ten byłby za daleko idący, albowiem jak wiemy z innych obserwacji rzeźba wyspowa miała swoje zasadnicze rysy już w preglacjale. Niemniej jednak przykład okolic Rejowca dowodzi, że udział plejstocenu w morfogenezie tego krajobrazu był bardzo poważny. Jakże to były procesy?

Pagóry plejstocenijskie są wyraźnie niższe od pagórów kredowo-trzeciorzędowych. Drugą, rzucającą się w oczy cechą ich morfologii jest to, że wierzchołki tych pagórów sięgają do wysokości około 240 m n.p.m. i na tym poziomie konsekwentnie się utrzymują. Jeżeli uwzględnimy, że pagóry te są zbudowane z osadów sedymentacji wodnej (żwir, piaski) nie trudno wyobrazić sobie, iż stanowią one resztkę jakiejś pokrywy plejstocenijskiej. Warunki dla powstania tej pokrywy były tu w czasie, gdy lodowiec środkowo-polskiego zlodowacenia dotarł do płytkich kotlin kredowych a opierając się o już istniejące pagóry kredowo-trzeciorzędowe (jest w tym dowód ich wcześniejszego powstania) stał się barierą zamyka-

jącą zbiornik rozległej sedymentacji fluwioglacjalnej. Piaski i żwiry wypełniły formy wklęsłe (m. in. pradolinę chełmsko-rejowiecką) i sięgnęły kilkanaście metrów powyżej kredowego poziomu średniego, a więc aż do 240 m n.p.m. Miąższość tej pokrywy w stosunku do dolin wynosiła ponad 50 m. Ostatni etap sedymentacji był równoczesny ze stwierdzoną w Kotlinie Pawłowa transgresją lodowca. To spowodowało osadzenie na całej powierzchni warstwy grubych żwirów glacyfluwialnych, a równocześnie nacisk lodowca na brzeżne partie pokrywy wywołał zaburzenia glacytektoniczne, widoczne tuż w pobliżu kotlin, będących ośrodkiem lodowcowego parcia.

Piaszczysto-żwirowa pokrywa została rozcięta w najmłodszym interglacjale, zaś w strefie peryglacjalnej ostatniego zlodowacenia nastąpiła tu intensywna modelacja. Pokrywy te ostały się jako wyspy w miejscach, do których erozja i denudacja miały najmniejsze szanse dojścia, a więc na działach międzykotlinowych. Najlepszym bodajże przykładem jest wydłużone wzgórze koło wsi Rybie, na działle między doliną Uherki a Kotliną Rejowca, które niesłusznie uważano dotychczas za stanowisko moreny czołowej. Jest ono zbudowane z równo warstwowanych piasków pod przykryciem pokrywy żwirowej. Śladem modelacji peryglacjalnej są utwory soliflukcyjne na stokach pagórów.

Tak jak w innych częściach wyżyny, deluwia u stóp stoków przechodzą w piaski, budujące zasadniczy taras dolin wyżyny. Powierzchnia tego tarasu wchodzi w Kotlinę Pawłowa, bez trudu można śledzić jego związek z tarasem doliny Wieprza, w kierunku której Kotlina Pawłowa jest odwadniana. Jest to taras ostatniego zlodowacenia. A zatem za pośrednictwem pokryw grawitacyjnych (soliflukcja) i deluwii (namycia), powlekających stoki plejstocęńskich pagórków, możemy udowodnić ich związek z utworami ostatniego zlodowacenia w dolinie Wieprza. Pagórki te nie mogą być moreną czołową, mimo że część z nich co do położenia pokrywa się z dawną strefą marginalną zlodowacenia (środkowo-polskiego), lecz są one formami erozyjno-denudacyjnymi z ostatniego okresu lodowcowego.

Istnieją dowody na to, że w tym czasie gdy peryglacjalne procesy formowały najmłodszą morfologię wyspową tego obszaru, stare peryglacjalne pagóry wyspowe uległy również dalszej ewolucji. Skutki działania peryglacjalnego widzimy przede wszystkim w silnym transporcie stokowym gruzów sarmackich, zdartych z czap wierzchołkowych i rozwleczonych dokoła pagórów. Gruz ten jest przemieszany na stoku wzgórz z piaskami lodowcowymi. Znakomitym tego przykładem jest Dziewicza Góra na NW od Chełma. Sarmat wierzchołka uległ prawie kompletnemu zniszczeniu (kilka bloków na szczycie), natomiast na stoku góry aż po cegielnię w Horodyszczu znajdujemy ogromną masę zwietrzałych bloków

sarmackiego piaskowca kwarcytowego, tkwiących w masie gliniastej. Stąd opisałem typowe struktury soliflukcyjne (J a h n [50]), z nieznaną dotychczas formą spływów, którą określiłem mianem soliflukcji walcowej.

O peryglacialnym nasuwaniu się całych płatów, jakby kier sarmatu na utwory plejstocenijskie, świadczy znów inny przykład, którego miejscem są pagóry na północ od Pawłowa. Tu pośród licznych pagórów plejstocenijskich mamy dwa wzgórza z płaskim wierzchołkiem zbudowane z typowo sarmackich skał, a więc piaskowca oolityczno-krzemionkowego i czystych kwarcowych piasków. Otóż na północnym, stosunkowo stromym stoku tych wzgórz od strony szosy Lublin — Chełm mamy zdumiewającą niezgodność stratygraficzną. Niezaburzone, chociaż lekko przechylone utwory sarmatu leżą na piaskach o strukturze soliflukcyjnej (jęzory piasku białego i żółto-brązowego), wśród których nierzadkie są ziarenka skaleni, odłamki i żwirki granitowe. Niezgodność ta świadczy o tym, że wielki płat wierzchołkowy, o miąższości kilkunastu metrów, przesunął się na stoku w dół i osiadł na pokrywie soliflukcyjnej.

Przykładów podobnych można by zacytować więcej. Dowodzą one niezbicie, że rozpoczęta u schyłku trzeciorzędu modelacja półsuchego klimatu, silnie atakująca stoki przez ruchy masowe i spłukiwanie, konsekwentnie trwa w warunkach peryglacialnego stepu i pustyni arktycznej.

KOTLINA PAWŁOWA

Na NW od Rejowca znajduje się niewielka, lecz bardzo ciekawa pod względem geologicznym i morfologicznym kotlina, w środku której leży słynna wieś garncarzy, Pawłów (ryc. 40). Kotlina jest osłonięta od północy, wschodu i południa podkową wzgórz, otwarta zaś ku zachodowi. W tym kierunku jest odwadniana, należy więc do dorzecza Wieprza. Kotlina Pawłowa tym różni się od podobnych, zresztą licznych, kotlinek obszaru chełmskiego, po pierwsze, że posiada resztki osadów oligocenijskich i prawdopodobnie miocenijskich, co świadczy o jej paleogeńskim wieku, po drugie, że plejstocenijskie przeobrażenia morfologiczne były tu bardzo znaczne zarówno wskutek działania procesów glacialnych (np. glacitektonika), jak też peryglacialnych. Naciski glacitektoniczne młodszego plejstocenu doprowadziły do silnego stłoczenia i przemieszczenia osadów trzeciorzędowych, preglacialnych i staro-plejstocenijskich, co w dużym stopniu utrudnia ustalenie właściwego następstwa warstw i historii rozwoju morfologicznego. Wyniki, jakie w tym zakresie osiągnąłem, zawdzięczam przede wszystkim gęstej siatce kilkudziesięciu wierceń, która pozwoliła rozszyfrować zawiłą strukturę spiętrzeń glacialnych.

Kotlina Pawłowa jest nieką kredową, w której zachowały się utwory trzeciorzędowe o bardziej urozmaiconym wykształceniu aniżeli gdzie indziej na wyżynie. Spotykamy tu pakiety zielonych piasków oligoceńskich (cegielnia we wsi Krowica na północ od Pawłowa), czarne, tłuste ły z resztkami roślin, ły żółte i popielatoszare mułki z mikią, a wreszcie czyste piaski kwarcowe również z blaszkami miki. Schemat stratygraficzny plejstocenu kotliny zawiera następujące utwory od góry:

1. Piaski tarasowe w kotlinie i piaszczysto-pyłowe deluwia na zboczach.

2. Bruk górny.

3. Piaski wstęgowe.

4. Piaski i żwiry fluwioglacjalne.

5. Gлина zwałowa, szara.

6. Mułki i ły warstwowane, żółte, z warstewkami żwirków miejscowych (bez materiału północnego).

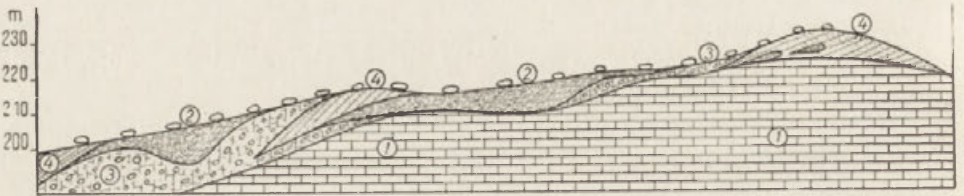
Jedynie dwa pierwsze utwory znajdują się w położeniu normalnym, pierwotnym, pozostałe starsze osady glacialne i preglacialne (warstwa 6) uległy silnemu przeładowaniu, stłoczeniu i spiętrzeniu, czego dowodem jest ich typowa struktura glacitektoniczna (fot. 14). Zaburzenia te należy wiązać z brukiem górnym, którego wiek określam na zlodowacenie środkowo-polskie. A zatem Kotlina Pawłowa była w zasięgu strefy marginalnej tego zlodowacenia.

Cały element glacitektoniczny Pawłowa składa się z dwu części. Część wewnętrzna (bliżej Pawłowa) — to pas zaburzonej moreny dennej, szarej, w którą wgniecione zostały utwory trzeciorzędowe. Część druga elementu, zewnętrzna, składa się z zaburzonych i skośnie ustawionych piasków i żwirów fluwioglacjalnych. Ta część obejmuje wzgórze zamykające kotlinę od południa (od strony Rejowca) i wschodu; ich trzon jest wprawdzie zbudowany z kredy, lecz są one grubo przykryte zaburzonym fluwioglacjałem (ryc. 40).

W strefie stłoczonych glin zwałowych, a więc w części wewnętrznej, bliżej Pawłowa znajdują się w postaci gniazd utwory trzeciorzędu, w tym głównie czarne ły garncarskie. Stare lub świeże zroby glinianek znaczą trzy miejsca ich występowania, a więc koło cmentarza w Pawłowie, między drogą Pawłów — Rejowiec a lasem wsi Pawłów oraz na polach wsi Majdan-Stajne. Są to soczewki do 12 m grube, całą swoją strukturą ściśle zespolone z podścielającymi je glinami zwałowymi. Jest rzeczą znamioną, że sfałdowany trzeciorząd znajduje się tylko na południowych zboczach kotliny — nie ma go na jej dnie. Nie trudno sobie wyobrazić, że jezior lodowy, który wkroczył do kotliny od północno-zachodu, wyparł plastyczne ły garncarskie wraz z resztkami piasków trzeciorzędowych z dna kotliny — bo tu niewątpliwie szukać należy

miejsca ich pierwotnego położenia — na kredowe stoki południowe. Nastąpiło przy tym przesunięcie i odwrócenie układu dawnego, albowiem w obecnym położeniu trzeciorzęd z reguły jest podścielony gliną morenową starszego zlodowacenia. Podstawą chałupniczego przemysłu garncarskiego Pawłowa są właśnie owe porozrywane pakiety i soczewki surowca ceramicznego wśród utworów lodowcowych (ryc. 41).

Obszar Pawłowa jest więc z punktu widzenia geologii czwartorzędu, a zwłaszcza z punktu widzenia stosunkowo słabo u nas znanych struktur glacitektonicznych, dlatego ważny i interesujący, że na jego przykładzie możemy śledzić bardzo dokładnie zależność od starszego podłoża form i struktur osadów lodowcowych w marginalnej strefie zlodowacenia.



Ryc. 41. Glacitektoniczne struktury wzgórz na południe od Pawłowa.

1 — kreda, 2 — stłoczone soczewki ilów trzeciorzędowych, 3 — glina zwałowa, 4 — piaski fluwioglacjalne

Lodowcowy jezior pawłowski miał dużą energię działania tylko w osi kotliny, skąd, jak wspomniano, usunął miękkie osady trzeciorzędu. Parcie było tu gwałtowne, amplituda i gęstość zaburzeń duża, lecz przesunięcia poziome stosunkowo nieznaczne, rzędu 2—3 km. Osady oligoceńskie i preglacjalne w Krowicy, które nie leżały na osi działania jeziora, mają znacznie mniejszą intensywność zaburzeń.

W ten sposób zarysowują się następujące wnioski, które mogą być przyczynkiem do ustalenia reguł działania lodowca w warunkach narzuconych morfologią preglacjalnego podłoża:

1. Lodowiec, który dotarł w okolice Pawłowa, uległ drobnemu rozczłonkowaniu. Między wzgórzami kredowo-sarmackimi, o wysokości względnej 60 m, doszło do wydzielenia małego jeziora lodowego, który zajął preglacjalną (prawdopodobnie preoligoceńską) Kotlinę Pawłowa. Drugi podobny jezior wkroczył do sąsiedniej Kotliny Klementynowa (na E od Pawłowa).

2. Pod naciskiem lodowca uległy zgnieceniu i nieznacznemu przesunięciu utwory trzeciorzędowe i utwory starszego plejstocenu. Są to silne zaburzenia wewnętrznej strefy glacitektonicznej kotliny.

3. Równocześnie zostały osadzone utwory fluwioglacjalne na brzegach kotliny oraz na powierzchni grzbietów okalających kotlinę. Wody lodow-

cowe kierowały się do wielkiego, peryferycznego obniżenia, wiodącego przez Rejowiec do doliny Uherki. Są tu ślady starych, wspomnianych w poprzednim rozdziale stożków sandrowych, w postaci piasków i żwirów, które na krańcach Kotliny Pawłowa wznoszą się 50 m ponad poziom dna kotliny. Osady te mają strukturę bardzo łagodnych spiętrzeń glacictektonicznych, znacznie słabszych od zaburzeń moreny i trzeciorzędu środka kotliny. Jest to więc zewnętrzna strefa zaburzeń w obrębie osadów, co do wieku równych temu zlodowaceniu, które owe zaburzenia spowodowało.

PRADOLINA CHEŁMSKO-REJOWIECKA

Nazwą tą obejmuję formę, która regularnym łukiem przewija się przez cały obszar Pagórów Chełmskich, od Chełma przez dolinę Uherki, Kotlinę Rejowca, dalej głębokim obniżeniem w okolicy wsi Stajne i Krasne łączy się z doliną Wieprza koło Dorohuczcy. Ta niegdyś jednolita i czynna dolina spełniała ważną rolę w odprowadzaniu wód lodowcowych, zasługuje więc na nazwę pradoliny. Dzisiaj rozdzielona jest poprzecznie dwoma działami wodnymi zbudowanymi z utworów plejstocenijskich a więc znanym wałem piaszczysto-żwirowym w Majdanie-Rybie, który rozgranicza wody systemu Bugu (Uherka) i Wieprza oraz piaszczystymi wzniesieniami koło wsi Stajne na W od Rejowca, któredyś biegnie lokalny dział w obrębie dorzecza Wieprza. Koło Chełma dolina Uherki traci swój charakter wyżynny, rozszerza się w ogromną, akumulacyjną równinę, która łączy się już z doliną Bugu (ryc. 40).

Pewne materiały do geologii i morfologii tej pradoliny, a zwłaszcza jej odcinka chełmskiego, znajdujemy w literaturze. Lewiński [90] w roku 1932 podał wiadomość, że wzmiankowana forma ma 25 m głębokości, dalej, że jest zbudowana z kredy, wyścielona u dołu nieprzepuszczalnym dla wód mułem kredowym, wyżej zaś wypełniona wodonośnymi piaskami, zawierającymi żwirki granitowe, wreszcie u góry — żółtymi mułkami. Piaski dolinne uznał Lewiński za osad z czasów najstarszego zlodowacenia polskiego, starszego od zlodowacenia krakowskiego. Po wojnie ogłoszone notatki Prószyńskiego [128] i autora (wspólnie z prof. Turna-Morawską) przyniosły dalsze wiadomości, zwłaszcza w zakresie pozycji stratygraficznej podobnych do lessu mułków, które wydobywane są w licznych cegielniach w dolinie Uherki, głównie w Horodyszczu. Lewiński sądził, że mułki owe są utworem najstarszego interglacjału, ponieważ stwierdził ich zapadanie pod młodszą (krakowską) morenę. Pod wpływem tej sugestii, po wstępnych obserwacjach terenowych byłem skłonny uznać mułki Horodyszczu za ekwiwa-

lent staro-plejstocęńskich mułków lessowych, występujących w różnych częściach wyżyny. Bliższe były prawdy zapatrywania Prószyńskiego, który uważał owe mułki za utwór młodszy i zaliczał je do swojej tzw. „starszej serii osadów słodkowodnych“, bezpośrednio poprzedzającej zlodowacenie środkowo-polskie. W ogóle wspomnieć tutaj należy, że wymieniony autor poczynił tu cały szereg bardzo trafnych spostrzeżeń w zakresie osadów jeziornych, które podzielił na dwie części. Dolna część jest starsza, górna zaś młodsza od zlodowacenia środkowo-polskiego. Datowanie obu seryj jest jednakże u Prószyńskiego błędne, ponieważ autor wziął za podstawę podziału „warstwy glinowate, częściowo zniszczone lub zmięte“ (określenia według Prószyńskiego), które występują w stropie mułków, a mają być lokalną moreną zlodowacenia środkowo-polskiego. Warstwa, o której mowa, była przeze mnie bardzo dokładnie opisana w związku z charakterystyką struktur peryglacialnych, odsłoniętych w wykopie cegielni w Horodyszczu (Jahn [50]). Jest to bezsprzecznie poziom soliflukcyjny (soliflukcja walcowa) pochodzący z najstarszego zlodowacenia a nie morena, jakby się to mogło pozornie wydawać. Wobec tego wiek mułków horodyskich nie może być interpretowany ani według przesłanek Lewińskiego [90], ani moich z roku 1948 [45] i Prószyńskiego z 1952 r. [128]. Do sprawy tej jeszcze powrócę, omawiając chronologiczny rozwój pradoliny chełmsko-rejowieckiej.

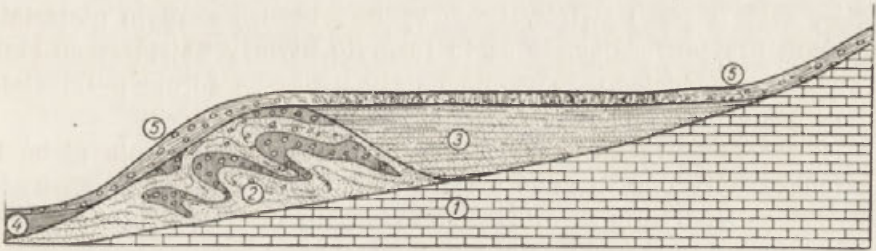
Dolina Uherki na północ od Chełma ma po części cechy starej formy ekshumowanej. Przede wszystkim znamienym faktem jest wspomniane wyżej występowanie utworów mioceńskich (sarmackich) w okolicy Czuczyc i Horodyszcz. Piaski sarmackie, rzecz ciekawa, glacitektonicznie zupełnie niezaburzone (mimo potężnej pracy lodowców w dolinie) znajdują się tu 20 m ponad dnem doliny, tzn. na wysokości 200 m n.p.m. Dolina plejstocęńska, która powstała przez rozcięcie sarmatu i pogłębienie dna kredowego, sięga w głąb do poziomu 160 m n.p.m., z czego wynika, że amplituda zmian morfologicznych powstałych w tym okresie w dolinie Uherki wynosi około 40 m.

Dolina Uherki na południe od Chełma, a więc w swoim odcinku wyżynnym, jest formą w całości plejstocęńską, o czym świadczy fakt, że utwory trzeciorzędowe typu Czuczyc i Horodyszcz w głąb doliny poza Chełm nie sięgają.

Osady czwartorzędowe, które wypełniały niegdyś dolinę, a zachowały się fragmentarycznie w tarasach, podzielić można na trzy części. Najstarsze budują koło Chełma taras o wysokości bezwzględnej 200 m (20 m ponad dnem doliny). Najlepiej są odsłonięte w znanej, wielokrotnie badanej odkrywce (Lewiński [87], Prószyński [128], autor [45]), w piaskowni chełmskiej koło szpitala. Dopiero poszerzenie

dołu piaskowni i dodatkowe wiercenia pozwoliły rozwiązać trudności sytuacji geologicznej, wynikające z tego, że w tarasie tuż obok siebie występują dwa elementy, o zaburzonej i niezaburzonej strukturze. Schemat przekroju podaje załączony rysunek (ryc. 42). Element starszy, glacitektonicznie intensywnie przefałdowany, składa się z gliny zwałowej, piasków i mułków fluwioglacjalnych. Są to resztki wału moreny czołowej, który biegł wzdłuż doliny Uherki, w pewnej odległości od zboczy. Przestrzeń między wałem a zboczem doliny została wypełniona niezaburzonymi piaskami fluwioglacjalnymi.

To są najstarsze osady dolinne, które, jak na podstawie wielu przesłanek można wnioskować, należały do zlodowacenia środkowo-polskiego.



Ryc. 42. Schematyczny przekrój przez taras doliny Uherki we wsi Malowana (piaskownia chełmska).

1 — kreda, 2 — element glacitektoniczny, fluwioglacjalny i morena, 3 — piaski fluwioglacjalne, niezaburzone, 4 — mułki i łął jeziorne, 5 — pokrywa peryglacjalna o strukturze inwolucyjnej na powierzchni płaskiej i soliflukcyjnej na powierzchni pochyłej

Lodowiec tego okresu był niespokojny i podlegał częstym i gwałtownym oscylacjom. Jeżeli połączymy najbardziej na południe wysunięte stanowiska struktur glacitektonicznych wywołanych tymi oscylacjami w obszarze Chełm—Rejowiec otrzymamy linię łuku, która właśnie naśladuje obniżenie Uherki i Kotliny Rejowca. Nie ulega wątpliwości, że forma ta była rynną odwadniającą czoło lodowca. Wysoka powierzchnia fluwioglacjalnych piasków i żwirów, której resztki znaczą nam wierzchołki plejstocenijskich wzgórz wyspowych, opada ku naszej pradolinie. Wody lodowcowe w czasie maksymalnego zasięgu lodów przelewały się więc pradoliną prawdopodobnie z zachodu ku wschodowi. Była to również linia odpływu wód Wieprza w czasie, gdy lodowiec wypełniał prawie całą Kotlinę Dorohucką. Tym wspólnym działaniem wód rzecznych i lodowcowych można wyjaśnić zarówno wielką i grubą sedymentację w pierwszym okresie, jak też późniejsze głębokie rozcięcie pokrywy żwirowej i wytworzenie właściwej pradoliny. Liczne pakiety żwirów zachowane w zboczach doliny Uherki i Kotliny Rejowca, są pozostałością tej pokrywy. Nie wykluczam, że obniżenie to istniało już w czasie starszych

zlodowaceń, lecz właściwa jego rola przypada na zlodowacenie środkowo-polskie.

Pradolina chełmsko-rejowiecka jest w tym obszarze największą i zarazem najstarszą formą odwodnienia marginalnego zlodowacenia środkowo-polskiego. Druga rynna odpływu wód, którą znalazł Prószyński [128], biegnie obniżeniem między kredowo-sarmackimi wzgórzami wyspowymi koło stacji kolejowej Zawadówka. Tak jak poprzednio opisana pradolina, tak też i to obniżenie rozdzielone jest dzisiaj działem wodnym na dwa odcinki, należące do dorzecza Bugu i Wieprza. Na działle przewiercono grubą (28,5 m) serię utworów plejstocenijskich, pod którą zagrzebane jest dno starej doliny, leżącej na wysokości 200 m n.p.m. Prószyński znalazł w spodzie tej serii plejstocenijskiej warstwę margli piaszczystych i żwirów kredowych, z bardzo skąpym materiałem północnym przypuszczając, że są to rozmyte utwory najstarszego zlodowacenia. Wynika z tego, że rynnę należy uznać za formę preglacjalną.

Z przedstawionych danych można wysnuć dwa wnioski:

1. Obszar Pagórów Chełmskich jest rozcięty poprzecznie głębokimi rynnami. Łączyły one niegdyś system Bugu i Wieprza w jedną hydrograficzną całość. Rynny są młodsze od sarmatu (nie wypełnione utworami tego wieku), przypuszczalnie preglacjalne.

2. Rynny te spełniały ważną rolę w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego, odprowadzając wody krawędziowe w czasie największego zasięgu lodowca i w czasie jego regresji.

Dzisiejsze działły poprzeczne tych rynien, dzięki którym zaznacza się odrębność systemu Bugu i Wieprza, powstały po zlodowaceniu środkowo-polskim. Dowód tego widzimy w tym, że znaczne pogłębienie rynien na wschód i na zachód od działów dokonało się poniżej utworów środkowo-polskiego zlodowacenia, podczas gdy na działach zachowały się utwory tego wieku prawie w pierwotnej, niezniszczonej pozycji. Dolina Uherki pod Chełmem dostarcza w tym względzie przekonujących przykładów. Serie fluwioglacjalne, przeważnie glacitektonicznie zaburzone, ciągną się na brzegu doliny w poziomie tarasu odsłoniętego w piaskowni chełmskiej, a więc na wysokości 200 m n.p.m. lub nieco powyżej (wzgórze z kotą 219 na W od Chełma). Poniżej tego tarasu znajduje się głęboka rynna erozyjna, młodsza od zlodowacenia środkowo-polskiego, wypełniona osadami rzecznyymi i jeziornymi, równo ułożonymi, bez żadnych śladów zaburzeń naciskowych. W cegielni w Horodyszczu wykryto strome (prawie pionowe) zbocze rynny, zbudowane z piasków lodowcowych, warstwowanych, przewalonych pod bardzo stromym kątem. Do brzegu przypierają równo i poziomo warstwowane, żółte i szare mułki ilaste (wydobywane w cegielni), których wiek był dotychczas sporny. Pod mułkami są równo warstwowane, gruboziarniste piaski ze żwirikami

kredowymi i krystalicznymi. Sprawa wieku tych rzeczno-jeziornych osadów wydaje się teraz prosta. Są one więc młodsze od utworów zlodowacenia środkowo-polskiego.

Drugiego przykładu dostarcza wspomniana piaskownia chełmska. Tu również ilaste mułki żółte są poza zaburzonymi utworami tarasu, a więc obok nich i poniżej nich (ryc. 42). Podobna sytuacja jest w cegielni w Zawadówce (na W od Chełma), w Trubakowie (na SW od Chełma) oraz w Okszowie (na N od Chełma). Jest to dostateczna ilość punktów, aby wyznaczyć położenie przestrzenne tych mułków. Doskonale odpowiadają one sobie wysokością jako osad zamkniętego zbiornika wodnego, wyściełają dolinę Uherki do wysokości 190 m n.p.m. Z nich jest zbudowany taras akumulacyjny wzniesiony około 10 m ponad aluwialnym dnem doliny, a tyle samo poniżej tarasu zlodowacenia środkowo-polskiego.

Kolejność zdarzeń geomorfologicznych określonych faktami stratygrafii geologicznej jest więc następująca:

1. Powstanie tarasu 20-metrowego z utworów fluwioglacjalnych, przykrywających i ścinających spiętrzoną morenę boczną i czołową lodowca wycofującego się z doliny Uherki. Zlodowacenie środkowo-polskie.

2. Rozcięcie całej pokrywy utworów glacialnych i fluwioglacjalnych, powstanie rynny, której głębokość wynosiła około 40 m (w stosunku do powierzchni zasypania z poprzedniego zlodowacenia) jak można wnosić na podstawie wierceń Lewińskiego [87]. Było to działanie wód ostatniego glaciału, ściślej mówiąc, faza kataglacjalna tego okresu. Wtedy zdecydowanie został przerwany dawny związek hydrograficzny Bugu i Wieprza, ponieważ rzeki obu systemów pracowały niezależnie od siebie. Utrwalone zostały działy pradolinne, które wprawdzie poczęły się już rysować bezpośrednio po ustąpieniu lodowca, w związku z rozcinaniem przez rzeki pokrywy wysokiego zasypania, lecz teraz dopiero wystąpiły jako formy wyraźnie górujące ponad dnami dolin.

3. Nastąpiła sedymentacja piasków rzecznych a po nich mułków ilastych. Jest to faza anaglacjalna kończąca ostatni interglacjał. Powstała wówczas pokrywa sedymentacyjna, w 3/4 wypełniająca kataglacjalną rynnę erozyjną. Wielkie jezioro, którego osady wyrównały dno doliny w poziomie 190 m n.p.m., jest ostatnim epizodem tej wielkiej sedymentacji. Mułki zawierają materiał lessowy, czego dowiodła analiza Turnau-Morawskiej [45], optycznie są bardzo podobne do jeziornego lessu. Należy więc sądzić, że powstały one z rozmycia lessu, po którym w okolicach Chełma nie dochowały się do dzisiaj żadne ślady.

4. Teraz dopiero powstała warstwa, której nie rozpoznanie i błędna interpretacja stała się źródłem pomyłek w całym schemacie stratygraficznym czwartorzędu okolic Chełma. Jest to poziom struktur krioge-

nicznych, a więc soliflukcyjnych na zboczach, inwolucyjnych na powierzchniach płaskich. Ścina on wszystkie warstwy poprzednie; za jego pośrednictwem materiał morenowy starszych zlodowaceń został przetrzucony na powierzchnię młodszych utworów. Grube bloki piaskowców sarmackich i skał północnych tą drogą dostały się na powierzchnię mułków w Horodyszczu, w piaskowni chełmskiej, w cegielni trubakowskiej i dlatego całość tej pokrywy została niesłusznie uznana za utwór morenowy. Lewiński [87] sądził, że jest to morena zlodowacenia krakowskiego, Prószyński [128] zaś, że środkowo-polskiego. Szczególnie dobrze widać to odwrócenie sytuacji stratygraficznej u stóp zbocza tarasu przeciętego dołem piaskowni chełmskiej (ryc. 42). Warstwę struktur kriogenicznych należy wiązać z ostatnim zlodowaceniem (bałtyckim).

5. Pokrywa mułków jeziornych uległa kolejnemu rozcięciu postglacialnemu, po czym uformowane zostało akumulacyjne, współczesne nam dno doliny.

Tak więc przedstawia się plejstocenska historia pradoliny chełmsko-rejowieckiej oraz doliny Uherki, terenu, który jest przez to pouczający i ważny, że pozwala jak nigdzie indziej na wyżynie rozróżnić elementy morfologiczne, powstałe w czasie dwu ostatnich zlodowaceń.

KOTLINA DUBIENKI

Nazwą tą obejmujemy rozległą, akumulacyjną równinę nadbużańską, zamkniętą po stronie polskiej krawędzią wyżynną na odcinku Płaskowyżu Horodelskiego i Wierzchowiny Grabowieckiej (od południa) oraz Pagórów Chełmskich (od zachodu). Północną granicą kotliny jest trzeciorzędowy wał Uhruska. Bug płynie w poprzek kotliny, zbierając wody nizinnych systemów dolnej Uherki, Udału i Wełnianki. Kotlina ma charakter wołyńsko-poleski, tym ciekawszy jest więc kontrast podmokłej, zatorfionej równiny jej dna z żywym reliefem krawędzi wyżynnej.

Wysokość aluwialnego dna kotliny wynosi 170—180 m n.p.m. Składa się ono z dwu części: niższej, łąkowej, rozpościerającej się na podłożu najmłodszych napływów dolinnych, mad, mułów i torfów, oraz wyższej, suchej polnej, zbudowanej przeważnie z piasków i mułków piaszczystych. Jeszcze wyżej sięgają drobne pagórki, które jakby wynurzają się spośród równiny dennej. Ich wysokość na ogół nie przekracza 190 m n.p.m., a jedynie w pobliżu brzegów kotliny, a więc krawędzi wyżyny, pagórki owe osiągają wysokość 210 m n.p.m.

Pagórki owe są resztką starej rzeźby, rozmytej, zniszczonej i akumulacyjnie wyrównanej. Stąd śledzenie ich budowy geologicznej przedsta-

wia również korzyść z punktu widzenia stratygrafii utworów plejstocенskich, które niegdyś wypełniały kotlinę.

Prószyński [128] generalizując swoje spostrzeżenia w okolicach Chełma (których część nizinna należy już do obszaru dennego kotliny), pisze o dwu seriach osadów słodkowodnych jeziornych, przedzielonych powierzchnią abrazyjną. Autor ów dopuszczał istnienie tu ogromnych jezior, których wysoko spiętrzone wody przelewały się niekiedy przez przełęcz brzegu kotliny (np. koło Zawadówki na wysokości 226 m n.p.m.). Prószyński przypisywał również doniosłą rolę procesom brzegowym jezior, a więc abrazyjnej działalności fal, dzięki czemu miały powstać tarasy nadbrzeżne i strome skarpy brzegowe.

Podany wyżej pogląd Prószyńskiego o ogromnej sedymentacji typu jeziornego w kotlinie — a dodajmy również wód rozlewiskowych wolno płynących rzek — należy uznać za słuszny. Nie można natomiast akceptować wniosków wymienionego autora, gdy idzie o wiek osadów, nie da się także pogodzić ze stanem faktycznym pogląd o tak wysokim zasięgu wód, o jakim wspomina Prószyński, o istnieniu dwu cykli abrazyj i o występowaniu tzw. „lokalnych moren“. Sprawy te zostały już częściowo wyjaśnione w poprzednim ustępie. Prószyński nie rozpoznał utworów zboczowych kotliny, które sięgają do dna kotliny i zazębiają się tu z pokrywą sedymentacji wodnej. Owa facja zboczowa jest charakterystyczna nie tylko dla strefy krawędziowej kotliny, znajdziemy ją również na powierzchni pagórków — wysp, sterzających z dna kotliny. Ten typ pokryw powleka tu kredę oraz różnego rodzaju utwory plejstocенskie, pochodzące z różnych zlodowaceń. Oto przykłady tej budowy wybrane spośród pagórków dennych kotliny, rozciągających się wzdłuż szosy Chełm—Hrubieszów.

Wzgórze we wsi Kamień z kotą 201 m ma kształt wydłużony w kierunku N—S, z pozoru przypomina oz. To wrażenie morfologiczne znajduje, zdawałoby się, potwierdzenie w budowie geologicznej. W istocie tak jednak nie jest. Trzon pagórka jest zbudowany z kredy. Na niej leżą piaski plejstocенskie, zawierające sporo materiału trzeciorzędowego, silnie zabarwione glaukonitem. W stropie piasków występuje warstwa żwirów o wielkości orzecha, prawie wyłącznie z materiałem północnym, krystalicznym. Są one silnie zwietrzałe, jest to warstwa o typie rezydualnym. Na nich leżą głazy, bloki, zarówno północne jak też miejscowe, sarmackie. Jest to więc bruk po rozmytej morenie. W dolnej części wzgórza znajdują się żółte i siwe mułki piaszczyste i ilaste. Z nich zbudowany jest szeroki taras o wysokości 190 m n.p.m., który bocznie przypiera do wzgórza. Na nim stoi wieś Kamień i Majdan Kamieniecki. Sytuacja jest jasna: piaszczysto-żwirowe wzgórze wynurza się z poziomu mułków (ryc. 43).

Ponad ten poziom wznoszą się dwa dalsze kopulaste pagórki w Czerniejowie i Mołodutynie. Oba są zbudowane z piasków, uwieńczonych rezydualną warstwą żwirów i bloków. Profil geologiczny wzgórza Mołodutyna jest jeszcze dlatego bardzo interesujący, że w spodzie piasków znajduje się szara glina zwałowa. Wzgórze kryje więc w sobie dwa poziomy glacialne.

Inny typ różniący się od poprzednich budową, a nawet formą, przedstawia wzgórze w Wołkowianach. Bardziej masywne i szersze jest zbudowane z szarej moreny dennej, spoczywającej na cokole kredowym. Charakterystycznym faktem jest występowanie w niej dużej ilości dobrze otoczonych głazików wapienia paleozoicznego. Grubość moreny dochodzi do 13 m.

Gdy zbliżamy się do brzegu kotliny, którym jest krawędź wyżynna, powierzchnia wzgórz wyspowych dna kotliny zwiększa się. Nie trudno



Ryc. 43. Schematyczny przekrój wyjaśniający budowę geologiczną dna Kotliny Dubienki. 1 — kreda, 2 — morena zlodowacenia krakowskiego, 3 — pokrywy piaszczysto-żwirowe zlodowacenia środkowo-polskiego, 4 — mułki

połączyć ich płaskie wierzchołki ze sobą, wówczas taka zrekonstruowana powierzchnia utworzy jakby stopień brzeżny kotliny. Jego wysokość jest stała — 200 do 210 m n.p.m. W wyniku zniszczeń denudacyjnych stopień zachował się do dzisiaj w postaci szerokich wypustek, zwłaszcza w Białopolu, Dryszczowie, Leszchanach i Haliczanach.

Cechą typową budowy wzmiankowanego stopnia jest obecność w nim kredy, na której w zakłębłościach przetrwały resztki utworów preglacialnych i staro-plejstocenijskich. Znane jest pod tym względem Białopole, z dobrym odsłonięciem tych utworów w dole klinkierni. Wspomnieć należy, że Ludomir Sawicki [144] widział tu tylko morenę czołową, Prószyński [128] utwory jeziorne swojej starszej serii, autor niniejszej pracy miał sposobność dostrzec tu bardziej zróżnicowany profil czwartorzędu, co było podstawą odmiennej od poprzedników interpretacji odsłoniętych w klinkierni utworów (Jahn [50]).

Utwory białopolskiego profilu wypełniają płaską nieckę kredową i są wyrównane na wysokości 208 m n.p.m. Kreda wynurza się na N i S od klinkierni, maksymalna zaś miąższość czwartorzędu, który został zbadany nie tylko na ścianach wykopu, lecz również wierceniami w głąb, wynosi tu 15 m. Utwory te możemy podzielić na dwie części. Seria dolna bez materiału północnego i seria górna z materiałem lodowcowym północnym. Oto całość profilu, od powierzchni ku dołowi:

1. Piaski tarasowe, warstwowane, o typie wstęgowym, kriogenicznie zaburzone. Miąższość 1,5—3,0 m.

2. Bruk dużych głazów polodowcowych, przeważnie krystalicznych.

3. Drobnziarniste piaski, mułki i łyły o bardzo wyraźnej i typowej strukturze soliflukcyjnej, zawierające gruz silnie zwiertzałych skał północnych (fot. 15). Gruz ten jest ułożony w postaci zbczowo wyklinowujących się smug i soczewek, przełożonych pasmami i warstewkami czystego mułku żółtego. Ilość materiału północnego w smugach dolnych jest mniejsza niż w górnych. Materiał ten jest czasami scementowany, tworząc kruchą brekcję. Miąższość pokładu osiąga prawie 6 m.

4. Mułki ilaste, łyły żółte i popielatozielone, wapniste lub bezwapienne, zawierające czasami konkracje wapienne (lalki), wykazujące strukturę soliflukcyjną, przetykane warstewkami scementowanych w zlepienie ziarn kredowych. Są tu również warstwy żwirków kredowych, dobrze, kulisto otoczonych, składające się zarówno z miękkiej kredy chełmskiej, jak też ze zwięzłej, wapnistej opoki. W tej serii znajdują się warstewki glin brązowych z materiałem trzeciorzędowym (drobne otoczaki kwarcowe). Grubość warstwy dochodzi do 9 m.

5. Gruz i mułek rozlasowanej kredy, zawierającej okruchy skał trzeciorzędowych.

6. Kreda.

Podkreślić należy, że cała seria warstwy 4 wygląda na utwór jeziorny, częściowo zmodyfikowany przez spływy soliflukcyjne. Nie ma tutaj skał północnych, lecz tylko rezydua trzeciorzędowe. Jest to więc utwór preglacjalny, o cechach jednakże osadu zimnego.

Górna seria (warstwy 1—3) jest osadem plejstoceńskim z materiałem lodowcowym. Kryje ona w sobie ślady kilku zlodowaceń. Nie sposób je wydzielić, bo cała ta warstwa uległa silnym spływom, wtórnej modyfikacji typu peryglacjalnego. Trudno nawet mówić o wyraźnej granicy między dwoma wyróżnionymi seriami, tak odmiennymi pod względem składu mineralnego. Spągowa część serii z materiałem północnym, o szczególnie pięknej strukturze soliflukcyjnej, zawiera skały krystaliczne tak pokruszone i zwiertzałe, iż można wnioskować o staro-plejstoceńskim wieku tej warstwy, a więc uznać ją za odpowiednik najstarszych lodowcowych poziomów Wyżyny Lubelskiej. Bruk głazowy, niezgodnie spoczywający na mułkach, pochodzi ze zlodowaceń młodszych, tzn. krakowskiego lub środkowo-polskiego (fot. 16).

Na północ od Białopola w obrębie opisywanego stopnia morfologicznego występują poszczególne człony profilu kliniarni, lecz nigdzie profil ten nie pojawia się tak kompletnie. W Dryszczowie jest na kredzie tylko bruk i rezydualna warstwa piaszczysto-żwirowa; w Żmudzi mułki

białopolskie są przykryte rozmytą moreną, w Leszczanach morena szara częściowo rozmyta i przykryta piaskami.

W świetle tych faktów można naszkicować dzieje Kotliny Dubienki.

Forma ta ma założenia morfologii trzeciorzędowej, o czym świadczą niskie występowanie piasków sarmackich w okolicach Chełma i Czuchyc. Przemawia za tym również położenie rezyduów preglacjalnych w Białopolu. Utwory najstarszych zlodowaceń wyściełały niegdyś kotlinę, lecz uległy bardzo silnemu zniszczeniu. Działała tutaj soliflukcja jeszcze przed zlodowaceniem krakowskim. Wielkie wyrównanie denudacyjne i akumulacyjne nastąpiło w kotlinie w okresie zlodowacenia środkowo-polskiego. Łądołód sięgał w tym czasie w obręb kotliny, być może nawet aż do południowych jej brzegów. Powstała wówczas pokrywa morenowa oraz żwirowo-fluwioglacjalna. Należą do niej również piaski wstęgowe. Pokrywa opadała od brzegów kotliny, od 210 m ku środkowi do 190 a nawet 180 m n.p.m. Etapy regresji lodowca zostały utrwalone w sieci hydrograficznej kotliny. Szerokim łukiem zarysowany bieg Udała naśladuje położenie krawędzi lobu lodowcowego. Podobnie jak w dorzeczu Kurówki, Łęcznej, Pawłowa i Chełma zaznacza się tu młodsza faza tego zlodowacenia w postaci bruku, pokrywającego wierzchołki wzgórz. Być może, że lobowe doliny są związane z młodszym nasunięciem.

Po zlodowaceniu dno kotliny uległo rozcięciu. Został wyodrębniony wówczas stopień brzeżny oraz wzgórze wyspowe. Następuje faza rzeczno-jeziornej sedymentacji, przeważnie typu mułów. Gdy pod Chełmem w dolinie Uherki, która jest właściwie częścią Kotliny Dubienki, powstały mułki Horodyszczka, w pozostałej części dna kotliny osadza się utwór podobny, wśród którego zostały zatopione w pierwszej połowie interglacjału wymodelowane wały i wzgórze kredowe, kryjące w sobie również resztki starych pokryw glacialnych. To wyrównanie akumulacyjne zostało uzupełnione planacją peryglacjalną w czasie ostatniego zlodowacenia, kiedy to niewysokie pagórki dna kotliny uległy jeszcze dalszemu zniszczeniu.

Pagórki reprezentują zatem ten sam typ form, co wzgórze okolic Chełma. Nie są to moreny czołowe ani ozy, nie są to nawet formy lodowcowe marginalne w ścisłym tego słowa znaczeniu. Jest to krajobraz denudacyjny, zamaskowany rozległą pokrywą sedymentacyjną (ryc. 56). Plejstocenijskie wzgórze na W od Chełma są w wyższym poziomie, gdyż wyżej znajdowała się tu pokrywa utworów fluwioglacjalnych. Były one osadzone wśród form wyżynnych, zabarykadowanych przypierającą do krawędzi wyżyny barierą lodową. Natomiast baza sedymentacyjna kotliny znajdowała się wyraźnie niżej, stąd więc hipsometryczny zasięg pokrywy fluwioglacjalnej jest tu inny. W tym tkwi różnica wysokościowa wzgórz plejstocenijskich obszarów Pagórów Chełmskich i Kotliny Dubienki.

ROZDZIAŁ VI

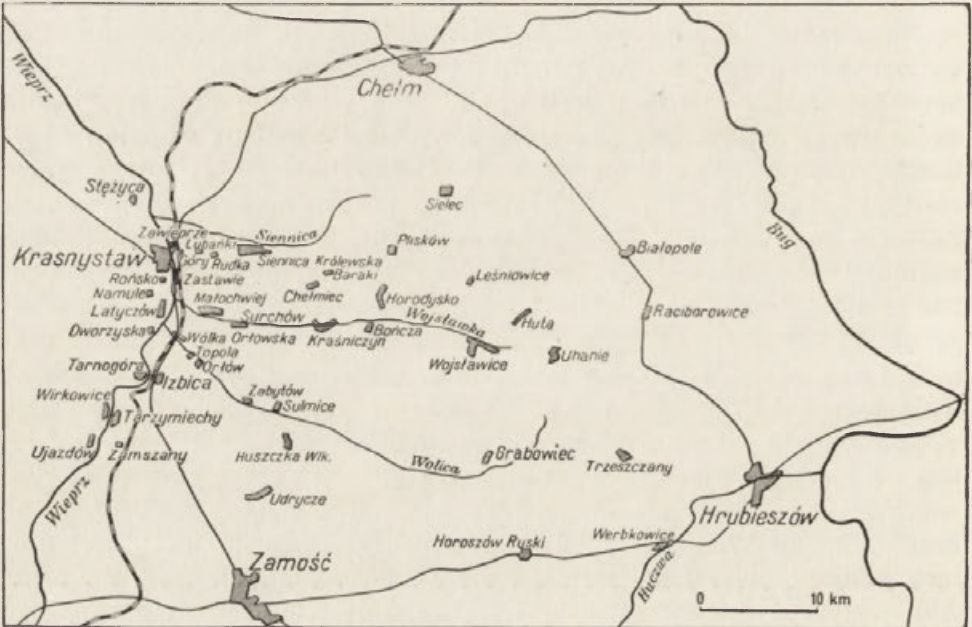
WIERZCHOWINA GRABOWIECKA

Na południe od Pagórów Chełmskich rozpościera się wschodnia część wierzchowinowego pasa wyżyny, którą nazwałem Wierzchowiną Grabowiecką. Między obiema krainami nie ma wyraźnej granicy; ciągnie się tu wyżej wspomniany pas przejściowy, gdzie zanikają stopniowo hełmiste, wyspowe pagóry regionu chełmskiego. Dla tego ostatniego regionu typowy jest kredowy poziom cokołu gór wyspowych w granicach 220—250 m n.p.m. Dalej na południe między Sielcem a Leśniowicami znajduje się płaski, szeroki garb kredowy, o kulminacji 266 m n.p.m. Nie jest to jeszcze część wierzchowiny, która dalej na południu wznosi się ponad 280 m n.p.m. Zresztą garb Sielca konsekwentnie opada ku północy i bez żadnych zakłóceń łączy się z cokołem garbów chełmskich na wysokości 220—250 m n.p.m. W obszarze tym nie znajdujemy więc w powierzchni szczytowej kredy wyraźnej krawędzi, która by oddzielała od siebie morfologiczny region chełmski od Wierzchowiny Grabowieckiej. Tym różni się owa wierzchowina od analogicznego regionu po drugiej stronie Wieprza, tj. od Wierzchowiny Giełczewskiej, której granica północna wyraźnie zaznacza się w formie progu denudacyjnego. Aby wytyczyć granicę między strefą Pagórów Chełmskich a właściwą wierzchowiną musimy wziąć pod uwagę less, który pokrywa wierzchowinę, podnosi jej wysokość bezwzględną, a co ważniejsze, w północnej jej części buduje wyraźny stopień akumulacyjny. Tę formę biegnącą równoleżnikowo na wschód od Krasnegostawu można nazwać krawędzią wierzchowiny. W zasadzie nie jest to słuszne, gdy się zważy, że wierzchowina jako wyniosłość wyżynna swoją egzystencję zawdzięcza długiej ewolucji paleomorfologicznej, przede wszystkim z czasów trzeciorzędu. Niemniej jednak młodo-plejstoceni epizod lessowy szczęśliwie przyczynił się tutaj do zaakcentowania starej granicy, która również w wyniku procesów plejstoceni, lecz niszczących, została niegdyś prawie całkowicie zatarta (ryc. 44).

Wierzchowina Grabowiecka jest zbudowana ze skały kredowej, opoki, bardziej odpornej na działanie wietrzenia i denudacji aniżeli miękka kreda chełmska. Zwięzłość skały objawia się między innymi w tym,

że są tu wyraźne szczeliny, spękania, z których kierunkiem wiąże się bieg dolin podłużnych Wojsławki i Wolicy.

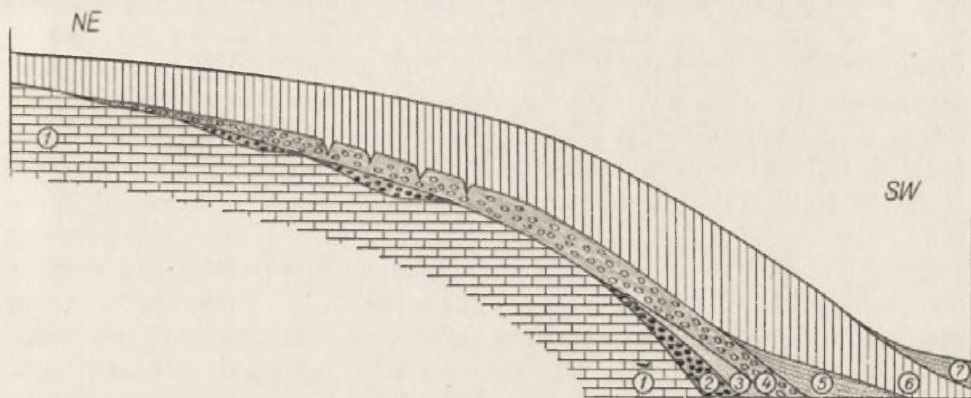
Wysokie poziomy wyżynne rozpościerają się na powierzchni szerokich grzbietów między Wojsławką a Wolicą oraz między Wolicą a krawędzią Padołu Zamojskiego. Ich granicą są poziomic 280 i 300 m. Bardziej szczegółowe rozpozniomowanie powierzchni wierzchowiowej, poszukiwanie konsekwencji zrównań i biegu wysokich krawędzi natrafia na zasadniczą przeszkodę w postaci pokrywy lessowej tak zmiennej



Ryc. 44. Wierzchowina Grabowiecka. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście

w swojej grubości. Pod tym względem Wierzchowina Grabowiecka różni się również od Wierzchowy Giełczewskiej, gdzie szczegółowy podział wysokich zrównań jest możliwy. Największe wyniosłości Wierzchowy Grabowieckiej sięgają powyżej 300 m n.p.m. na obu wspomnianych grzbietach. Nie mają one charakteru wyniosłości wzgórz wyspowych wyciętych spośród powierzchni denudacyjnie zrównanych — są to łagodne wypukłości, może nawet akumulacyjnie podwyższone. Najwyższy punkt 311 m n.p.m., który jest zarazem kulminacją Wyżyny Lubelskiej (poza Rostoczem) znajduje się na grzbiecie południowym, asymetrycznie, tuż nad krawędzią Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego (Dębowiec).

Powierzchnia wierzchowinowa dość gwałtownie obniża się ku wschodowi. Grzbiet działowy między dopływami Bugu i Wieprza, biegnący południkowo od Uchania po Horyszów Ruski, jest wyraźnie asymetryczny. Można mówić tu o wschodniej krawędzi wierzchowinowej, począwszy od której opada ku dolinie Bugu silnie nachylony stok. P r ó s z y ń s k i [128] widzi w nim zjawisko natury strukturalnej, związane z wychodnią opoki kredowej. Próg jest rozcięty dolinami potoków, które mimo niskiej bazy erozyjnej (Huczwa) pracują ospale, ponieważ tracą wodę, gubiąc się w wielkiej masie lessu pokrywającego podłoże kredo-



Ryc. 45. Przekrój przez utwory czwartorzędowe zbocza doliny Wieprza w Izbicy (klinkiernia).

1 — kreda, 2 — morena denną, 3 — piaski interglacjalne, 4 — gliny i grzyzy soliflukcyjne (kliny lodowe), 5 — piaski tarasowe dolne, 6 — less, 7 — piaski tarasowe górne

we potoku. Jedynie większe opady powodują gwałtowne spotęgowanie ich siły niszczącej, co ujawnia się w w groźnym zjawisku powszechnej tu i niebezpiecznej erozji gleb, znanej w okolicy Werbkowic (D o b r z a ń s k i, Z i e m n i c k i [21]).

Kluczowym profilem czwartorzędowym tego obszaru jest doskonale odsłonięcie w klinkierni w Izbicy, gdzie na znacznej przestrzeni odkryto stok wierzchowiny, będący zarazem zboczem doliny Wieprza. Ponad miasteczkiem wznoszą się wzgórza do wysokości 260 m n.p.m. Przekopano głębokim dołem całą pokrywę czwartorzędową stoku wzgórz, sięgając do podłoża tych utworów, tzn. do kredy. Pokrywa stokowa łączy się z tarasem doliny Wieprza. Syntetyczny przekrój stoku, wykonany na podstawie szeregu szczegółowych profili stratygraficznych w różnych częściach klinkierni, zestawia powyższy rysunek (ryc. 45).

Nachylenie ukrytego pod czwartorzędem stoku kredowego jest większe aniżeli spadek powierzchni zewnętrznej, wobec czego grubość utworów czwartorzędowych rośnie w dół stoku.

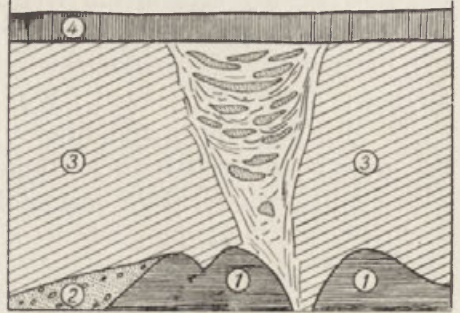
Najstarszym poziomem plejstocenijskim jest szarozółtawa glina morenowa, z dużą ilością gruzu i otoczków kredowych. Skały północne są znacznie rzadsze w tym materiale. Gлина jest silnie zwiertzała, mimo zawartości skał kredowych przeważnie odwapniona. O silnej degradacji, jakiej uległ ten utwór, świadczy fakt, że zachował się on przeważnie w formie niegrubych, na powierzchni rozmytych soczewek, wypełniających zakłęśności stoku kredowego. Jedynie u stóp stoku miąższość moreny jest większa, nie przebił jej szybik 3-metrowej głębokości.

Drugą z kolei warstwą czwartorzędu są piaski z gruzem kredowym, zwiertzałe, o słabym i niepewnym warstwowaniu. Ich miąższość dochodzi do 2 m. Bezpośrednio na nich leży bardzo ważny człon stratygraficzny całego przekroju, pokład piaszczystych glin, przepelnionych gruzem kredowym. Warstwa ta pokrywa cały stok, zaczyna się tuż przy jego kulminacji a rozwija się w dół, powiększając w tym kierunku swoją miąższość. Materiał narzutowy znajduje się tu gniazdami nawet dość obficie. Niektóre bloki eratyczne liczą kilkadziesiąt centymetrów średnicy. Warstwa ta w całości jest bardzo podobna do dolnych glin morenowych i można by ją nawet uważać za morenę, gdyby nie fakty, świadczące o zboczowo-soliflukcyjnej genezie tych gruzów i glin. Podobieństwu temu nie należy się dziwić, albowiem nasz poziom soliflukcyjny w dużej mierze pochodzi ze zniszczenia glin morenowych. Jęzory soliflukcyjne płynęły po zboczu pokrytym moreną, a zniszczywszy pokład morenowy zgarniały obficie kredowy gruz wietrzelinowy, wzbogacając w ten materiał soliflukcję dolnych części stoku. Płytki kredowe są wyciągnięte zgodnie z kierunkiem ruchu mas soliflukcyjnych. W dolnym odcinku stoku znaleziono ponadto w kompleksie utworów soliflukcyjnych spłynięte piaski, girlandowe soczewki i jęzory rozwleczonej na zboczu gleby kopalnej, wszystko to zmieszane i stłoczone z gruzem kredowym i resztkami gliny zwałowej.

Następny ku górze kompleks osadowy stanowią pyły piaszczyste, less ilasty i less czysty. Ważną jest rzeczą, że kompleks ten leży niezgodnie na utworach soliflukcji, o czym świadczy między innymi fakt (opisany szczegółowo w poprzedniej mojej pracy [50]), że powierzchnia tych ostatnich jest pocięta doskonale zachowanymi żyłami i klinami lodowymi (mrozowymi). Utwory serii lessowej wypełniają kieszenie klinowe.

Miąższość serii lessowej rośnie w dół stoku od 6 do 12 m. Utwory tej serii składają się z dwu części: dolnej — siwozielonawej i górnej — żółtawopłowej. Nie ma wyraźnej granicy między nimi. Zielonawy mułek dolny jest bardziej zwięzły, czasami prawie zupełnie ilasty i tym się różni od mułku żółtawego, który swoim składem mechanicznych i konsystencją zbliża się do typowego lessu subaerycznego. Czysty utwór

pyłowy, lessowy, bez wyraźnych śladów warstwowania znajdujemy tu tylko w dolnej części stoku, prawie w poziomie tarasu. Natomiast na większej części stoku znajduje się less zboczowy, warstwowany i smugowany, a miejscami silnie zapiaszczony. Szczególnie obficie w formie gniazd i smug występuje cienki piasek w obrębie partii dolnej, siwozielonej. Są to fakty, które świadczą o denudacyjno-stokowym przeobrażeniu pokrywy lessowej. Ślady działania wód zmywnych widać zwłaszcza w górnej części stoku, gdzie skośne warstwowanie lessu jest nawet wyraźniejsze aniżeli w dole. Ciekawe są również formy kieszeniowe dużych rozmiarów przebijające całą pokrywę lessową, aż do kredy (ryc. 46). Nie można ich zaliczyć do zjawisk typu klinów mrozowych, raczej są to stare „kominy“, wydrążone w lessie w miejscu, gdzie przebijająca się od góry woda przenikała w głąb w szczelinę kredową. Owe kopalne kominy są jednak dokładnie zamulone mułkiem lessowym i drobnym, namytym piaskiem, tak iż granica między utworem wypełniającym komin, a lessiem zboczowym jest niekiedy zupełnie zatarta. Ścina je współczesny poziom glebowy. Procesy zmywne na stoku trwają do czasów dzisiejszych. W przekroju izbickim występują w kilku miejscach do 1,5 m grube pokłady czarnoziemnych gleb subfossylnych, przykrytych namytym lessiem o miąższości do 2 m (fot. 17).



Ryc. 46. Kopalny komin w lessie zboczowym w Izbicy.

1 — mułek i glina kredowa, 2 — warstwa gruzowo-piaszczysta, 3 — less zboczowy, skośnie warstwowany, 4 — gleba współczesna

W dolnej części wykopu klinkierni, blisko pieca, ukazują się typowe, warstwowane, piaski tarasu Wieprza. Wchodzą one pod less i wyklinowują się nieco ku górze, powyżej powierzchni tarasu między gruzowo-piaszczystym pokładem starej soliflukcji a lessiem (ryc. 45). Ponieważ nieco dalej w obrębie Izbicy, na południe od klinkierni, less jest przykryty piaskami tarasu, można więc wnosić, że mamy tu normalne położenie lessu, podobnie jak dalej ku południowi w dolinie Wieprza, a więc między dwoma pokładami osadów rzecznych.

Profil izbicki jest typowy dla czwartorzędu Wierzchowiny Grabowieckiej. Na dnie parowów, rozcinających utwory zboczowe, spotykamy resztki starej moreny, luźne głązy narzutowe, wśród których liczne są bloki piaskowca sarmackiego. Ponadto drugim poziomem podstawowym, niekiedy lądząco podobnym do moreny, są gliny, piaski i grzyzy powszechnej na stokach wierzchowiny soliflukcji. Ludwik Sawic-

k i [149], moim zdaniem, niesłusznie oba te poziomy uznał za dowód dwu odrębnych zlodowaceń, które ogarnęły wierzchowinę. Nie przeczę, że możliwość taka istnieje, tzn. być może, że dwa starsze od wielkiego interglacjału zlodowacenia dotarły do obszaru wierzchowiny, jednakże opisany przez wspomnianego autora profil spod Huszczki Wielkiej (na mapie topograficznej — Huszczka Duża) koło Skierbieszowa, bardzo przypominający geologiczny przekrój w Izbicy, byłbym skłonny tak samo interpretować jak izbicki. A więc mamy tu jedną tylko morenę a ponad nią powszechny zresztą dla wierzchowiny zboczowy pokład soliflukcyjny. Ten sam typ starych gruzów, piasków i glin zboczowych spotykamy na południowym skłonie wierzchowiny koło Dębowca i Udrycza, na zboczach doliny Wojsławki i Wolicy.

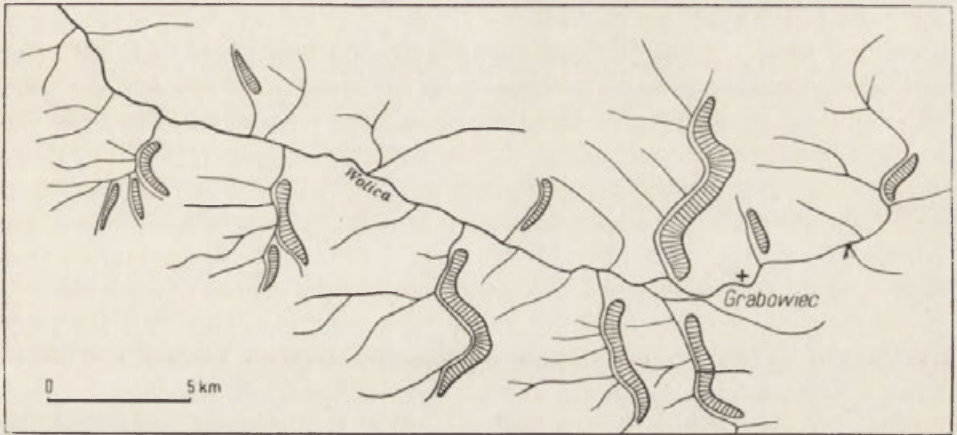
W profilach tych znajdujemy dowody dwu wielkich faz ziemnych ruchów zboczowych typu soliflukcyjnego. Wzmiankowana pokrywa gruzów i glin, tak wyraźnie odsłonięta w Izbicy, jest odpowiednikiem starszej fazy soliflukcyjnej, którą odnieść należy do zlodowacenia środkowo-polskiego. W Izbicy jest pokrywa tego wieku wyraźnie oddzielona od młodszej soliflukcji lessowej, która rozpoczęła się w momencie utworzenia klinów mrozowych na powierzchni starej soliflukcji gruzowo-gliniastej. Kliny tną poprzecznie zwietrzałą powierzchnię soliflukcyjną, są więc o jedno zlodowacenie młodsze.

Less lub deluwia lessowe pokrywają całą prawie wierzchowinę (fot. 18). W rozmieszczeniu tych utworów widzimy tę prawidłowość, która cechuje okolicę Izbicy. Na garbach wierzchowinowych ukazuje się kreda, bądź też pokrywa lessowa, która jest tu płytka. Natomiast grubość lessu i produktów jego zniszczenia rośnie w dół. Regułą jest również, że zbocza wschodnie małych południkowych dolin (niezależnie od tego czy to prawe czy lewe) są pozbawione lessu lub posiadają go niewiele, natomiast less często o cechach struktury soliflukcyjnej oraz deluwia lessowe znajdują się w dużej ilości na stokach zachodnich. Ze zjawiskiem tym wiąże się ściśle wybitna morfologiczna asymetria profilu poprzecznego dolin. Zwłaszcza boczne doliny Wolicy są pod tym względem przykładem bardzo wyraźnym i typowym; wśród nich zaś wyróżnia się szczególnie dolina Huszczki Dużej. Wspomniany profil morenowo-soliflukcyjny Ludwika S a w i c k i e g o znajduje się właśnie na łagodnym stoku zachodnim. Podkreślić należy, że asymetria dotyczy tylko dolin południkowo zorientowanych — zjawisko to zanika, gdy dolina zmienia kierunek na skośny lub równoleżnikowy. Zwrócić wreszcie należy uwagę na fakt, że stoki wschodnie tych dolin są jednolite, natomiast zachodnie są silnie rozcięte małymi, drugorzędnymi (w stosunku do Wolicy) dolinkami (ryc. 47).

Tak jak wszędzie na wyżynie, na Wierzchowinie Grabowieckiej są ślady dwóch lessów. Dowodów jest tu znacznie mniej, gdyż właściwie

obserwacje tylko z dwu punktów (Bończa koło Kraśniczyna i Trzeszczyca na N od Werbkowic) informują o znalezieniu gleby kopalnej międzylessowej. O dwóch lessach świadczą jednakże takie fakty, jak przykład Izbicy, gdzie na less nieprzeławiony wkracza utwór soliflukcyjno-lessowy. Przykładów takich na wierzchowinie jest więcej i z nich pośrednio można wnioskować o dwu fazach lessowej soliflukcji, tzn. o dwu okresach zimnych.

Less wierzchowiny urywa się ku północy na linii biegnącej od Krasnegostawu ku wschodowi przez Baraki, Chełmiec, Majdan Ostrowski, Hutę i Raciborowice. Jest to część wschodnia lessowej krawędzi wyżyny,



Ryc. 47. Asymetryczne dolinki w dorzeczu Wolicy. Kreskami zaznaczono strome zbocze asymerycznych dolin

zjawisko analogiczne do formy krawędziowej Płaskowyżu Kazimierskiego i dorzecza Ciemięgi (fot. 19). Przytoczę niżej garść spostrzeżeń poczynionych w jej obrębie, gdyż jest to forma zagadkowa, a przy tym ważna, może nawet kluczowa dla zrozumienia przebiegu, wciąż jeszcze tajemniczą okrytej sedymentacji lessu (mapa V).

Krawędź zaczyna się na przedmieściu Krasnegostawu, Góry, u jej stóp znajduje się 16-metrowy taras doliny Wieprza. Tu stwierdzić można pierwszy ważny fakt — less krawędzi wchodzi w piaszczyste utwory tarasu. Less występuje tu pomiędzy dwiema seriami piasków, z których dolna jest typowym piaskiem rzeczonym, ze żwirikami kredowymi, górna zaś piaskiem rzeczno-zboczowym, pylastym. Taka pozycja lessu w utworach krasnostawskiego odcinka jest zjawiskiem powszechnym, fakt ten został już zanotowany w profilu Izbicy.

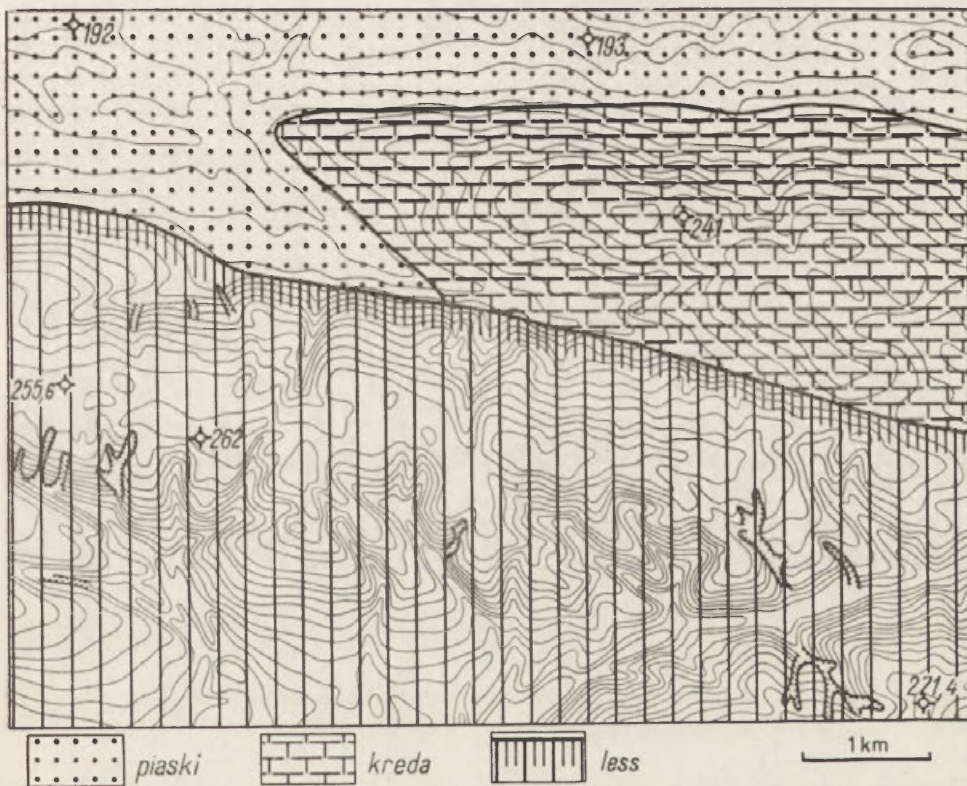
Między Krasnymstawem a wsią Baraki krawędź lessowa jest prostolinijna a przez to wyraźna i okazała. Na jej przedpolu rozpościera się

równy, rozległy płat tarasowy w okolicach wsi Lubańki i Rudka. Jego wysokość bezwzględna wynosi 190—200 m, zbudowany jest na powierzchni z typowych piasków peryglacialnych, o zadziwiająco regularnej rytmicie wstępowej. Głęboki, 2,5 km długości wąwóz, którego ujście przypada na przedmieście Krasnegostawu Zawieprze, rozcina utwory krawędzi i jej przedpola. Idąc w górę widzimy naprzód piaski pylaste, równo warstwowane, które przechodzą w deluwia piaszczyste, sięgające na zboczu do wysokości 210 m n.p.m. W deluwjach występuje gleba subfossylna, na głębokości 2 m. Pokład pylasto-lessowy ukazuje się, podobnie jak w Górach, wklonowany między dwie serie piaszczyste. U dołu jest on równo warstwowany, wyżej wraz ze wzrostem miąższości less przybiera strukturę smugową, zgodną z nachyleniem stoku. Krawędź wznosi się do wysokości 256 m n.p.m., czyli sięga 60 m ponad poziom przedpola. Jej trzon jest oczywiście zbudowany z kredy, a less jedynie przykrywa kredę. Jego największa grubość wynosi tu około 15 m. Jest rzeczą ciekawą, że w wąwozach bocznych, odgałęziających się od głównego, profilowanego wąwozu, kreda podnosi się szybko w górę i tu i ówdzie wychodzi nawet na powierzchnię. A zatem less wypełnia bruzdę, rozcinającą kredowy guz Wierzchowiny Grabowieckiej. Kreda jest dokładnie oczyszczona z wszelkich osadów morenowych, less leży bezpośrednio na jej powierzchni.

We wsi Baraki przypada szczególnie interesujący odcinek krawędzi lessowej. Ma ona tu postać progu prostoliniowego, o kierunku WNW—ESE, który przecina się pod kątem ostrym z grzbietem kredowym o kierunku NW—SE, biegnącym od Siennicy Królewskiej na Chełmiec (ryc. 48). Obszar pokryty i nie pokryty lessem nie różni się prawie zupełnie pod względem hipsometrycznym, a jednakże granica lessu jest wyraźna, zdecydowana, i co najważniejsze zupełnie niezależna od rzeźby starszego podłoża. Na całym przedpolu krawędzi nie ma tu lessu, nawet nie ma piasków pylastych — krawędź lessowa podnosi się śmiało ponad nagą powierzchnię kredową. Tam gdzie krawędź zbliża się do grzbietu kredowego istnieje dzisiaj asymetryczna dolina, której strome zbocze, będące zarazem krawędzią, jest zbudowane z lessu, zbocze przeciwnie, łagodne, z kredy (ryc. 48). Less krawędzi jest znacznej miąższości, krótkie nacięcia erozyjne nie docierają do podłoża kredowego. Godne podkreślenia jest to, że less krawędzi ma strukturę delikatnych warstewek, smug. Nie jest to warstwowanie sedymentu zbiornika wodnego, między warstewkami nie ma wyraźnych granic. Warstewki biegną poziomo lub prawie poziomo, są ścięte powierzchnią krawędzi, a raczej budującym powierzchnię niegrubym (1—2 m) pokładem deluwiiów, w których smugi są zgodne z nachyleniem stoku.

Nieco dalej ku wschodowi w Chełmcu odchodzi od grzbietu kredowego ku południowi dolina. Tu przypada jej lej źródłowy. Nie posiada ona

pokrywy lessowej, natomiast cała dolina poniżej leja jest już w obszarze lessowym na południe od krawędzi. Mamy tu wyraźny przykład, jak sedymentacja lessowa zmienia do pewnego stopnia charakter rzeźby. Zasypana lessem dolina została odnowiona i odmłodzona w postaci sieci wąwozów — posiada więc „żywą“ rzeźbę — natomiast część górna doliny wraz z lejem odznacza się małym nachyleniem stoków, ma więc



Ryc. 48. Krawędź lessowa w okolicy Siennicy Królewskiej (na wschód od Krasnego-stawu)

cechy cyklu morfologicznego, zahamowanego w swoim rozwoju. Lej jest wypełniony pylastymi piaskami, wśród których tuż u granicy lessowej znajduje się niewielkie jezioro (około 300 m długości), oddzielone od doliny wałem 8-metrowej wysokości. Płytko pod piaskiem występuje kreda. Jest bardzo prawdopodobne, że geneza jego wiąże się z sedymentacją lessu. Przez zasypanie dolnej części doliny lessem, w górnym odcinku tej formy powstała kotlinka, która została częściowo wypełniona deluwiami, piaskami pylastymi, osadzonymi równocześnie z lessem. Delu-

wia nie wyrównały całego zagłębienia i to stworzyło warunki powstania jeziorka.

Podobny przykład niezależności przebiegu krawędzi lessowej od starszej rzeźby widzimy dalej ku wschodowi w Horodysku i w Majdanie Ostrowskim. Krawędź lessowa przerzuca się tutaj przez szeroką (2 km) starą dolinę, której początek przypada w Leśniowicach i Pliskowie. Dolina jest odwadniana przez dopływ Wojsławki, a więc skierowana ku południowi. Ponieważ cały dolny odcinek doliny został zasypany lessem, tu koło Horodyska wytworzył się szeroki lessowy taras, pełen drobnych, miseczkowatych zagłębień, wzniesiony 15 m ponad dno doliny Wojsławki. Wnętrze doliny na północ od tej „zapory“ lessowej (rozciętej zresztą wąską rynną potoku) jest szeroką płaską kotliną, częściowo zasypaną piaskami deluwialnymi*.

Od Horodyska pokrywa lessowa podnosi się na grzbiet kredowy Majdanu Ostrowskiego. I tu spotykamy formę żywo przypominającą morfologiczne stosunki znad Ciemięgi. Wzdłuż grzbietu, równoległe do doliny Wojsławki biegnie wał lessowy, 10-metrowej wysokości. Wał jest częścią pokrywy lessowej, wyściełającej północne zbocze doliny Wojsławki, przed wałem, a więc na północ od niego, jest płaska powierzchnia, nie pokryta lessem. Wał leży dokładnie na przedłużeniu krawędzi lessowej i naśladuje jej kierunek. Ten typ krawędzi biegnie do wsi Huta, na NE od Wojsławic (mapa V).

Doliny głęboko rozcinające Wierzchowinę Grabowiecką, jak dolina Wojsławki i Wolicy, posiadają piaszczysto-lessowy taras, który łączy się z głównym tarasem doliny Wieprza. W dolinie Wojsławki znajdujemy go koło Surhowa, Kraśniczyna i Bończy, gdzie wznosi się 15 m ponad dnem doliny. Budują go dołem piaski pylaste przechodzące ku górze w pyły warstwowane. Materiał tarasu jest zresztą zależny od materiału budującego najbliższy stok. Koło Wojsławic taras zbliża się coraz bardziej do dna doliny.

W dolinie Wolicy sytuacja jest podobna. U ujścia Wolicy do Wieprza szeroko występują piaski tarasowe, lecz już w Topoli i Orłowie u stóp lessowych stoków taras jest zbudowany z warstwowanych mułków, podobnie jest w Zabytowie i Sulmicach.

* Ta młoda, polessowa kotlina jest interesująca ze względu na przebieg granicy lessowej. Nie jest to jednak forma zasadnicza — istotą rzeczy jest tu stara Kotlina Pliskowa. W Leśniowicach i Janówce występują staro-plejstocenijskie mułki i ropy, przykryte brukiem pomorenowym. Są to utwory, które Ludomir Sawicki [144] niesłusznie uważał za morenę czołową środkowo-polskiego zlodowacenia.

ROZDZIAŁ VII

WIERZCHOWINA GIEŁCZEWSKA

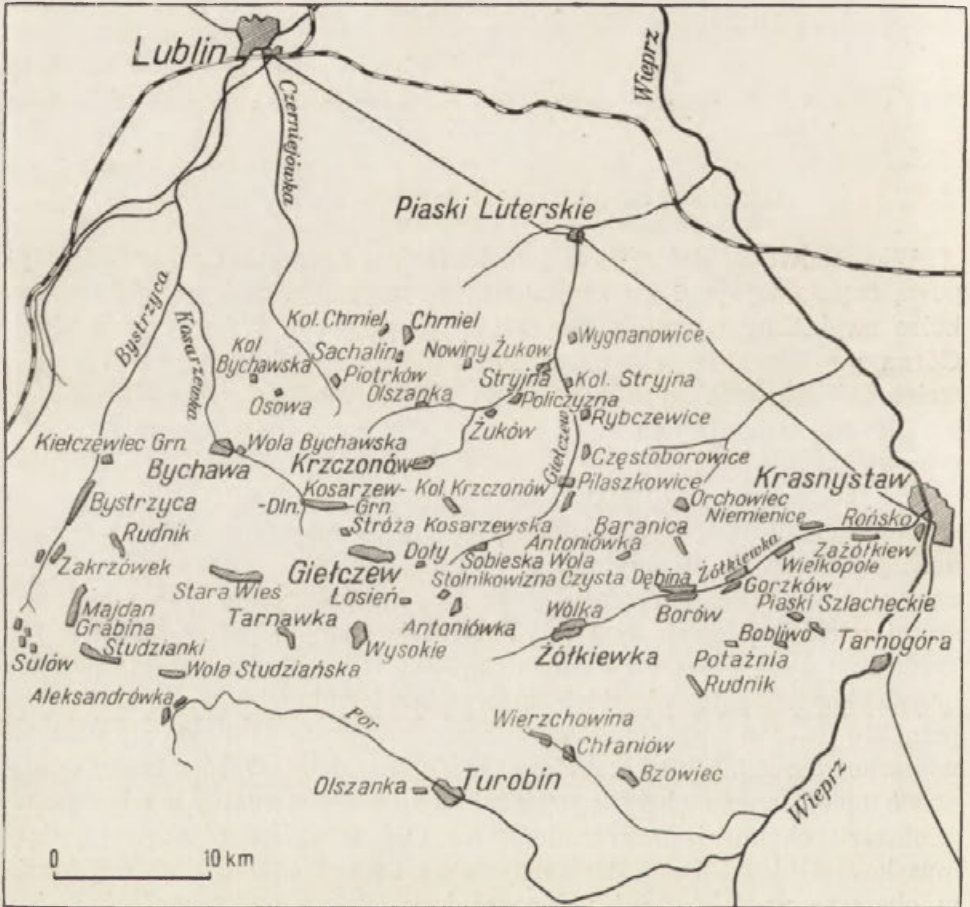
UKŁAD DOLIN I WYSOKI POZIOM ZRÓWNANIA

Wierzchowina Giełczewska jest centralną, a zarazem najbardziej typową częścią wyżyny. Tu znajdujemy te wszystkie cechy krajobrazowe, które zwykliśmy wiązać z geograficznym pojęciem Wyżyny Lubelskiej. Górna powierzchnia w postaci łagodnie falistej równiny, ostro w nią wcięte głębokie doliny, wzgórza wyspowe, krawędzie denudacyjne — oto główne elementy morfologii tego regionu, a zarazem typowe elementy rzeźby wyżyny.

Wierzchowina jest płaskim, szerokim guzem, ograniczonym z trzech stron dolinami Wieprza, Poru i Bystrzycy Lubelskiej. Jedyne jej północnej granicy nie tworzy zbocze dolinne, lecz próg denudacyjny, biegnący w poprzek międzyrzeczy. Wierzchowina jest zbudowana z białawoszarej opoki kredowej. Jest to materiał bardziej odporny aniżeli biała kreda marglista obszarów sąsiednich. Fakt ten wpływa niewątpliwie na pewną konserwację wysokich zrównań wierzchowiny, nie można go jednakże uważać za jedyną i decydującą przyczynę istnienia wyniosłości wierzchowinowej, jak to niektórzy chcieliby widzieć. Oprócz kredy w budowie opisywanego obszaru uczestniczą utwory sarmatu, a więc znane z obszaru chełmskiego krzemionkowe i kwarcytowe piaskowce, zlepy muszlowe i piaski. Sarmat występuje na brzegu wierzchowiny, głównie w obszarze pagórków jej północnej krawędzi, ponadto wzdłuż doliny Bystrzycy (ryc. 49).

Interesujący jest układ rzek i dolin wierzchowiny. Jej powierzchnia szczytowa wznosi się na kształt spiętrzonej kopuły, której kulminacja przypada w środku wierzchowiny, w okolicy wsi Giełczew i Wysokie. Tu znajduje się węzeł wododzielny i stąd rozplywają się na zewnątrz we wszystkich kierunkach, zgodnie ze spadkiem centralnej kopuły, potoki i rzeki, których wody zbierają rzeki brzeżne tzn. Wieprz, Bystrzyca Lubelska i Por (porównaj mapę I oraz ryc. 98 na str. 280). Giełczew, Żółkiewka, Czerniejówka i Kosarzewka należą do tego radialnego układu hydrograficznego wierzchowiny. Jest rzeczą godną uwagi, że ich do-

plywy, lub też suche dolinki do nich uchodzące, mają kierunki niezależne zarówno od ogólnego spadku powierzchni wierzchowiny, jak też od kierunku rzek, do których uchodzą. Południowo-wschodnia część wierzchowiny jest pod tym względem przykładem najbardziej typowym.



Ryc. 49. Wierzchowina Giełczewska. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście

Teren jest gęsto pocięty dolinkami dopływów Giełczwi i Żółkiewki. Wszystkie one biegną równolegle do siebie zachowując stały kierunek WNW—ESE. Ten sam kierunek mają tu również bezpośrednie dopływy Wieprza, uchodzące do tej rzeki na odcinku ujście Poru — Krasnystaw (porównaj mapę I oraz ryc. 58 na str. 168). Jest to kierunek dokładnie równoległy do biegu doliny Poru i krawędzi zachodniego Roztocza. Należałoby się domyślać, że kierunek ten, który rządzi układem najmniejszych



Fot. 17. Gleba subfosiłna w lessie (Izbica)



Fot. 18. Wierchowina Grabowiecka na północ od Krańcizyna.
Rzeźba na podłożu kredowym przykryta grubą warstwą lessu



Fot. 19. Krawędź lessowa Wierzchowiny Grabowieckiej koło wsi Baraki



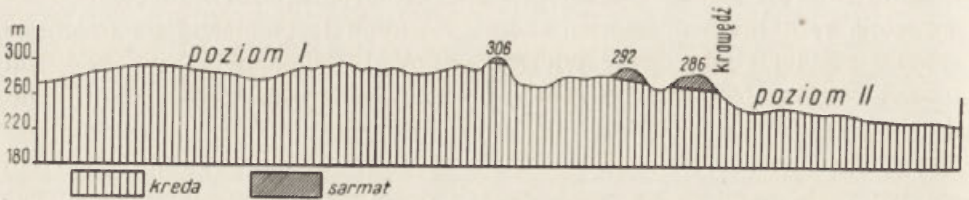
Fot. 20. Wzgórza sarmackie koło Piotrkowa (w oddali).
Na planie pierwszym szeroka powierzchnia denudacyjna doliny Czerniejówki

dolinek i ciągnie się z dorzecza w dorzecze w poprzek działów i niezależnie od spływu głównych rzek, ma związek z podłożem. Pomiary kierunków ciosu skał kredowych potwierdziły to przypuszczenie. Szczeliny pęknięć w zwięzłej opoce giełczewskiej są dobrze widoczne w licznych kamieniołomach wiejskich w okolicy Gorzkowa, Żółkiewki i Wysokiego. Zebrany tu materiał wskazuje na pewną przewagę wśród spękań właśnie kierunku WNW—ESE, który tak dobitnie zaznacza się w morfologii. Szerszą interpretację zjawiska podam w części ogólnej, tu zwrócę uwagę, że jest to kierunek tektoniczny, bardzo ważny w ewolucji morfologicznej Rostocza i wierzchowiny.

Z powyższego wynika, że Wierzchowina Giełczewska ma dwojakiego rodzaju kierunkowość morfologiczną i hydrograficzną. Pierwsza, zaznaczona radialnym systemem dolin głównych jest zależna od ogólnego spadku powierzchni kopuły wierzchowinowej, druga, widoczna w biegu licznych dolin i dolinek bocznych, pozostaje w związku ze szczelinkami skał. Należy sądzić, że pierwsza przyczyna, tzn. pierwotna powierzchnia morfologiczna wierzchowiny, wcześniej ugruntowała radialny system spływu rzek. Dopiero na zboczach ich dolin rozwinęły się nacięcia systemu drugiego, idące po linii spękań kredowych. Tam gdzie wpływy obu przyczyn się pokrywały, a więc w najbardziej południowo-wschodniej części wierzchowiny, powstały najdłuższe doliny o kierunku WNW—ESE (dopływy Wieprza).

Drugim, ważnym zagadnieniem morfologicznym wierzchowiny są powierzchnie zrównań. Grzbiety międzyrzeczy są stosunkowo płaskie, a ich wysokości podobne. Pomiedzy zboczami dolin a powierzchnią grzbietów są wyraźne krawędzie, a więc linie załomu, gwałtownie zmieniające spadek stoków. Nie ulega wątpliwości, że powyżej zboczy dolinnych panuje krajobraz odrębnego cyklu morfogenetycznego. Jego podstawą jest powierzchnia o wysokości bezwzględnej 270—300 m. Szosa Lublin—Wysokie—Turobin w jej odcinku wierzchowinowym od Krzczonowa po Wysokie biegnie przeważnie wzdłuż tej powierzchni (ryc. 98 na str. 280). Jeszcze lepiej widzimy ów poziom kreśląc profil podłużny głównego działu wierzchowiny, rozgraniczającego dorzecze Wieprza i Bystrzycy Lubelskiej, bądź też działu między zlewnią Czerniejówki i Kosarzewki (ryc. 50). Powierzchnia działu nie schodzi poniżej 270 m n.p.m., utrzymuje się przeważnie między 280 a 290 m n.p.m., jest szeroka, wyrównana. Grubość utworów czwartorzędowych minimalna, na powierzchni odsłania się wszędzie opoka giełczewska o zmiennej konsystencji i wygładzie, miejscami bardziej marglista, miejscami zaś krzemienista podobna do drobnziarnistego piaskowca. Wydaje się, że poziom wierzchowiny ścina kredę niezależnie od jej facjalnego wykształcenia. W północnej części wierzchowiny w linii działu ukazują się pagóry

sarmackie. Ich płaskie wierzchołki leżą na wysokości opisywanego poziomu, a jedynie wzgórze Boży Dar (307 m n.p.m.) sięga nieco ponad powierzchnię zrównania. Można więc mówić o jednolitej wierzchowinowej powierzchni, która od centrum wierzchowiny w okolicach Giełczwi, gdzie wznosi się do wysokości bliskich 300 m n.p.m. (kulminacje wzgórz: 298, 294, 291), opada łagodnie we wszystkich kierunkach. Powierzchnia jest niezależna od budowy geologicznej podłoża, a więc od odporności i wieku skał. Najważniejsze jest to, że łączy ona ze sobą w jedną morfologiczną całość, tak pod względem geologicznym odrębne elementy jak wierzchowinowy region sarmacki i kredowy. Powierzchnia jest poziomem degradacji o cechach zrównania denudacyjnego.



Ryc. 50. Przekrój przez Wierzchowinę Giełczewską (wzdłuż głównego działu wodnego)

Na południe od Giełczwi, w okolicy wsi Stolnikowizna i Łosień, zwracają uwagę dwa niewielkie hełmiste pagóry, które wznoszą się ponad rozległy i równy 280-metrowy poziom. Wysokość pagórków w stosunku do ich podstawy wynosi blisko 10 metrów. Mamy więc tutaj pagórki wyspowe, zbudowane z podobnego materiału, co otaczający je poziom, są one niewątpliwie denudacyjnie wyizolowane spośród powierzchni zrównania. Podobne przykłady można obserwować w innych częściach wierzchowiny, m. in. na działle wodnym Bystrzyca — Kosarzewka. Rozszerzają one nasze pojęcia o denudacyjnej ewolucji poziomu wierzchowinowego, świadczą bowiem o tym, że poziom ten nie jest w pełni jednolity, jakby to mogło wydawać się na pierwsze wejrzenie.

Wyspowe wzniesienia są wyodrębnione płaskimi nieckami i dolinami denudacyjnymi, o bardzo niewyraźnej linii spadku. Czasami trudno określić oś tych form, chociaż jest rzeczą pewną, że w ogólnym swoim spadku są skierowane ku dolinom. Między dolinami a wierzchowinowymi nieckami denudacyjnymi są na ogół wyraźne linie załomu, które ulegają zatarcu w dwu przypadkach: tam gdzie powierzchnia degradacji została przykryta utworami akumulacji czwartorzędowej (piaski peryglacjalne) oraz tam, gdzie niecki denudacyjne leżą na przedłużeniu dolin erozyjnych, zgodnie z linią ich biegu. Natomiast niecki uchodzące bocznie do dolin opadają ku nim bardzo wyraźnym stopniem.

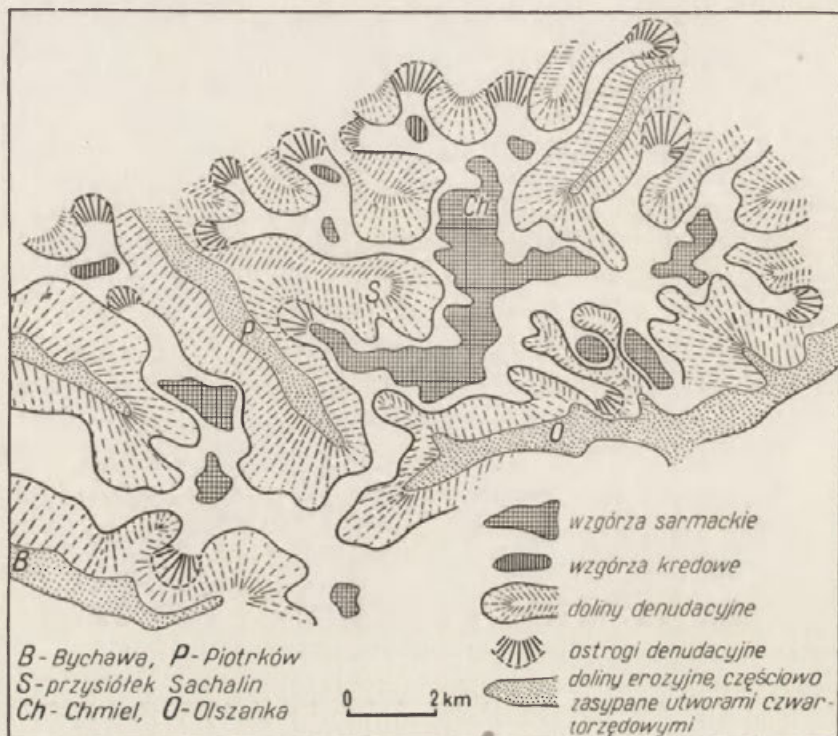
Poziomice 270 i 300 m określają nam granice poziomu wierchowinowego, który nazwiemy poziomem wysokim wyżyny, oznaczając go również cyfrą I. Jego zasięg ku południowi łatwo można wyznaczyć, gdyż między Wierchowiną Giełczewską a Roztoczem znajduje się głęboka i szeroka dolina Poru, ku której poziom wierchowinowy urywa się ostrym stopniem. Pewne wątpliwości mógłby nastęrczać krótki odcinek działu między dorzeczem Poru i Bystrzycy Lubelskiej biegnący na przedłużeniu działu Bystrzyca — Kosarzewka. Tutaj Roztocze jak gdyby łączy się z wierchowiną. Jednolitość ta jest pozorna, w terenie można prześledzić wyraźny 20-metrowy stopień, rozdzielający obie krainy. Stopień ten biegnie między wsią Wólka Studziańska i Studzianki. Na północ od niego mamy płaskie dno połączonych na dziale niecek denudacyjnych na wysokości 280 m n.p.m. Na południe od stopnia znajduje się równa powierzchnia na wysokości 300 m n.p.m. (kreda), która powoli wznosi się dalej ku południowi w Aleksandrówce do kulminacji 307,5 m n.p.m., zbudowanej już z piaskowców sarmackich. Stopień graniczny między Roztoczem a Wierchowiną Giełczewską jest formą denudacyjną, wytworzoną w materiale kredowym.

STREFA KRAWĘDZIOWA WIERZCHOWINY GIEŁCZEWSKIEJ I ZRÓWNANIA DENUDACYJNE PRZYLEGŁEJ CZĘŚCI PŁASKOWYZU ŚWIDNICKIEGO

Wierchowina Giełczewska jest z trzech stron otoczona dolinami rzecznyymi a jedynie od północy, jak wspomniałem, jej granicę tworzy krawędź denudacyjna, biegnąca od Bystrzycy Lubelskiej po Wieprz. Jest to obszar, który zasługuje na szczególną uwagę i wyróżnienie ze względu na wielkie bogactwo form denudacyjnych, ułatwiających poznanie cyklu rozwojowego zrównań denudacyjnych. Nie można tu mówić o krawędzi liniowej, lecz raczej o strefie krawędziowej składającej się z poszarpanego proggu denudacyjnego i gór wyspowych, żywo przypominających krajobraz wzgórz okolic Chełma i Rejowca. Analogia jest tym pełniejsza, że region ten, podobnie jak chełmsko-rejowiecki obszar pagórów wyspowych, jest zbudowany z utworów sarmatu, których morfologiczna rola jest tu ta sama. Krawędzi tej nikt dotychczas nie wyróżnił, mówiło się o sarmackich wzgórzach Piotrkowa i Chmiela jako zupełnie odrębnym regionie. Jest to może słuszne ze względów geologicznych, jednakże w sensie morfologicznym wzgórzta owe należy uważać za strefę krawędziową Wierchowiny Giełczewskiej, bądź też za strefę graniczną między wymienioną wierchowiną a Płaskowyżem Świdnickim. Tu bowiem na szerokości około 10 km oba regiony morfologiczne zająbiają się — niskie niecki denudacyjne i szerokie doliny przedłużają na po-

łudnie Płaskowyż Świdnicki, który jakby zatokami wnika w wierzchowinę, rozbitą na grzbiety o kształcie półwyspów i góry wyspowe (ryc. 51).

Na plan pierwszy wysuwają się tu góry wyspowe, których płaskie wierzchołki są zbudowane z utworów sarmackich (fot. 20 i 21). Są to piaskowce i zlepy muszlowe u góry, warstwowane, żółte piaski kwarcowe u dołu. Najniższa część tych utworów zawiera dużą domieszkę glauko-



Ryc. 51. Szkic morfologiczny obszaru wzgórz wyspowych (strefa krańcowa wierzchowiny) między Bychawą, Piotrkowem i Chmielem

nit. Jest to fakt, na który zwrócił już uwagę K o w a l e w s k i [68], sądząc, że pod sarmatem kryją się tu resztki utworów oligoceńskich. Ze względów paleomorfologicznych jest ważna zmiana wysokości bezwzględnej kontaktu sarmatu i kredy. Najbardziej na północ wysunięte płyty sarmatu koło Chmiela kontaktują z kredą na wysokości 260 m n.p.m. Ku południowi spąg utworów sarmackich jest coraz wyżej, na stokach wzgórza między Osową a Piotrkowem kreda sięga do wysokości 270 m n.p.m., w Woli Bychawskiej do 280 m n.p.m., na wzgórzu Boży Dar kontakt sarmatu i kredy osiąga maksymalną wartość hipsometryczną — 295 m n.p.m. (wierzchołek wzgórza 307 m n.p.m.). Jest rzeczą

jasną, że utwory sarmackie wyklinowują się w miarę zbliżania ku środkowi Wierzchowiny Giełczewskiej, gdzie kreda sięga ponad wysokość najwyższego jej kontaktu z sarmatem (298 m n.p.m.). Należy więc stwierdzić, że utwory trzeciorzędowe (sarmat, ew. oligocen) strefy krawędziowej wierzchowiny spoczywają na stokach kopuły kredowej. Ich miąższość rośnie ku północy. W tym też kierunku urywają się stromym stopniem krawędziowym, co świadczy o tym, że są one resztką pozostałą po zniszczeniu pokrywy, sięgającej niegdyś dalej na północ.

Wzgorza sarmackie Chmiela i Piotrkowa leżą w obszarze działu wodnego. Ze względu na ten fakt oraz z uwagi na stosunkowo duże wysokości względne należałoby się tu spodziewać młodych, wąskich wcięć erozyjnych. Tymczasem formy wklęsłe tego terenu znamienne są swoją dużą szerokością i wyrównanym spadkiem. W większości należą do dolin typu denudacyjnego.

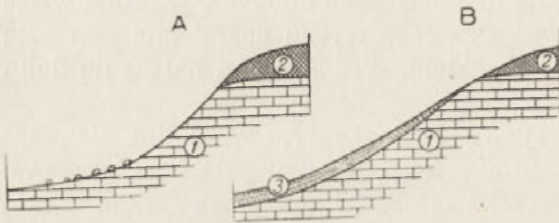
Rozpatrzmy przykładowo najbardziej może typową dolinę denudacyjną tego regionu, wewnątrz której leży mały przysiółek Piotrkowa, Sachalin. Dolina ta jest jakby szeroką zatoką, wrzynającą się w łukowato wygięte stoliwo sarmackie Chmiela i Piotrkowa. Szerokość doliny na jej początku wynosi blisko 3 km. Dno jest z pozoru prawie płaskie, niemniej jednak ma ono stałe nachylenie, które, jak wskazują na to wykonane w terenie pomiary, waha się między 0,5 a 1,0°. Jest to więc powierzchnia bardzo łagodnie i z tym samym spadkiem wznosząca się zarówno w kierunku zboczy, jak też w górę doliny. Na całym dnie nie ma miejsc o spadkach negatywnych, nie ma żadnych wklęsłości drugorzędnych. Jednolitość i zwartość tej powierzchni jest jej cechą najbardziej znamieną (fot. 22).

Drugim faktem charakterystycznym jest to, że powierzchnia ta wyglądająca na pierwszy rzut oka na łagodnie nachylony poziom akumulacji podstawowej, w rzeczywistości jest elementem degradacji. Środkiem zatoki ciągnie się płytka, naturalna rynna, wzdłuż której wiedzie droga z Piotrkowa do Sachalina. Jej głębokość wynosi 1—2 m i już w tej amplitudzie rozcięcie osiąga kredę. Dalsze obserwacje w poprzek całej doliny wykazały, że wszędzie na dnie pod bardzo płytkim przykryciem piaszczystych namulów (grubość 1—2 m) znajduje się powierzchnia kredowa, a na niej niegrube pakiety żwirów, przeważnie północnych z obfitą domieszką materiału sarmackiego. Znalezione tu również duży blok piaskowca sarmackiego.

Denudacyjny charakter powierzchni jest jeszcze silniej zaakcentowany, w miarę jak posuwając się w górę dolinki zbliżamy się do stoku zamykającego ją i będącego jednocześnie stokiem krawędzi. W licznych wcięciach, zwłaszcza we wcięciu drogi jezdnej Piotrków—Chmiel, znajdujemy pokruszoną lub gruzem pokrytą kredę. Na niej pojedyncze głazy

północne i miejscowe (sarmackie), a w jednym miejscu cienki płat gliny morenowej.

Między dnem doliny a stokiem nie ma jakiegoś gwałtownego załamania — jak to ma miejsce w dolinach o dnach akumulacyjnych lub w wypadku działania erozji bocznej. Nie potrafimy tu wyznaczyć ścisłej granicy między dnem doliny a zboczem, chociaż z drugiej strony zarówno dno, jak też zbocze jest elementem w pełni zindywidualizowanym i dającym się łatwo wyróżnić. Nachylenie stoku wzrasta w górę i osiąga największą wartość powyżej kontaktu sarmatu i kredy (nieco ponad 15°). Profil stoku jest wyraźnie wklęsły (ryc. 52). Odcinek stoku zamykający



Ryc. 52. Profile stoków w dolinie Sachalina.

A — zamknięcie doliny, B — ostroga denudacyjna;
1 — kreda, 2 — sarmat, 3 — pokrywa soliflukcyjna

dolinę jest nierówny, ma przebieg zatokowy. Mamy tu kilka drugorzędnych nieckowatych dolinek denudacyjnych, wysuniętych w tył w obręb stoliwa sarmackiego.

Dolina Sachalina łączy się z podobną, szeroką doliną denudacyjną Piotrkowa. Między nimi ciągnie się długi,

lecz płaski grzbiet zbudowany z utworów sarmackich (z kotą 282 m). Na jego końcu, w miejscu złączenia się obu dolin znajduje się element morfologiczny, bardzo charakterystyczny dla opisywanego typu rzeźby, który za Dylkiem [25] nazywam ostrogą denudacyjną. Jest to forma wypukła, stożkowato rozplaszczająca się w kierunku dolin. Nie ma wyraźnej podstawy. Nachylenie stoku ostrogi jest mniejsze aniżeli zboczy w głębi doliny denudacyjnej. W całości stok ten jest łagodnie wypukły, brak w nim bowiem wyraźnie zaakcentowanej górnej stromizny, która jest tak typowa dla stoków wewnątrz dolin denudacyjnych (ryc. 52). Stok ostrogi różni się również od stoków dolinnych budową. Cała jego dolna część jest grubo pokryta utworami piaszczystej soliflukcji, której nigdzie nie znalazłem wewnątrz doliny Sachalina. Wykop założony w dolnej części stoku ostrogi, gdzie nachylenie powierzchni wynosi 4° , przebił 3 m typowych utworów soliflukcyjnych, nie osiągając ich spagu (fot. 23). Pokrywa soliflukcyjna przechodzi w dół stoku w piaski namyte, które pokrywają podstawę ostrogi.

Istnieje więc zasadnicza różnica między wewnętrzną częścią doliny denudacyjnej, której dno i zbocze jest powierzchnią intensywnej degradacji, a jej częścią „ujściową“ w pobliżu ostrogi denudacyjnej, gdzie działają procesy stokowej i podstokowej akumulacji. Widząc to odnosimy wrażenie, jak gdyby główna siła niszcząca, działająca w obrębie denuda-

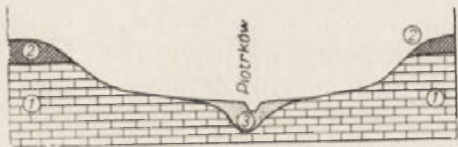
cyjnej doliny, była skierowana w głąb i w górę doliny, na ścianę zamykającą ją od tyłu, natomiast w procesie tym częścią wyraźnie oszczędzaną, pominiętą, jest odcinek stoku blisko ostrogi. Jest to moment godny podkreślenia, gdyż wyjaśnia nam mechanizm tworzenia się gór wyspowych.

Przykład ten znajdujemy w dolinie Sachalina po drugiej stronie ostrogi piotrkowskiej, gdzie wznosi się wzgórze wyspowe Markówka (kota 272 m). Jest to dawna ostroga między denudacyjną doliną Sachalina, a tego typu doliną, w której leży wieś Chmiel-Kolonia. Grzbiet dzielący obie doliny został obniżony i prawie zupełnie zniesiony w miejscu maksymalnego działania wstecznie wżerającej się doliny Chmiela-Kolonii. Przetrwiała tu do dzisiaj jedynie dawna ostroga, jako punkt najsłabszych ataków denudacyjnych.

Wyróżnione na przykładzie doliny Sachalina i jej otoczenia elementy krajobrazu denudacyjnego, jak doliny denudacyjne, ostrogi i wzgórza są powszechne i typowe dla całego pasa krawędziowego Wierzchowiny Giełczewskiej. Dalszymi przykładami będę się starał rozszerzyć krąg spostrzeżeń w tej dziedzinie. Tak więc dolina Piotrkowa, forma bardzo podobna do doliny Sachalina, lecz od niej większa, jest dlatego interesująca, że w jej obrębie znajduje się jakby włożony w denudacyjne dno doliny element erozyjny. Tutaj bierze początek potok Czerniejówka, którego erozyjna dolina gubi się w rozległej dennej powierzchni denudacyjnej. Czerniejówka płynie wśród piasków akumulacji peryglacjalnej, typowych, pylastych, równo i rytmicznie warstwowanych. Ponad wąskie aktualne dno doliny wznosi się do wysokości 8 m taras, zbudowany z wymienionych piasków. Piaski tarasu ciągną się pasem szerokości kilkaset metrów po obu stronach rzeki, dalej zaś w kierunku zboczy powierzchnia tarasu łagodnie podnosi się i przechodzi stopniowo w powierzchnię denudacyjną, zbudowaną z kredy i powleczoneą gdzieniegdzie cienką warstwą piasków zboczowych, o typie soliflukcyjnym. Tu występują również żwiry i bloki skał północnych, polodowcowych i gruz skał sarmackich. Jest to szeroka powierzchnia denudacyjna, nie różniąca się niczym od dna doliny Sachalina (ryc. 53).

Istnieją tu zatem dwa typy dolin, których przykładem jest z jednej strony element Sachalina, w całości denudacyjny, z drugiej zaś element Piotrkowa, również denudacyjny, w środku jednakże rozcięty rynną erozyjną. Oba typy dolin są częste w opisywanej strefie krawędziowej (ryc. 51); niecki wyłącznie denudacyjne są mniejsze aniżeli doliny denudacyjne z rynną erozyjną w środku. Rynny erozyjne są zawsze zasypane utworami czwartorzędowymi, głównie piaskami peryglacjalnymi. Ten typ form reprezentują doliny, w których biorą początek większe potoki, oprócz Czerniejówki, Olszanka oraz potok Kosarzewka koło Bychawy.

Ta ostatnia dolina jest dlatego interesująca, że czynnik erozyjny odsłonił tu gdzie indziej już opisane (Jahn, Turnau-Morawska [45]) utwory starszego plejstocenu, a nawet preglacjalne (ryc. 54). Żwiry preglacjalne znaleziono na wschód od miasteczka, koło młyna. Występują



Ryc. 53. Schematyczny przekrój przez dolinę Czerniejówki w Piotrkowie.

1 — kreda, 2 — trzeciorząd, 3 — czwartorzęd

one tu pod grubą serią utworów czwartorzędu, prawie w poziomie współczesnego dna doliny (220 m n.p.m.). Są to przeważnie otoczaki kredowe, a wśród nich krzemienie, lidyty i kwarcie niewiadomego bliżej pochodzenia oraz okruchy i otoczaki piaskowca sarmackiego. Ponad żwirowiskiem znajduje się tu bardzo ciekawa seria ilów i mułków żół-

tych, nie burzących się w kwasie solnym, drobno warstwowanych lub o strukturze spływowej, zboczowej. Materiał ten na pierwszy rzut oka przypomina less, a podobieństwo to zostało zresztą drogą analizy petrograficznej wykazane (Jahn, Turnau-Morawska [45]). Seria mułków sięga od dna doliny do wysokości 235 m n.p.m., odsłonięta jest ona dobrze w pobliskiej cegielni. Tu można stwierdzić, że ponad mułkami znajduje się bruk grubych bloków eratycznych oraz cienka warstwa lessu.

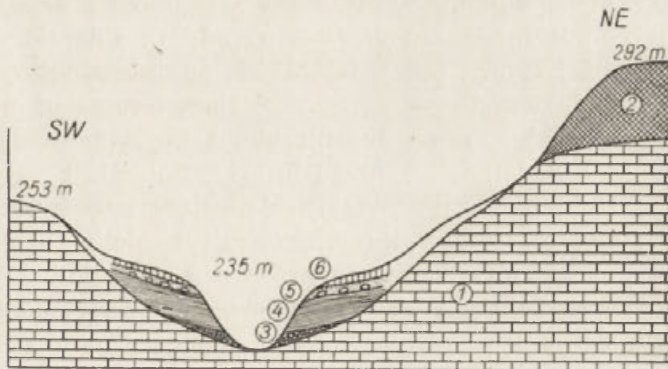
Ten typ utworów czwartorzędu buduje rozległy i dobrze widoczny po obu stronach doliny Kosarzewki taras, którego powierzchnia znajduje się na wysokości 235—239 m n.p.m. Najmłodszym utworem tarasu są znane nam już piaski pylaste, które leżą niezgodnie na erozyjnej powierzchni mułków oraz na rozmytej morenie (bruk).

Te ostatnie utwory zaliczam do starszego plejstocenu. Ocalały one tu w małej, zacisznej dolinie Kosarzewki wraz ze żwirami preglacjalnymi. Niemniej jednak część tych utworów, zwłaszcza ich poziom górny nie znajduje się już dzisiaj w położeniu pierwotnym. Zaznacza się tu soliflukcyjna struktura utworu. Młodym spływom zboczym uległy nie tylko mułki, lecz wraz z nimi bruk pomorenowy. Komplikuje to sytuację stratygraficzną, zwłaszcza tam, gdzie ponad głazami narzutowymi pojawiają się powtórnie żółtawe, bezwapienne mułki lessowe.

Staro-plejstocenijskie mułki lessowe a pod nimi żwirowiska preglacjalne można śledzić dalej w górę doliny, we wsi Kosarzew i Stróża Kosarzewska, gdzie odkrywki czwartorzędu są podobne do sytuacji opisanej spod Bychawy. Jest godny uwagi fakt, że współczesna Kosarzewka głęboko rozcięła w swoim górnym biegu osady starszego plejstocenu oraz preglacjalne i pracuje dzisiaj w podłożu kredowym.

Próbujemy usystematyzować wyniki poczynionych obserwacji, zestawiając je w szeregu ewolucyjnym i chronologicznym. Formą naczelną

są tu wzgórza wypowe, będące ostańcami denudacyjnymi, pozostałymi po zniszczeniu części Wierzchowy Giełczewskiej. Wierzchołki wzgórz są resztką poziomu wierzchowinowego, ich wysokość odpowiada ściśle wysokości wierzchowinowej powierzchni szczytowej. Niszczenie krawędzi



Ryc. 54. Położenie żwirów preglacjalnych i mułów staro-plejstocenijskich w dolinie Koszarzewki koło Bychawy.

1 — kreda, 2 — sarmat, 3 — żwiry peryglacjalne, 4 — mułki, 5 — bruk, warstwa piasku
6 — piaski pylaste, less

odbyło się przez działania skoncentrowane w obrębie form, nazwanych tu dolinami denudacyjnymi, które odpowiadają w pewnym sensie, chociaż niezupełnie, Schmitthennerowskiemu „dellom“. Wśród nich można wyróżnić dwa typy ze względu na kształt przekroju poprzecznego i wielkość. Pierwsze — małe, nieckowate doliny, na ogół wyciągnięte wzdłuż, płytkie, w których nie można wydzielić dna, gdyż zbocza łagodnie zlewają się ze sobą. Te są bardzo bliskie „dellom“. Drugie — formy duże, często o zarysach prostokątnych, w których dno i zbocza stają się czymś odrębnym. Są one formą nadrzędną w stosunku do nieckowatych dolin pierwszego typu. Reprezentują element większej dynamiki rozwojowej, mają większe wysokości względne i większe nachylenie stoków. Załączona mapka wyjaśnia nam, że nieckowate doliny denudacyjne występują w opisywanym obszarze od południa, od strony doliny Olszanki, są więc formą wnętrza wierzchowy, podczas gdy wielkie płaskodenne doliny drugiego typu grupują się w części północnej, formują więc właściwą krawędź (fot. 21).

Są to formy, jak powiedziałem, w których odbywa się wielkie wsteczne działanie denudacyjne, a jego wynikiem jest cofanie się stoku. Opisany wyżej przykład płaskodennej doliny Sachalina pozwala ten typ zaliczyć do kategorii form pedyplanacji. Dno doliny Sachalina jest bezsprzecznie zatoką pedymentu, z trzech stron ograniczonego maksymalnie stromym stokiem. Dno to przedstawia typ powierzchni nachylonej bardzo łagodnie,

lecz w dostatecznym stopniu, aby całość wód spływających ze stoku mogła być z niej odprowadzona.

Dolinę Sachalina widziałem w maju 1954 r. w okresie wielkich ulew, które wywołały ogromne spustoszenia na polach. Masa wód, ściekająca zewsząd z krawędzi dolinnych, łączyła się w obrębie dna w szerokie spływy typu półpustynnego *sheet flood*. Wody te zbierały się w linii wspomnianej wyżej rynny, przewijającej się środkiem doliny. Ogromna masa materiału piaszczysto-gruzowego została wówczas usunięta z dna doliny do Czerniejówki. Forma dna nie uległa żadnym zakłóceniom, nie powstały tu żadne dodatkowe rynny i bruzdy. Natomiast w tym samym czasie strome stoki okoliczne pokryły się całą siecią świeżych żłobin erozyjnych. Dotyczy to również nieckowatych dolin denudacyjnych pierwszego typu, w których zmiany przez działanie linijskie wody były bardzo wielkie (fot. 24). W tych przypadkowych i wyjątkowych warunkach ujawniła się w pełni różnica między denudacyjnymi dolinami obu typów. W dolinach o kształcie niecek brużdżąca działalność wody (tworząca żłobiny) była możliwa, gdyż sprzyjały temu: jednolite, długie stoki oraz pokrywająca je miękka pokrywa pylasto-piaszczysta. W płaskodennych dolinach drugiego typu działalność ta była utrudniona ponieważ woda ściekająca ze stoków u ich stóp w obrębie płaskiego dna traciła zdolność skoncentrowanego zmywania linijskiego a zwięzłe, skaliste podłoże nie sprzyjało również takiej pracy wód.

Podając powyższe spostrzeżenia z okresu obfitych deszczów w 1954 roku nie sądzę, aby wody opadowe współczesnej nam epoki geologicznej miały większe znaczenie w dziele rozwoju dolin denudacyjnych. W tej zupełnie wyjątkowej sytuacji można jedynie znaleźć pewne nawiązanie do tych warunków ubiegłych, chociaż niedawnych epok geologicznych, w których działalność denudacyjna była żywa, trwała i skuteczna.

Wyjaśniłem wyżej, że cofanie się stoku i powiększanie się pedymentu było najszybsze wewnątrz dolin, natomiast powolniejsze w pobliżu ostróg denudacyjnych, które reprezentują formę pierwszego etapu w cyklu rozwojowym gór stołowych. Największy płat ocalałej wierzchowiny sarmackiej zachował się w postaci rozległego wzgórza między Piotrkowem a Chmielem, o groteskowym kształcie w rzucie poziomym, z licznymi zatokami wżerających się w nie dolin denudacyjnych. Dokoła rozrzucone sarmackie wzgórza wyspowe okolic Bychawy, Olszanki i Nowin Żukowskich zostały wyodrębnione przez rozbicie dawnej całości drogą działania wstecznego denudacji. Tam gdzie stoki przeciwnie skierowanych dolin i zatok denudacyjnych zbliżyły się do siebie w tym stopniu, iż dalsze ich cofanie się było jednocześnie obniżeniem grzbietu działowego, wtedy rozpoczął się okres wyodrębniania ostrogi denudacyjnej w górę wyspawą. Między dolinami powstały płaskie, długie, obniżające się i rozszerzające

się przełęcze. Ostańcowe góry wyspowe powstawały przez działanie wsteczne w dolinach co najmniej z dwu kierunków, chociaż częściej był to proces z trzech i więcej kierunków. Wzgórza okolic Osówki (między Bychawą a Piotrkowem) oraz Boży Dar są punktami węzłowymi wododzielonego grzbietu między czterema dolinami.

Dna dolin denudacyjnych wierchowinowej strefy krawędziowej między Bychawą a Chmielem znajdują się na jednakowej wysokości 230—240 m n.p.m. Opadają łagodnie ku północy i łączą się na wspólnej powierzchni szczytowej Płaskowyżu Świdnickiego, powierzchni, której granice wysokościowe z grubsza można określić poziomiami 220 i 250 m. Jest to druga główna powierzchnia wyżynna, obok poziomej wierchowinowej, wykazująca cechy zrównania degradacyjnego. Obie powierzchnie dzieli od siebie próg, denudacyjnie rozczłonkowany w pasie gór wyspowych. Poziom Płaskowyżu Świdnickiego rozpościera się w międzyrzeczu Koszarzewka—Czerniejówka oraz na wschód od Czerniejówki koło Wilczopola i Bystrzejowic. Nie ma wyraźnej granicy między tym poziomem a niższą z kolei powierzchnią zrównania w granicach 190—210 m n.p.m., która panuje w obrębie Płaskowyżu Świdnickiego bezpośrednio na południe i wschód od Lublina.

Jadąc na południe od Lublina na przykład szosą na Wysokie widzimy łagodnie wznoszącą się powierzchnię, na której w miarę zbliżania się do krawędzi wierchowinowej pojawiają się pojedyncze, kopulaste wzgórza kredowe. Wysokość ich wzrasta ku południowi. Sarmackie wzgórza krawędziowej strefy wierchowinowej są jakby dalszym ciągiem tych izolowanych pagórków kredowych. Potwierdza się tu wynik spostrzeżeń z obszaru chełmsko-rejowieckiego, gdzie pagóry wyspowe są zjawiskiem niezależnym od budowy geologicznej. Wzgórza kredowe południowej części Płaskowyżu Świdnickiego należy więc uważać za obniżone ostańce denudacyjne.

Hipsometryczny związek krawędziowych dolin denudacyjnych z generalnym, denudacyjnym zrównaniem Płaskowyżu Świdnickiego sugeruje również ich wspólność ewolucyjną i wiekową. Przyjęte tutaj tymczasowe określenie „dolina denudacyjna“ dla zatokowych form krawędziowych nie zawsze jest terminem zupełnie właściwym. Ze względu na swoją szerokość należy je uważać w dużej mierze za elementy zrównań podstokowych, za zatoki pedymentów. Można wyróżnić ciąg rozwoju tych form od dolin denudacyjnych, odpowiadających ściśle temu pojęciu i nazwie, do szerokich zatok typu Sachalina lub Piotrkowa, w których elementem dominującym staje się pedyment, wżerający się w próg. Nie trudno w tym szeregu ewolucyjnym uczynić krok dalszy, uważając zrównanie szczytowe Płaskowyżu Świdnickiego, z którym zatoki krawędziowe łączą się i zlewają, za rozległą pedyplene. Śladem dawno cofnię-

tej krawędzi są tu izolowane, kredowe wzgórza ostańcowe, chociaż starsze, lecz podobne do tych, których świeże przykłady, przykłady niedawnej ewolucji dostarcza krajobraz sarmackich wzgórz w okolicy Piotrkowa, Olszanki i Chmiela.

Z kolei należy zastanowić się nad wiekiem krawędzi i zrównań z nią związanych. Z materiałów wyżej przytoczonych wynika, że sprawa nie jest prosta, gdyż mamy tu podobnie jak pod Chełmem i Rejowcem dowody kilku odrębnych wiekowo faz rozwojowych.

Zacznę od najmłodszej. Doliny denudacyjne i pedymenty krawędzi typu Sachalina i Piotrkowa wykazują cechy bardzo świeżej modelacji. Dowodem tego jest ich związek z pylasto-piaszczystą pokrywą peryglacialną w dolinach, obecność na stokach ostróg denudacyjnych pokrywy soliflukcyjnych, a wreszcie fakt prawie zupełnego zniszczenia w nich utworów glacialnych, po których pozostały tu luźne bloki i żwiry. Nie ulega wątpliwości, że tak jak w obszarze chełmsko-rejowieckim doliny denudacyjne krawędzi i wzgórz wyspowych opisywanego regionu swój obecny wyraz uzyskały w dobie ostatniego zlodowacenia jako formy ówczesnej strefy peryglacialnej. Dotyczy to nie tylko samej formy stoku, jego profilu, lecz również spłaszczeń podstokowych, a więc pedymentów. Przykład doliny Kosarzewki koło Bychawy, gdzie najmłodszy pedymen ścina utwory starszego plejstocenu, jest tu zupełnie przekonywający. A zatem w peryglacjale krawędź była świeża, a zespół działających czynników denudacji w pełni czynny. Gruzy, piaski i pyły, pochodzące ze zniszczenia progu, były wymiatane przez okresowe (roztopowe) wody z zatok krawędziowych i dalej transportowane po powierzchni pedymentu do dolin Czerniejówki, Kosarzewki i innych. Tu budują one dzisiaj wspomniany taras. Opisaną wyżej sytuację z maja 1954 r., kiedy to na polach nie pokrytych jeszcze dostatecznie gęstą roślinnością dokonała się wielka transportacja materiału piaszczystego, można uznać za epizod o cechach pewnego podobieństwa do tego, co w kontynentalnych warunkach peryglacjalu było zjawiskiem powszechnym. Nie należy również zapominać o wielkim transporcie grawitacyjnym mas ziemnych na powierzchniach pochyłych, dowodem którego zresztą są pokrywy soliflukcyjne na stokach ostróg denudacyjnych.

Jakie były skutki ówczesnej denudacji? Niestety brak dostatecznie pewnych dowodów na to, aby ocenić rozmiary cofnięcia się progu wierzchowinowego w ostatnim peryglacjale. Czy powstały w tym czasie całe zatoki, czy tylko uległy one poszerzeniu i wydłużeniu trudno w tej chwili na to pytanie odpowiedzieć. Że przemiany morfologiczne były w tym czasie znaczne, o tym może świadczyć m. in. fakt następujący. W Nowinach Żukowskich na grzbiecie między sarmackimi ostańcami znaleziono (R ü h l e [140], D y a k o w s k a [22]) jeziorne utwory inter-

glacialne, leżące w zamkniętym zagłębieniu. Miejsce to nie sprzyja dzisiaj gromadzeniu się wód, jest to powierzchnia pochyła, działowa, do której z kilku stron docierają wstecznie dolinki denudacyjne. Należy przypuszczać, że w czasie interglacjału, poprzedzającego zlodowacenie środkowo-polskie (bo z tego okresu — jak sądzą botanicy — pochodzą organogeniczne utwory Nowin Żukowskich), istniały tu lepsze warunki morfologiczne dla powstania jeziora. Młodsze zniszczenia peryglacialne w czasie dwu zlodowaceń zapewne zmniejszyły znacznie niegdyś rozległy poziom wierchowinowy przez wsteczną wędrówkę stoków krawędzi *.

Okresu peryglacialnej modelacji nie można, rzecz oczywista, czynić odpowiedzialnym za powstanie wielkiej pedypleny Płaskowyżu Świdnickiego. Przeczą temu takie fakty, jak obecność utworów morenowych na powierzchni tego zrównania, oraz staro-plejstocenijskich mułków i żwirów preglacialnych w dolinach. Wspomniałem wyżej, że w wielkich dolinach denudacyjnych typu Piotrkowa istnieją rynny erozyjne, wąskie i przypuszczalnie głębokie (wiercenia Lewińskiego [87] koło Wrotkowa), wypełnione utworami czwartorzędowymi. Są to rynny stare, preglacialne (Bychawa). Nasuwa się możliwość dwojakiego rodzaju interpretacji ich stosunku do powierzchni zrównań denudacyjnych, które im po obu stronach towarzyszą:

1. Rynny są młodsze od zrównań. Byłyby to wówczas linie pogłębienia erozyjnego w obrębie szerokich powierzchni, których czas powstania przypadałby bezwątpienia w trzeciorzędzie.

2. Rynny są starsze od zrównań. Zrównania należałoby wówczas uważać za ścięcia denudacyjne, dostosowane do poziomu istniejących już i wypełnionych osadami starszego czwartorzędu rynien.

Możliwość dwoistego rozwiązania jest tu jednakże pozorna, gdy przyjmiemy tezę, po części już udowodnioną w wyniku analizy rzeźby Pagórów Chełmsko-rejowieckich, o wielofazowości pedyplanacji wyżynnej. Denudacyjna powierzchnia Płaskowyżu Świdnickiego opada w dwu kierunkach — od krawędzi wierchowinowej z południa ku północy oraz — dachowato ku południkowym dolinom rzecznych. W tym podwój-

* Miło mi stwierdzić, że świetny znawca peryglacialnych zrównań środkowej Polski, prof. Dylík niezależnie ode mnie doszedł do wniosku o możliwości występowania młodych pedymentów w okolicach Lublina. Badacz ten, znając z autopsji tereny Płaskowyżu Świdnickiego, jest skłonny dać szersze granice tym peryglacialnym zrównaniom, aniżeli ja to czynię, tzn. objąć nimi prawie cały łagodny skłon tego płaskowyżu. (Relacja z dyskusji, przeprowadzonej z prof. Dylikiem w 1953 r.).

nym nachyleniu ujawnia się poligeneza powierzchni. Część powierzchni nachylona ku północy i zachowana fragmentarycznie w środku międzyrzeczy jest pierwotnym elementem krajobrazu — w niej widzę ślady przedczwartorzędowego zrównania, starszego od głównych dolin. Skośne ścięcia denudacyjne w kierunku dolin, zarówno towarzyszące dolinom, jak też rozwinięte na bezpośrednim przedpolu krawędzi wierzchowinowej przez połączenie się dolinek i zatok, są prawdopodobnie już czwartorzędowym pedymentem. Ta część powierzchni zrównań jest młodsza od rynien erozyjnych. Idąc doliną Bystrzycy, Kosarzewki i Czerniejówki, mamy możliwość śledzić przeważnie tę drugą powierzchnię denudacyjną, dostosowaną do poziomu dolinnych pokryw peryglacjalnych po lewej (zachodniej) stronie dolin. Natomiast zbocze prawe (wschodnie) jest strome, podcięte, kredowe, nie dopasowane do poziomu czwartorzędowych tarasów. Przeciwność nachylenia zboczy stwarza w całości obraz typowo asymetrycznych dolin, na co zwrócił uwagę M o j s k i [101]. Nie podzielam zdania wymienionego autora co do wieku asymetrii, uważam ją bowiem za zjawisko stosunkowo świeże, peryglacjalne i po części młodsze. Łagodne nachylenie prawego zbocza jest rezultatem peryglacjalnej pedyplanacji, odbywającej się przez szybki rozwój niecek denudacyjnych po tej właśnie stronie dolin. W słabszym stopniu były w tym czasie adaptowane wschodnie zbocza dolin i po tej stronie w pobliżu rzek znajdują się resztki przedczwartorzędowych zrównań.

DOLINA GÓRNEJ BYSTRZYCY LUBELSKIEJ

Dolinę górnej Bystrzycy Lubelskiej można podzielić na trzy odcinki, a mianowicie: górny, wierzchowinowy po Kiełczewice, średni Płaskowyżu Świdnickiego po Lublin i dolny, od Lublina po ujście. Dwa ostatnie odcinki miałem sposobność w przybliżeniu omówić, tutaj podam charakterystykę odcinka górnego.

Biegnie on na krańcach Wierzchowiny Giełczewskiej, okala ją łukiem i zamyka od zachodu. Na linii doliny urywa się wysoki poziom wierzchowinowy, dalej na zachód obszar Wyżyny Lubelskiej (wyłączając Roztocze) nigdzie nie przekracza wysokości 270 m n.p.m. M o j s k i [101] podał wiele cennego materiału z tego odcinka doliny; uprzejmości wymienionego autora zawdzięczam zapoznanie się z kilkoma ważnymi odsłonięciami utworów czwartorzędowych na tym terenie.

Dolina górnej Bystrzycy Lubelskiej reprezentuje ten sam typ form erozyjno-denudacyjnych, które poznaliśmy w poprzednim rozdziale, w związku z charakterystyką dolin Płaskowyżu Świdnickiego. Dolina ta

jest asymetryczna, a jej lewe zachodnie zbocze, bardziej połogie niż wschodnie, składa się z szeregu płaskich, lecz krótkich niecek denudacyjnych. Bardziej interesująca jest strona wschodnia, na której rozwinęły się trzy większe doliny erozyjno-denudacyjne: Rudnik, Majdan-Grabiny i Studzianki (nazwy wsi położonych w obrębie dolin). Wszystkie one są do siebie podobne i przedstawiają typ trójkątnych zatok denudacyjnych, poprzez które poziom średni wnika w obręb wierzchowiny.

Nad doliną Studzianki wznosi się od południa podłużna góra wyspowa, uwieńczona piaskowcami sarmackimi. Ze względu na budowę geologiczną i cechy morfologii można ją zaliczyć do tego samego typu form, co wzgórze Piotrkowa i Chmiela. Wysokość wierzchołka znajduje się w poziomie wierzchowinowym i wynosi 282 m n.p.m. Schodząc po stromym stoku w dół do doliny Studzianki wkraczamy na szerokie spłaszczenie na wysokości 250 m n.p.m., które opada łagodnie do poziomu 240 m n.p.m. Powierzchnia kredowego spłaszczenia łączy się na tej wysokości z poziomem piasków peryglacjalnych, pod którymi jest zagrzebana głębsza forma erozyjna. Po drugiej stronie doliny sytuacja morfologiczno-geologiczna jest podobna, z tym że grzbiet, osiągający tu wysokość 278 m n.p.m., czapy sarmackiej już nie posiada.

Podaję opis profilu poprzecznego tej doliny na dowód, że możemy tu wyróżnić te elementy morfologiczne, które są tak typowe dla „dolin denudacyjnych“ północnej strefy krawędziowej wierzchowiny. Istnieje tu pedymet dolinny będący istotnie częścią całej tej formy, stromy stok krawędziowy oraz rynna erozyjna wypełniona utworami czwartorzędowymi. Podobne stosunki charakteryzują pozostałe doliny, a więc Majdan-Grabinę i Rudnik. Zwłaszcza ta ostatnia jest ciekawa przez bardzo szeroki pedymet, występujący tak jak we wszystkich dolinach po południowej stronie. W ten sposób formy te mają wybitnie asymetryczny profil poprzeczny. Powierzchnia denudacyjna wymienionych dolin odpowiada wysokościami tego typu powierzchni po lewej stronie Bystrzycy.

Dolina Bystrzycy jest formą preglacjalną, o czym świadczą żwiru i gruzu młodsze od sarmatu, lecz starsze od utworów lodowcowych, które znaleziono na zboczach doliny, stosunkowo niewysoko ponad jej dnem w Sulowie (J a h n [51]). W tej wsi, u początków doliny tuż obok słabo zarysowującej się krawędzi Roztocza, czwartorzęd występuje w facji utworów zboczowych, soliflukcyjnych, których dolnym członem są gliny z gruzem skał miejscowych. Zawierają one bloki piaskowców sarmackich, pochodzących z pobliskiego wzgórza z kotą 282. Wśród takich właśnie glin i mułków znajduje się tu, na wschodnich zboczach doliny, warstwa żwiru i piasku rzeczno, zawierającego materiał typowo „pre-

glacjalny“ z kostkami menilitów karpackich *. Znajduje się ona na wysokości około 10 metrów ponad dnem doliny, można więc przypuszczać, że górna Bystrzyca w plejstocenie pogłębiła swoje dno. Fakt ten wydaje się dziwny, gdyż współcześnie ma tu przewagę proces akumulacji. Powyżej Sulowa dolina jest sucha i silnie zapiaszczona. Plejstocenijskie pogłębienie doliny musiało się dokonać w innych warunkach.

Z utworów zboczowych doliny górnej Bystrzycy trudno odtworzyć konsekwencję stratygraficzną. Składają się na nią mułki ilaste, żółte, przypominające bardzo staro-plejstocenijskie mułki lessowe, znane z innych części wyżyny. Mułki leżą na preglacjale lub bezpośrednio na kredzie a w ich stropie występuje seria glin soliflukcyjnych, zawierających grube bloki skał północnych. Wszystko to zapada pod niewątpliwie młodsze utwory tarasowe.

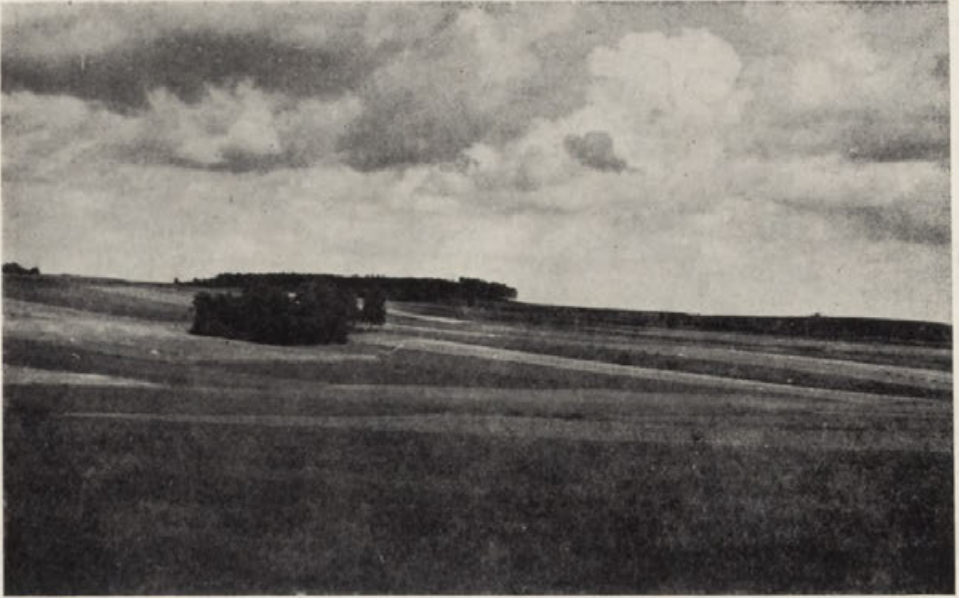
W dolinie jest jeden taras. Wyraźnie widoczny już w Sułowie, chociaż w pełni rozwinięty dopiero poniżej tej wsi, w Zakrzówku i Bystrzycy. W spodzie tarasu znajdują się piaski białe, rzeczne, spokojnie warstwowane, o typie utworu interglacjalnego. Na nich leży rozległa seria mułków i drobnych piasków równo i rytmicznie, prawie wstęgowo warstwowanych. Jest to seria osadów jezior lub wolno płynącej rzeki. Wypełniają one rozległe rozszerzenie doliny między Zakrzówkiem a Bystrzycą, a śledzić je można dalej ku północy w Kiełczewicach Górnych. Ponad mułkami wstęgowymi znajduje się pylasty, różnoziarnisty piasek tarasowy.

W budowie i wysokości tarasu jest wyraźna różnica między częścią leżącą na wschód i zachód od rzeki. Po wschodniej stronie dominują mułki typu jeziornego; widoczne są one od podstawy aż po powierzchnię tarasu, który jest równy, rozległy i wzniesiony nie wyżej jak 10 m ponad dnem doliny. Na zachód od rzeki warstwa mułków wyklinowuje się szybko, natomiast ukazują się tu piaski zarówno dolne, białe, jak też górne, pylaste, przybrudzone. Na tych ostatnich leży less, który wybitnie podwyższa taras. Powierzchnia tarasu opada skośnie ku rzece, gdy

* Uprzejmości prof. M. Turnau-Morawskiej zawdzięczam wiadomość o wyniku dodatkowej analizy materiału żwirowiska w Sulowie. W skład tych żwirów odkrytych przez mgr Mojskiego, a przeze mnie w terenie określonych jako preglacjalne, wg analizy prof. Turnau-Morawskiej (zbadano 72 otoczaki) wchodzi:

Piaskowce żelaziste (prawdopodobnie sarmackie)	22,6%
Konkrecje żelaziste (prawdopodobnie sarmackie)	5,3%
Krzemienie	28,3%
Rogowce	18,6%
Piaskowce glaukonitowe	6,6%
Radiolaryty	4,0%
Kwarcze żyłowe	14,3%

Zaledwie 30% materiału pochodzi ze skał miejscowych, znanych na Wyżynie Lubelskiej.



Fot. 21. Stoki wzgórz sarmackich w Olszance koło Krzczonowa (Wierzchowina Gielczewska).

Płat skał sarmackich (las), poniżej łagodniejszy stok w obrębie skał kredowych. U podstawy obszerne zrównanie denudacyjne (pedyment)



Fot. 22. Dno doliny denudacyjnej Sachalina.

Pola zamulone materiałem zdartym przez wody deszczowe ze stoków



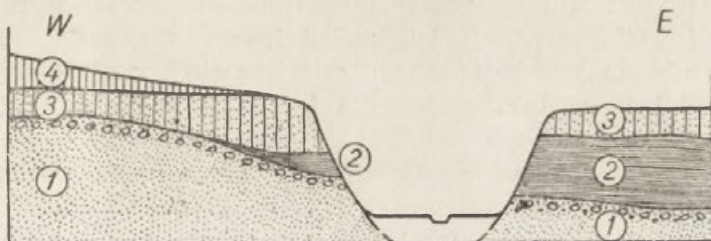
Fot. 23. Soliflukcja na stokach doliny Czerniejówki w Piotrkowie



Fot. 24. Dolina wsi Sachalin.
Zamulona dolna część stoku jest rozcięta świeżą żłobiną erozyjną

miąższość lessu rośnie w kierunku przeciwnym, ku zboczowi doliny. Wysokość tarasu dochodzi tu do 15, nawet 18 metrów (ryc. 55).

Niepewna jest ocena wieku poszczególnych seryj sedymentacyjnych. Resztki najstarszego zlodowacenia, reprezentowane brukiem zniszczonej moreny, tkwią przeważnie wśród utworów zboczowych. Białe piaski rzeczne kontaktują się z nimi przekraczając. Mułki o typie wstęgowym, bezpośrednio młodsze od wspomnianych piasków, mogą pochodzić z ostatniego lub przedostatniego zlodowacenia. Sądzę, że pierwsze przypuszczenie jest raczej słuszne. Udało się jednak zauważyć granicę sedymentacyjną między tymi mułkami a następną ku górze serią, tzn. piaskami pylastymi wraz z lesssem, które bezsprzecznie są wskaźnikiem peryglacialnej



Ryc. 55. Schematyczny przekrój przez taras doliny Bystrzycy we wsi Bystrzyca.

1 — piaski dolne, 2 — mułki jeziorne, 3 — piaski górne pylaste, 4 — less

fazy bałtyckiego zlodowacenia. Potwierdzałoby to, gdzie indziej wyraźniej zaznaczony, podział utworów ostatniego zlodowacenia na dwie serie. Piaski górne pochodzą z pobliskich zboczy. Daje się tu śledzić, tak jak w dolinie Wieprza, przejście od tych piasków dolinnych, tarasowych do pylasto-piaszczystych zwietrzelin na zboczach doliny. Sedymentacja piasków, jak też lessu z nimi związanego, była bardzo nierównomierna. Źródłem materiału były głównie zachodnie stoki doliny, co stworzyło asymetryczny układ tych młodo-plejstocenijskich osadów, a przyczyniło się też do pogłębienia morfologicznej asymetrii dolin.

DORZECZE GIEŁCZWI I ŻÓŁKIEWKI

Dolina Giełczwi jest najbardziej typową a przy tym najpiękniejszą doliną wyżyny; głęboko wcięta w wierzchowinę, wąska, jarowa, o stromych stokach, z typowym dla wyżyny osadnictwem, tzn. nieprzerwanym ciągiem łańcuchówek na dnie. W układzie poziomym dolina posiada kształt odwróconej litery Z; łamie się ona dwukrotnie pod kątem prostym koło Pilaszkowic i Piasków Luterskich. W rozdziale poświęconym Kotlinie Dorohuckiej omówiłem tę drugą zmianę biegu Giełczwi wyjaśniając, że mamy tu do czynienia z młodym przeciągnięciem. Stara dolina tej rzeki znajduje się dokładnie na przedłużeniu środkowego,

południkowego odcinka rzeki, w miejscu obecnej doliny potoku Stawka. Nieznana jest natomiast geneza skrętu pod Pilaszkowicami. Nadmienić należy, że górna Giełczew, powyżej Pilaszkowic, płynie z WSW na ENE, zgodnie z powszechnym w tej części układem hydrograficznym. Ten sam kierunek ma Żółkiewka, a co ważniejsze, Potok Łopiennicki, który płynie dokładnie na linii przedłużenia górnej Giełczwi. Nie mamy dostatecznie pewnych argumentów, aby udowodnić przypuszczenie o bezpośredniej łączności obu rzek, co tak sugestywnie narzuca układ kierunkowy. Na powierzchni wierzchowinowej nie ma żadnego obniżenia, które ułatwiłoby takie połączenie hydrograficzne, a dolina Potoku Łopiennickiego jest za mała, zbyt wąska, aby ją można było uznać za dolinę dolnej Giełczwi. Wydaje się więc słuszny pogląd, wyrażony na początku niniejszego rozdziału, że Giełczew, tak jak sąsiadujące z nią rzeki, należy do radialnego układu hydrograficznego wierzchoviny, czyli bieg jej górnego i średniego odcinka zachowuje kierunek nachylenia pierwotnej powierzchni.

Należy jeszcze zwrócić uwagę na fakt, że krawędź wysokiego poziomu wierzchowinowego (powyżej 280 m n.p.m.) biegnie od strefy wzgórz wyspowych Chmiela ku południo-wschodowi i przekracza dolinę Giełczwi nieco poniżej pilaszkowickiego skrętu rzeki w okolicach Częstoborowic. Nie ma więc ona żadnego wpływu na kierunek rzeki i doliny, co świadczy o braku zależności między układem wysokich form denudacyjnych a młodszym układem hydrograficznym. Poziom wysoki przecina się ze zboczem doliny w postaci bardzo wyraźnej linii załomu, wzniesionej około 50 m ponad dno doliny.

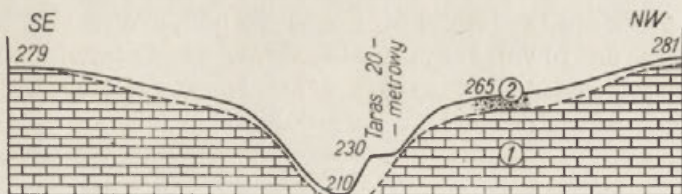
Gdy idzie o czwartorzęd doliny Giełczwi uderza ubóstwo utworów starszego plejstocenu w obrębie właściwej, wąskiej, a więc jarowej części doliny. Utwory te pojawiają się przeważnie dopiero powyżej załamania zboczy, na wysokości ponad 250 m n.p.m. W takim położeniu jest żwirowisko preglacjalne składające się ze skał podobnych jak w Bychawie, które napotkałem przy drodze między Sobieską Wolą a Krzczonowem II. Również powyżej barków dolinnych ciągną się na skłonie wierzchowinowym zagadkowe piaski i żwiry rzeczne, odsłonięte w Pilaszkowicach i Krzczonowie, na północ od doliny. W Pilaszkowicach koło gorzelni znajdują się żwiry duże, dobrze otoczone, kredowe, o średnicy do 20 cm, ku dołowi zaś materiał, zawierający sporo skaleni. Jest rzeczą charakterystyczną, że elementy skał północnych obecne w piaskach i żwirowisku mają w przekroju najwięcej 1—2 cm.

W odległości 1,5 km na SW od tej odkrywki (na tzw. „wygonie“) w tym samym położeniu, a więc tuż ponad załamaniem dolinym, odsłonięte są piaski warstwowane z ogromną ilością drobnego żwirku kredowego u góry, przy stosunkowo skąpym materiale północnym (ryc. 56).

Analiza mineralogiczna piasków wykonana przez prof. H. Turnau-Morawską dała następujące wyniki:

	%
1. Kwarc	84,9
2. Okruchy kwarcytów i rogowców	10,6
3. Skalenie	2,7
4. Tlenki żelaza	1,0
5. Minerale rzadkie	0,8
	100,0

Wśród skaleni jest mikroklin i zwiertzały plagioklaz, wśród minerałów rzadkich zielony chloryt. Wielkość ziarna 0,1—0,6 mm, średnio



Ryc. 56. Położenie utworów wysokiego zasypania w stosunku do doliny Giełczwi w Pilaszkowicach.

1 — kreda, 2 — piaski i żwirny

0,24 mm. Warstwowanie piasków spokojne i rytmiczne. W regularnych odstępach wśród jasnego piasku ciągną się brązowe warstewki powodziowe. Żyły i szczeliny zmarzlinowe tną pokład poprzecznie. Nieznana jest jego miąższość, na głębokości 6 metrów nie osiągnięto jeszcze spągu piasków. Znajdują się one na wysokości 55—60 m ponad dnem doliny Giełczwi na płaskim garbie wierzchowinowym, poniżej którego znajduje się strome zbocze doliny. Cała więc ta pokrywa sedymentacji wodnej jest jakby zawieszona ponad doliną. Schodząc stąd w dół głębokim wąwozem drogi polnej natrafiamy na wysokości 30 m ponad dnem doliny na 4-metrowy pokład brązowej, silnie piaszczystej gliny morenowej, zawierającej liczne otoczaki odwapnionej opoki, przy tym rzadko niewielkie gładziki skał skandynawskich. W odkrywce są widoczne szerokie smugi zboczowe, co wskazuje na pewną modyfikację pierwotnego położenia moreny. Nie jest to jednakże pokład glin soliflukcyjnych, lecz morena, zdaje się nawet w pierwotnym położeniu, chociaż zboczowo nieco zmieniona. Ponad moreną znajduje się gruby piasek ze żwirkami kredowymi oraz mułek lessowy. Poniżej moreny drobny, mułkowy piasek warstwowany, z dużą ilością ziaren glaukonitu. Nie jest on zupełnie podobny do piasków z wysokiej odkrywki na wygonie — jest to bezsprzecznie utwór starszy.

Trzecie stanowisko wysokich piasków rzecznych znalazłem w Krzczonowie II (między Sobieską Wola a Giełczwią) na południowym krańcu wsi, na wysokości 260 m n.p.m. Leżą one tutaj bezpośrednio na kredzie, oddzielone od niej cienką warstwą zielonawej wietrzelinowej glinki. Żadnych bruków, żadnej moreny pod piaskiem nie znaleziono.

Ten osobliwy ze względu na swoje położenie utwór plejstoceniński należy wiązać z piaskami i żwirkami, które występują na kulminacji działowej między doliną Giełczwi a doliną potoku Radomirka (na NW od Pilaszkowic, przy drodze do dawnego folwarku Chodyłówka) na wysokości 277 m n.p.m. Mamy tu pagórek, zbudowany z piasków, zawierających luźne, grube otoczaki kredowe oraz warstwy drobnych, silnie zwietrzałych (nie burzą się z HCl) żwirków kredowych. Piasek jest plejstoceniński, o czym świadczą tkwiące w nim okruchy północnych skał krystalicznych. Zawiera on również sporo elementów ze zwirowisk preglacjalnych (rogowce, krzemienie), a przy tym nierozłożone skalenie. Ziarno słabo otoczone, wręcz ostre, co wskazywałoby na pewien związek z materiałem lodowcowym. Przy tym ów utwór jest rytmicznie warstwowany, a więc ma tę samą strukturę wstęgową, która cechuje piaski na wygonie. Podobnie jak tamte, utwór ten również nie jest przykryty żadną moreną lub brukiem i nie jest glacitektonicznie zaburzony.

Trudno na razie o właściwą interpretację tych utworów znad Giełczwi, po części przypominających denudacyjnie zniszczone utwory i formy marginalne zlodowacenia środkowo-polskiego. Strukturą i składem petrograficznym są one podobne do piasków na Tatarach pod Lublinem i w Milejowie. Wysokie piaski Wierzchowiny Giełczewskiej uważam za piaski rzeczne, osadzone przez wody płynące od grzbietów wierzchowinowych, na co wskazuje bogactwo materiału miejscowego. Z drugiej strony typowo peryglacjalna wstęgowość, obecność spękań zmarzlinowych i pewien ogólny fluwioglacjalny aspekt materiału, jest znów dowodem związku tych piasków ze zlodowaceniem. Sądzę, że powstały one raczej w czasie starszego zlodowacenia (krakowskiego) i to w związku z regresją lodowca, nie ma bowiem żadnych śladów moreny powyżej piasków. Można wysunąć tu dwa przypuszczenia:

1. Piaski są resztką wysoko wzniesionej pokrywy akumulacyjnej, która wypełniała doliny i wyrównywała wierzchowinę w poziomie grzbietów.

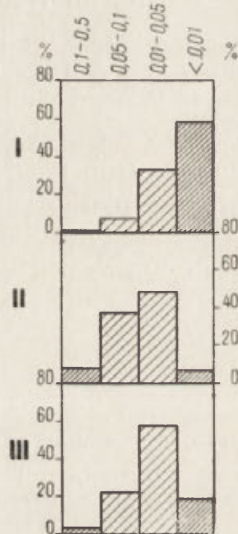
2. Piaski zostały osadzone na wierzchowinie na brzegu lodowca, wypełniającego dolinę Giełczwi. Były więc one resztką starego tarasu kemowego z okresu deglacjacji (zlodowacenie krakowskie).

Morena na zboczu doliny w Pilaszkowicach, luźne bloki skał krystalicznych na zboczach i dnie doliny w Sobieskiej Woli wskazywałyby na obecność dolinnego jezera lodowego.

Wątpliwości tej na razie niesposób rozstrzygnąć, zresztą nie jest ona sprawą istotną, jeżeli zgodzimy się z bardziej ogólną tezą, że utwor nasz pochodzi z czasów regresji lodowca.

Osady młodszego czwartorzędu formują w dolinie Giełczwi taras, którego powierzchnia sięga 20 m ponad dno doliny. W Pilaszkowicach koło młyna jest odsłonięty najlepszy przekrój utworów tego tarasu, na który składają się dwa lessy, przedzielone glebą kopalną. Podobnie jak w dolinie Wieprza stropowym utworem tarasu jest tu gruba na 4 m seria piasków rzecznych z drobnymi żwirikami kredowymi. Poza Pilaszkowicami w dół i górę doliny piaski tarasowe znajdują się wszędzie w stropie tarasu. W Sobieskiej Woli występuje w tarasie pod piaskami i lessem znany nam pokład lessowej gleby kopalnej. Poniżej Pilaszkowic w Częstoborowicach i Rybczewicach taras w całym swoim przekroju jest zbudowany z mułków warstwowanych, typu lessowego, żółtych, zawierających duże konkracje wapienne („lalki lessowe“) oraz obficie faunę wodną (*pisidia*), rzadziej lądową (*Succinea oblonga*). Godne uwagi jest bardzo regularne, wstęgowe warstwowanie mułków. Są to na przemian jasne i ciemne warstewki — jasne są wyraźnie grubsze od ciemnych. Warstwy jasnego mułku rozrastają się niekiedy do grubości 0,5 cm, tworzą wówczas pyłowy, lessowy pokład wśród utworów wstęgowych. Diagram granulometryczny (ryc. 57) wskazuje na dużą różnicę składu mechanicznego warstewek jasnych i ciemnych. Natomiast skład mechaniczny całości materiału (na podstawie próbki, pobranej w ścianie odkrywki w postaci słupa obejmującego szereg warstw jasnych i ciemnych) zawiera typowe frakcje lessowe. Warstewka jasna przypomina również less. Jedynie warstewka ciemna jest jakby wyselekcjonowaną spośród całości materiału frakcją ilastą. Ten obraz granulometryczny, a częściowo fauna, wskazuje na związek mułków wstęgowych tarasu z lessem.

W dolinie Radomirki (potok uchodzący we wsi Stryjna do Giełczwi) utwory tarasowe występują powszechnie u stóp zboczy. Są to przeważnie piaski, rzadziej mułki. Tu, we wsi Policzyzna, na północnym zboczu doliny wyraźnie zaznacza się granica między piaskami tarasowymi a starszymi utworami zboczowymi. Mułki i piaski wysokiego zasypania, sięgającego tu znacznie ponad poziom tarasu, schodzą w dół po zboczu i razem z gruzem skał kredowo-sarmackich tworzą długie, wyklinowujące



Ryc. 57. Skład mechaniczny ilów wstęgowych tarasu Giełczwi w Rybczewicach.

I — warstewka ciemna,
II — warstewka jasna,
III — materiał w całości

się jezory, o typie łagodnej soliflukcji. Cały ten kompleks utworów zboczowych zapada pod piaski tarasowe, których powierzchnia wprawdzie lekko podnosi się w kierunku zbocza, niemniej jednak wyraźnie widoczna jest niezgodność między prawie poziomym warstwowaniem piasków tarasowych a nachylnym kompleksem utworów soliflukcyjnych ukrytego pod piaskami zbocza.

Bardzo interesująco przedstawia się zmiana wysokości względnej tego jedyne go zresztą tarasu w dolinie Giełczwi. W górnym odcinku doliny taras jest bardzo niewyraźny a wysokość jego wynosi kilkanaście metrów. Poniżej Sobieskiej Woli taras jest już dobrze wykształcony, a w Pilaszkowicach osiąga on swoją kulminację, wznosząc się 23 m ponad dnem doliny. Jego powierzchnia jest akumulacyjna, równa, dzięki grubej pokrywie piasków nadlessowych. Począwszy od Pilaszkowic wysokość względna tarasu maleje w dół rzeki — w Wygnanowicach 12 m, w Piaskach Luterskich około 10 m. Podobnie w dolinie Radomirki wysokość względna tarasu rośnie w górę doliny, osiąga kulminację koło Żukowa, po czym zmniejsza się w kierunku źródeł. Na razie poprzestaję na stwierdzeniu faktów — do sprawy tej jeszcze powrócę.

Dolina Żółkiewki jest podobna typem występujących w jej obrębie utworów czwartorzędowych do doliny Giełczwi. Piaski i pyły najmłodszego plejstocenu budują tu taras widoczny w Żółkiewce, Wólce, Czystej Dębinie, Gorzkowie, Wielkopolu, Niemienicach i Krakowskim Przedmieściu. Jego wysokość waha się w granicach 8—15 m. Dołem występują najczęściej piaski pylaste, zawierające partiami drobny żwirek kredowy, na nich leży less warstwowany. Typ utworów tarasowych zmienia się wzdłuż doliny, według zależności i w związku z utworami zboczy lub dolinek bocznych. Tam gdzie do doliny głównej uchodzą zapiaszczone dolinki boczne, taras jest zbudowany z piasków, natomiast w odcinkach nierozczłonkowanych zboczy, pokrytych lessem, taras składa się przeważnie z lessowych glin warstwowanych. W ujściowym odcinku Żółkiewki między Niemienicami a Wieprzem wzajemny stosunek piasku do lessu, wyrażony układem pionowym, zmienia się w układ poziomy. Piaski nie pokryte lessem panują po prawej stronie doliny (Zażółkiew), gdzie łączą się w dolinie Wieprza z opisanymi wyżej piaskami Rońska, podczas gdy po lewej stronie ciągnie się przez Krakowskie Przedmieście gruba powłoka lessu dolinnego, bez utworów piaszczystych. Na zboczach doliny Żółkiewki są resztki utworów lodowcowych w postaci luźnych bloków skał północnych i sarmackich leżących na kredzie. W Żółkiewce, przy szosie do Krzczonowa odsłonięty jest gruby kompleks żółtych, pylastych glin soliflukcyjnych, zawierających obficie starsze utwory rezydualne, a więc otoczaki odwapnionej kredy oraz skały krystaliczne.

Rozmieszczenie lessu w międzyrzeczu Giełczew—Żółkiewka i w ogóle w całej wschodniej i południowo-wschodniej części wierzchowiny przedstawia się odmiennie aniżeli w innych lessowych regionach wyżyny. Nie ma tu zwartej pokrywy lessowej, lecz szereg płatów, luźnie z sobą powiązanych (por. mapę V). Najważniejsza jest lessowa wyspa w okolicach wsi Wierzchowina na południe od Żółkiewki. Jej powierzchnia ma typowo lessową morfologię, jest łagodnie sfalowana i pocięta przy tym głębokimi parowami. Miąższość lessu zwiększa się od góry, od grzbietu ku dołowi. Ważne jednak i godne podkreślenia wydaje się to, że w ogóle less znajduje się tu na powierzchni grzbietowej, bowiem jest niemal regułą, że na grzbietach Wierzchowiny Giełczewskiej ukazuje się nie pokryta lessem kreda, less natomiast występuje w dolnych częściach zboczy. Najlepsze odsłonięcie lessu znajduje się w Chłaniowie na wysokiej krawędzi lessowej, przy drodze jezdnej do Żółkiewki. Są tu odkryte dwa pokłady lessu. U góry less żółty, typowy, wapnisty, z konkrejcami, przechodzi bez wyraźnej granicy w less szarawy, soliflukcyjnie smugowany, bezwapienny. Grubość obu tych warstw wynosi 7 m. Niżej, bezpośrednio na kredzie leży less brązowy, zupełnie odwapniony. W jego stropie leży pokład słabo próchniczny, o typie bielicy lessowej. Miąższość dolnego lessu wraz z glebą kopalną wynosi 2 m. Opisana odkrywka w Chłaniowie jest jedynym, znanym mi stanowiskiem dwu różnowiekowych lessów w tej części Wierzchowiny Giełczewskiej. Cegielnia we wsi Wierzchowina czerpie surowiec tylko z górnego lessu.

Płat lessowy wierzchowiny ma kształt eliptyczny, wyciągnięty w kierunku WNW—ESE. Zwraca uwagę stosunkowo stroma krawędź lessu, zwłaszcza interesujący i typowy jest jej południowy odcinek, wzdłuż którego płat lessowy urywa się ponad szeroką doliną potoku Łętownia. Między wierzchowiną, Chłaniowem a Bzowcem biegnie granica lessów w postaci progu około 15-metrowej wysokości. Jej nachylenie, jak na ten typ skały, jest stosunkowo duże, gdyż przekracza 15°. Stopień ten chociaż jest rozcięty parowami, to jednak w całości stanowi formę jednolitą i zwartą. Bezpośrednio przed nim znajduje się łagodnie ku dolinie opadająca powierzchnia, gdzie nie ma śladu pokrywy lessowej (Chłaniów, Władysławin). Jest to powierzchnia kredowa z luźnymi eratykami na niej.

Między rzeką Żółkiewką a Wieprzem znajduje się kilka dalszych płatów lessowych koło Rudnika, Potażni, Piasków Szlacheckich. We wsi Bobliwo i w Ostrówku (6 km na W od Tarnogóry) są ślady dwu lessów, przedzielone czarną glebą kopalną. Less towarzyszy zboczom doliny Wieprza i Żółkiewki i osiąga tu miąższość kilkunastu metrów. Również na północ od doliny Żółkiewki, koło Gorzkowa, Orchowca, Pilaszkowic, a dalej na północ po obu stronach górnego biegu potoku Łopiennika

urywane, postrzępione płyty lessowe występują sporadycznie, w dużej mierze zależnie od morfologii starszego podłoża. Nie zawsze jest to less „typowy“, uderza jego wyraźne smugowanie zboczowe i zapiaszczenie.

Nietypowość lessu jest znamienna zwłaszcza przez to, że wespół z lessem występują tu w dużej masie piaski pylaste, które łączą się z tym utworem w pionowym i poziomym kierunku. Cała ta część Wierzchowiny Giełczewskiej w dorzeczu Giełczwi i Żółkiewki jest gęsto rozcięta drobnymi dolinkami, zorientowanymi w kierunku bliskim NW—SE. Na ten



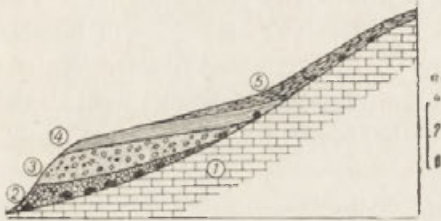
Ryc. 58. Kontur dolin we wschodniej części Wierzchowiny Giełczewskiej

fakt zwróciłem uwagę na początku rozdziału, wyjaśniając związek tego kierunku morfologicznego z siatką spękań kredy. Dolinki, o których tu mowa, spełniają ważną rolę w rozmieszczeniu lessowo-piaszczystej pokrywy, co więcej, powstanie i rozwój owych dolinek bardzo ściśle wiąże się z wymienionym typem utworów peryglacjalnych.

Załączona mapka (ryc. 58), ilustrująca poziomy zarys rzeźby południowo-wschodniego obszaru wierzchowinowego, wyjaśnia, że przeważająca część małych dolinek posiada bardzo charakterystyczny kształt maczugi. Są one szersze u góry, a zwężają się ku dołowi. Dolinki te mają stosunkowo wielkie leje źródłowe, nadmiernie szerokie w porównaniu z wielkością (długością i szerokością) całej doliny. Kotlinowe początki dolin są miejscem obfitego nagromadzenia piasków i pyłów lessowych.

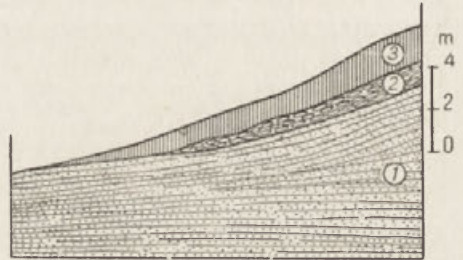
Bardzo typowa pod tym względem jest dolinka uchodząca z lewej strony do doliny Żółkiewki koło wsi Czysta Dębina. Długość jej wynosi 7 km, jej bieg jest prostoliniowy. Początek doliny, składający się z kilku drobnych, zbieżnych radialnie dolinek bocznych, jest kotlinką, w której

leży wieś Zygmunów. Kotlinkę wypełniają piaski pylaste, rytmicznie warstwowane (na przemian warstwy brązowe i żółte), poniżej i powyżej których występuje spiszczony less warstwowany (fot. 25, 26 i 27). Warstwy tych utworów bardzo łagodnie, z nachyleniem około 2—3°, opadają ku środkowi kotlinki. Upad ten zwiększa się w kierunku zboczy kotlinki, gdzie piaski denne przechodzą w piaszczysty utwór deluwialny, w którym licznie występują płytki gruzu kredowego. Górna część zboczy jest w ogóle pozbawiona jakichkolwiek utworów czwartorzędowych, ukazuje się tu kreda. Pokrywa piaszczysto-deluwialna zawiera



Ryc. 59. Profil stoku w Antoniówce.

1 — kreda, 2 — gruz kredowy, gruby, z brukiem pomorenowym, 3 — piaski z gruzem kredowym, 4 — glinika pylasta, warstwowana (less), 5 — płytkowaty gruz kredowy



Ryc. 60. Profil stoku w Wysokiem.

1 — piaski wstęgowe, poziomo warstwowane u dołu, zboczowo u góry, 2 — gruz płytkowaty, 3 — glinika czerwonebrązowa

również grube głazy narzutowe północne, krystaliczne a obok nich piaskowce sarmackie. Powleka ona nie tylko zbocza, lecz wkracza również na piaski i pyły dna kotliny.

Podobny profil geologiczny czwartorzędu znajdujemy nieco niżej w dolinie, we wsi Antoniówka (ryc. 59), koło dawnego folwarku Baranica. Pojawia się tu duży płat tarasowy, o powierzchni skośnie opadającej do małej dolinki bocznej. Budują go utwory piaszczyste i gruzowe leżące bezpośrednio na litej skale kredowej. Gruby gruz kredowy z głazami sarmackimi i lodowcowo-krystalicznymi, wyżej piaski z gruzem i less warstwowany, wreszcie w stropie druga warstwa gruzu kredowego, z mniejszą aniżeli w spodzie ilością materiału narzutowego. Jest to więc odkrywka, w której utwory zboczowe zająbiają się z piaskami sedimentacji dna doliny. W tej samej dolince bocznej Antoniówki znajdują się na kredzie grube bloki narzutowe.

Opisane odkrywki pochodzą z dorzecza Żółkiewki. Podobne przykłady są powszechne również w dorzeczu Giełczwi. Dolinki między Pilaszkowicami, Krzczonowem i wsią Giełczew obficie są wyścielone piaskami pylastymi. Ten typ utworów plejstoceńskich dominuje w dolinie górnej Giełczwi, w Radomirce, Dołach i wsi Giełczew. Piaski rytmicznie warstwowane, z brązowymi wstęgami budują tu taras, około 8-metrowej wy-

sokości, którego powierzchnia podnosi się ku kredowym zboczom doliny i przechodzi w nie stopniowo, jakby tworzyła jednolitą pod względem geologicznym płaszczyznę. Początek doliny Giełczwi wraz z dwiema dolinkami bocznymi jest właściwie szeroką i płaską, zapiaszczoną kotliną, a wcięta, wąska dolina biegnie dopiero w dół od wsi Doły.

Inne dolinki wyżynne, należące już do systemu Poru (Wysokie, Tar-nawka) lub Kosarzewki (Stara Wieś, Kosarzew), nie różnią się zupełnie typem wypełniających je młodo-plejstocenijskich utworów od opisanych dolin dorzecza Giełczwi i Żółkiewki. Stąd godne wzmianki są odsłone-
cia tych utworów w Wysokiem, poniżej miasteczka, w dużej piaskowni założonej w związku z budową szosy. Odkryte są tu znane nam żółte piaski równo warstwowane, pylaste, o dużej miąższości, sięgają bowiem 10 m ponad dno doliny. Wyżej znajdują się piaski, które niczym nie różnią się od poprzednich, poza tym, że warstwowanie ich — również rytmiczne przez naprzemianległość żółtych i brązowych pasów — jest nachy-lone zgodnie z upadem zbocza (ryc. 60). Wkracza na nie od góry war-stwa gruzu kredowego, która zresztą nie dochodząc do dna doliny wykli-nowuje się. Gruz i piaski wzajemnie przewarstwione tworzą niewątpliwie wiekowo jednolity pokład (fot. 28). Natomiast wyżej leżąca glina bez-strukturalna, słabo piaszczysta, brązowa z odcieniem czerwonym, jest bezsprzecznie utworem innego okresu klimatycznego. Wypełnia ona i wy-równuje zakłębłości piaszczysto-gruzowego zbocza, odcina się wyraźnie od tych utworów. Jest to produkt wietrzenia chemicznego, który powstał u góry zbocza, lecz podobnie jak gruz i piaski uległ prawu grawitacji. Spłynięte gliny sięgają bardzo nisko, lecz nie dochodzą również do dna doliny (ryc. 61).

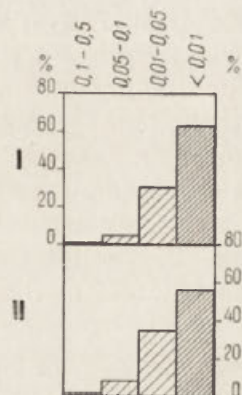
Układ stratygraficzny czwartorzędu małych (przeważnie suchych) dolin wierzchowinowych przedstawia się więc następująco: u dołu leżą resztki utworów lodowcowych starszego plejstocenu w postaci pojedyn-czych głazów narzutowych (skandynawskich i miejscowych, sarmackich). Wyżej, utwory młodszego plejstocenu, które dadzą się rozbić na dwie strefy facjalne — strefę denną i zboczową. Obie strefy zazębiają się wzajemnie, tzn. utwory denne przechodzą na zbocze lub odwrotnie utwo-ry zboczowe wkraczają na pas dna. Granice tych facji trudne są do wy-znaczenia. Do facji dennej należą piaski równo i stosunkowo spokojnie warstwowane oraz lessowe gliny warstwowane. Utwory zboczowe zawie-rają bardzo urozmaicony typ materiałów, a więc piaski podobne do den-nych, lecz z warstwowaniem zboczowo nachylnym, gruzy kredowe, de-luwia piaszczysto-pylaste i pylaste (lessowe), gliny czerwone.

Nasuwa się pytanie, jaki jest stosunek owych dolin do lessu. Nie ulega wątpliwości, że utwór ten powleka górne partie zboczy dolin, co wska-zywałoby na to, że w okresie jego sedymentacji doliny przynajmniej

w części były gotowe. W dole zbrocza są przykryte piaskami, które bardzo ściśle zajązają się z lessem. Tak jak w tarasie doliny Wieprza utwór ten wkracza między dwa pokłady piasków. Ponad piaskami górnymi znajduje się jeszcze jeden pokład utworów pylastych. Są to piaszczyste deluwia lessowe, w których obficie występuje świeży gruz kredowy. Less więc jest po części równoczesny, po części młodszy od tych dolin.

Godny uwagi jest pewien typ asymetrii geologicznej i morfologicznej, jaki wiąże się z rozmieszczeniem młodo-plejstocenijskich utworów wyżynnych oraz z dolinkami, które są nimi wypełnione. Jest ona charakterystyczna przede wszystkim dla tych dolin systemu Giełczwi i Żółkiewki, które wyciągnięte z NW na SE odznaczają się wspomnianą wyżej regularnością układu. Deluwia piaszczyste pokrywają zachodnie zbocza dolinek, gdy na zboczach przeciwnych na powierzchnię wychodzi kreda. Silnie ujawnia się we wszystkich dolinkach asymetria morfologiczna na linii profilu poprzecznego, przy czym zbocza zachodnie są łagodniej nachylone niż wschodnie. Wreszcie asymetryczny jest cały układ tych dolinek w dorzeczu Żółkiewki i górnej Giełczwi. Bowiem lewoboczne, tzn. północno-zachodnie doliny są typowe, a więc długie, wyciągnięte równolegle do siebie z NW na SE, asymetryczne i zasypane piaskami pylastymi. Doliny boczne prawej strony (południowo-wschodniej) są znacznie krótsze i nie mają zgodnej z ogólnym stanem orientacji kierunkowej. Z takim układem dolin łączy się asymetria poprzecznego profilu grzbietów wododzielnych międzyczeczy. Ich skłony południowo-wschodnie rozcięte typowymi dolinkami, są długie i łagodne, natomiast skłony północno-zachodnie, krótkie i strome.

Z całości analizy wynika, że asymetria morfologiczna w całym systemie południowej i wschodniej części Wierzchowiny Giełczewskiej kształtowała się przez wydłużanie i spłaszczanie zachodnich i północnych zboczy dolinnych, a więc powierzchni eksponowanych ku wschodowi i południowi. To jest reguła zasadnicza, której podporządkowane są tutaj formy wielkie i małe. Nasuwa się jednak zaraz pytanie, wzdłuż jakich linii asymetria jest silniej zaakcentowana, południkowych czy równoleżnikowych? Odcinki dolin równoleżnikowych tracą asymetrię geologiczną i morfologiczną. Tak więc na przykład początki dolin zarówno Żółkiewki, jak też Giełczwi, posiadają równoleżnikowy przebieg, mają jednakowo nachylone oba zbocza, a piaski wypełniają je równomiernie.



Ryc. 61. Skład mechaniczny czerwonych glin stokowych na Wierzchowinie Giełczewskiej.

I — Wysokie, II — Piotrków

Nie zdarza się to w dolinach południkowych. Wynika więc z tego, że kierunek ekspozycji zboczy wschód-zachód jest ważniejszy od ewolucji asymetrii dolin.

W związku z podanym materiałem opisowym nasuwają się następujące uwagi na temat rozwoju rzeźby Wierzchowiny Giełczewskiej w czwartorzędzie, a w szczególności rozwoju typowych dla tutejszego krajobrazu małych, znamienych dużą regularnością układu kierunkowego dolin.

Na początku rozdziału podano wiadomość o zależności, jaka istnieje między głównym kierunkiem małych dolin południowo-wschodniej części wierzchowiny a spękaniami kredowymi. Stwierdzenie warunków, w jakich doliny owe powstały, nie rozwiązuje oczywiście ani problemu ich wieku, ani sprawy właściwych impulsów ich genezy. Są to bezsprzecznie formy młode, na co wskazuje nie tylko ich wygląd, lecz również ich stosunek do utworów plejstoceniowych. Uderza tu wielkie ubóstwo osadów starszego plejstocenu. Poza wspomnianym wyżej płatem morenowym na zboczach doliny Giełczwi w Pilaszkowicach nie znam tu innych stanowisk zachowanej *in situ* gliny zwałowej. Natomiast na wierzchowinie i w dolinach powszechne są luźne bloki morenowe, które podobnie jak wzmiankowana morena pochodzą zapewne z czasów zlodowacenia krakowskiego. Jest to jednak tak skromny materiał, że na jego podstawie trudno określić obraz morfologiczny tej części wyżyny sprzed zlodowacenia krakowskiego. Wydaje się, że dolina Giełczwi (a zapewne też Żółkiewki) jest starsza od tego okresu, ponieważ utwory morenowe i leżące pod nimi w Pilaszkowicach piaski częściowo ją wypełniają. Starsze są również szerokie spłaszczenia grzbietowe, jakie towarzyszą obu dolinom. Mam tu na myśli powierzchnie, ciągnące się między kulminacją międzorzeczy (gdzie zachowane są resztki wysokiego poziomu wyżynnego) a barkami dolin, najczęściej w granicach 270—260 m n.p.m. Owe spłaszczenia są przykryte grubą warstwą piasków, przypuszczalnie kemowo-tarasowej genezy (Krzczonów i Pilaszkowice). Należy więc wyobrazić sobie, że w okresie najstarszego zlodowacenia istniały tu tylko główne doliny, ciągnące się wzdłuż nich spłaszczenia i kulminacyjny grzbiet międzorzeczy.

Dalszy wniosek w kwestii rzeźby z czasów wielkiego zlodowacenia wyżyny wynika z rozmieszczenia bloków skał sarmackich. Wśród bruków polodowcowych, leżących na zdenudowanej powierzchni kredowej, zdarzają się często głązy piaskowca sarmackiego w okolicach Piasków Szlacheckich, Borowa, Ostrówka, Zygmuntowa, Antoniówki. Jeżeli przyjmiemy, że pochodzą one ze wzgórz Piotrkowa i Chmiela, to linia ruchu lodowca uzyska kierunek NW—SE, a więc zgodny z biegiem interesujących nas dolin bocznych, których sieć decyduje o właściwej współczesnej morfologii tej części wyżyny. Skręt lodowca ku południo-wscho-

dowi był zapewne spowodowany przeszkodą, jaką dla ruchu lodowca stanowiły wzgórza piotrzkowskie. Omijając ten najbardziej ku północy wysunięty bastion wierzchowiny, lodowiec zbaczał na wschód. Ten fakt sugeruje zaraz możliwość istnienia bruzd NW—SE, którymi już wówczas wędrował lodowiec, przewalający się przez przełęcz grzbietów między-rzecznych. Takiej znów koncepcji przeczy zupełny brak osadów lodowcowych *in situ* w owych dolinkach. Zdaje się najbliższy prawdy będzie wniosek, że kierunkowość NW—SE (lub zbliżona do niej WNW—ESE) istniała tu zawsze, gdyż wynikała ona ze strukturalnych linii podłoża. Ten kierunek ma m. in. preglacjalna dolina Kosarzewki koło Bychawy. W każdym okresie linie owe miały wpływ na kierunki działania procesów niszczących. Stare niecki denudacyjne wierzchowiny najczęściej układają się zgodnie z tymi wpływami.

To samo dzieje się w okresie powstawania dolinek NW—SE, a więc w czasie dużo młodszym od zlodowacenia krakowskiego. Typ form i osadów wypełniających nosi znamiona oddziaływania klimatu peryglacjalnego, co wskazuje na to, że dwa ostatnie zlodowacenia były okresem powstania i rozwoju dolin. Naprzód została kompletnie prawie zniszczona pokrywa osadów najstarszych zlodowaceń. Dokonało się to przypuszczalnie już w strefie peryglacjalnej środkowo-polskiego zlodowacenia, czego dowodem są m. in. resztki zachowanych tutaj pokryw soliflukcyjnych z tego okresu. W młodszym (bałtyckim) glacie na ogołoconej ze starszego czwartorzędu kredzie rozwinął się nowy cykl peryglacjalny, którego formy i osady w stanie wielkiej świeżości zachowały się do naszych czasów. Wydaje mi się, że w tym właśnie czasie powstała większość dolin i dolinek układu NW—SE. Są to formy przeważającego działania czynników denudacji. Większość z nich do dzisiaj pozostaje sucha, powstały więc one i rozwijały się dzięki pracy wód opadowych, działających na powierzchni ziemi. Osady czwartorzędowe tych form, to utwory zboczowe, gruzy, piaski i pyły. Są one dowodem, że ewolucja rzeźby dokonała się głównie na drodze zmian stokowych. Stąd rozszerzenie owych dolin w ich górnej części, stąd tworzenie się szerokich lejów źródłiskowych.

Źródłem piasków, z których uformowana jest zboczowo-denna pokrywa peryglacjalna, były osady starszego plejstocenu, a więc morena i utwory fluwioglacjalne zlodowacenia krakowskiego oraz ewentualnie utwory bliżej nieznanego wcześniejszego zlodowacenia. Ich źródłem był również trzeciorząd wierzchowiny, którego rozprzestrzenienie przed zlodowaceniem było na pewno większe niż obecnie. Świadczy o tym m. in. udział w tych piaskach glaukonitu. Procesy degradacji peryglacjalnej działały równocześnie z sedymentacją. Nie należy sądzić, że piaski peryglacjalne wypełniające doliny zostały osadzone w gotowych już formach ukształtowanych jeszcze przed rozpoczęciem sedymentacji. Mamy morfo-

logiczne dowody synchroniczności procesów niszczenia i sedymentacji. Argumentem są tu przede wszystkim wyrównane, jednolite profile stokowe, w których odcinki górne, kredowe są dopasowane do odcinków dolnych, zbudowanych z piasków peryglacjalnych. Drugą wskazówką jest asymetria morfologiczna, pokrywająca się w dolinach o kierunku NW—SE z asymetrią geologiczną (zwłaszcza w dolinach lewobocznych Giełczwi). Zachodnie zbocza są przykryte piaskami pylastymi i innymi deluwiami, wschodnie zaś podcięte, kredowe. Jest więc rzeczą jasną, że równocześnie z akumulacją piasków na zboczach zachodnich odbywało się niszczenie zboczy wschodnich.

Kilku uwag na zakończenie wymaga jeszcze charakterystyczna asymetria samego dorzecza Giełczwi i Żółkiewki. Sądzę, że mamy tu również do czynienia z zagadnieniem morfologii peryglacjalnej. Doliny lewoboczne miały w tym okresie znacznie lepsze szanse rozwoju wobec większego ruchu materiału na stokach eksponowanych ku południowi. Jeżeli więc początki dolin bocznych powstały na zboczach dolin głównych (Giełczwi i Żółkiewki), które mają w przybliżeniu bieg równoleżnikowy, to doliny zbocza północnego (eksponowanego ku południowi) wgrzyzły się w kredowy grzbiet wierzchowiny szybciej aniżeli doliny zbocza przeciwnego. Jest w ogóle rzeczą wątpliwą, czy na tym ostatnim zboczach powstały wówczas jakiegokolwiek doliny. Porównując bowiem długość bocznych dolin prawej i lewej strony omawianych dorzeczy nie możemy zapominać, że zestawiamy ze sobą zjawiska różnowiekowe. Nietypowe, nie mieszczące się w peryglacjalnym układzie kierunkowym dolinki prawostronne są młodsze od lewostronnych. Te pierwsze zaliczam w dużej przewadze do form holocenijskich. Rozcinają one grubą pokrywę lessową (podczas gdy less pokrywa stoki dolin strony przeciwnej), a zatem są młodsze od lessu. Tym faktem można wyjaśnić ich insekwentny, nieregularny przebieg. Ich kierunek bowiem zależy od spadku powierzchni lessowej, a nie struktury kredy oraz kierunku działających w strefie peryglacjalnej wiatrów, co decydowało o biegu lewobocznych dolin.

ROZDZIAŁ VIII

DOLINA WIEPRZA W PASIE WIERZCHOWIN

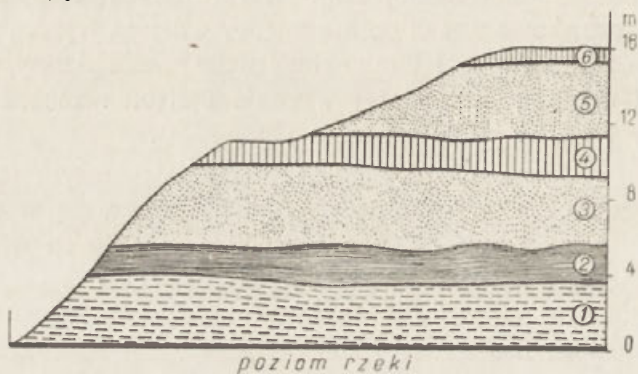
Od rozległego Padołu Zamojskiego Wieprz przebija się ku Kotlinie Dorohuckiej stosunkowo wąską doliną między dwiema wyniosłymi Wierzchowinami — Giełczewską i Grabowiecką. Szerokość doliny w tym odcinku wynosi około 3—4 km. Jej wysokie i strome zbocza są zbudowane z kredy i grubo pokryte lessem i piaskami.

Najbardziej godnym uwagi elementem morfologicznym tego odcinka jest okazały, wyraźny taras, którego wysokość waha się w dość znacznych granicach — od 12 do 22 m. Właściwie zajmuje on większą część dna doliny, z czego wynika, że praca erozyjna Wieprza po okresie powstania tarasu była słaba lub krótkotrwała. Współczesne dno łąkowe doliny podchodzi aż pod urwiste zbocza tarasu. Zakola rzeki, zwłaszcza w czasie powodzi, drążą w nich pionowe ściany, które w Krasnymstawie, Latyczowie, Dworzyskach, Tarnogórze i Tarzymiechach pozwalają śledzić budowę tarasu na całej jego wysokości (mapa III).

Wysokość tarasu, jak wspomniano wyżej, zmienia się ustawicznie. Są trzy przyczyny tych wahań. Taras powstał z akumulacyjnego dna doliny o przekroju wklęsłym, podnoszącym się dość szybko w kierunku zboczy. Rozcięcie dna nie odbyło się ściśle po osi maksymalnej wklęsłości. Drugą przyczyną jest to, że stosunkowo szeroka powierzchnia tarasu do dzisiaj jest wciąż jeszcze miejscem akumulacji zmytego ze zboczy materiału, co powoduje ustawiczne podwyższanie tarasu w jego wewnętrznej części. To zjawisko odbywa się na wielką skalę w latyczowskim odcinku tarasu, na południe od Krasnegostawu. Przysiółek o wiele mówiącej nazwie „Namule“ stoi na tarasie na takim namulonym stożku, który co roku na wiosnę wyraźnie zmienia swoje oblicze. Wreszcie trzecim warunkiem, od którego zależy wysokość tarasu, jest różna budowa geologiczna. Tam gdzie w tarasie występują piaski dużej miąższości, wysokość jego jest mniejsza aniżeli w odcinkach zbudowanych z mułów i glin lessowych. W tym ujawnia się może większa odporność lessu na działanie denudacji niż odporność piasku, chociaż ma tu również znaczenie moment sedymentologiczny i położenie pierwotnej powierzchni osadów.

Owe trzy okoliczności składają się na to, że w Latyczowie taras osiąga największą wysokość. Jego brzeg wznosi się stromą ścianą, 20 metrów wysoką, ponad poziom Wieprza; położona przy zboczu część tarasu ma nawet około 30 m wysokości względnej. Po przeciwnej zaś stronie, w Małochwieju i w Wólce Orłowskiej taras zbudowany z piasków schodzi nawet poniżej 15 metrów.

Pełny profil utworów budujących taras jest odsłonięty w wysokiej ścianie przy najbardziej południowym zakolu Wieprza w Tarzymiechach (na granicy z wsią Zamszany). Występuje tu od dołu, od powierzchni wody w rzece (ryc. 62):



Ryc. 62. Profil wysokiego brzegu Wieprza w Tarzymiechach.

1 — seria dryasowa, 2 — il i mułki warstwowe, 3 — drobne piaski pylaste i pyły warstwowane, 4 — less, 5 — piasek rzeczny, górny, 6 — glina pylasta

1. Mułek popielaty, drobno warstwowany, wapnisty, w odcieniu ciemnozielonym (sinym) u dołu, bardziej żółtawy u góry, zawierający cienkie warstewki z resztkami roślin. Mułek zawiera dużo najdrobniejszego pyłu jak również wiele cząstek ilastych (ryc. 63). Przypomina on drobnoziarnisty, ilasty less fluwialny. Jest to bezsprzecznie osad jeziorny, na co wskazuje typ warstwowania. W tym poziomie Ś r o d o Ń [173] znalazł obfitą florę dryasową. Warstwa sięga 4 m ponad zwierciadło wody w rzece.

2. Il i mułek ilasty, drobno warstwowany, o rytmice wyraźnie warstwowej. Nie ma ostrej granicy między nim a warstwą leżącą niżej. Miąższość 2,0—2,5 m.

3. Pył i pylasty drobny piasek warstwowany, żółty, burzący się z HCl. Od warstwy leżącej niżej jest on oddzielony powierzchnią erozyjną. Miąższość 3,5 m.

4. Less typowy, wapnisty, niewarstwowany, pionowo spękany. Miąższość 2 m.



Fot. 25. Peryglacialne piaski wstęgowe oraz nasunięty na nie gruz kredowy.
Wierzchowina Gielczewska, wieś Zygmuntów



Fot. 26. Początki holocenijskich dolinek rozcinających pokrywę piasków sedimentacji
peryglacialnej



Fot. 27. Wierzchowina Giełczewska, wieś Zygmunów.
Piaski peryglacjalne są rozcięte postglacjalnymi dolinkami



Fot. 28. Peryglacjalne piaski wstęgowe we wsi Wysokie (Wierzchowina Giełczewska).
Na piaski jest nasunięty gruz i czerwone gliny stokowe

5. Piasek rzeczny, drobno- i średnioziarnisty, równo warstwowany. Miąższość 4 m.

6. Glinka pylasta brązowoczerwona. Miąższość 1 m.

Ten profil można uważać za typowy dla całego tarasu w odcinku krasnostawskim. Mułki dryasowe są wszędzie u podstawy tarasu a nie sięgają nigdzie wyżej jak 3—4 m ponad poziom rzeki. Stwierdzono ich występowanie daleko ku południowi, w Kotlinie Zamojskiej i dolinach Roztocza (Gorajec); na północ zaś od Tarzyniechów mułki znaleziono w odsłoniętym brzegu tarasu w Tarnogórze, Dworzyskach, Latyczowie, Krasnymstawie. Ostatnie ku północy stanowisko mułków zanotowano w Siennicy Nadolnej i Stężycy, poniżej Krasnegostawu. Mułki owe w swojej części stropowej mają na ogół jednolity i typowy wygląd oraz charakterystyczny skład mechaniczny, którego ilustracją są przykładowo wzięte diagramy z Tarzyniechów i Siennicy Nadolnej (ryc. 64). Materiał ten zawiera około 55% cząstek drobno-pylastych i ilastych (mniejszych od 0,01 mm).

Następny z kolei utwór tarasu, ily zastoiskowe, o typie drobnowarstwowym ukazują się tylko w odcinku Tarzyniechów. Północne zakola Wieprza w Tarzyniechach odsłoniły kilka profili, w których wzmiankowane ily sięgają od 7 m ponad poziom rzeki, a liczą przy tym około 5 m miąższości. Niegruba warstwa utworów typu warwowego występuje również w Latyczowie. Poza tym nigdzie iłów tych nie spotkałem. Ponieważ tworzą one nadbudowę serii dryasowej i sedymentacyjnie pozostają z nią w pełnym związku, można więc sądzić, że brak iłów, względnie ich nierówna powierzchnia, jest wskaźnikiem działalności erozyjnej wód, okresu, który przedzielał sedymentację serii dryasowej od sedymentacji utworów wyżej od niej leżących (ryc. 65).

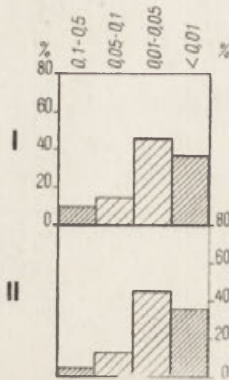
Istotną część tarasu budują utwory pylaste i piaski, ułożone tak, jak to wskazuje wyjściowy profil Tarzyniechów. A więc utwory pylaste leżą między dwiema warstwami piasku. Fakt ten zauważył już w Dworzyskach Ludwik Sawicki [149]. Piaski dolne są silnie pylaste, łatwo i często przechodzą w warstwowane pyły lessowe. Nie są poziomem sta-



Ryc. 63. Skład mechaniczny warstw kluczowego profilu w Tarzyniechach (ryc. 62).

I — glinka pylasta (warstwa 6) II — dwi warstwowany (warstwa 3), III — pyłasty drobny piasek (warstwa 3), IV — mułek ilasty, warwowany (warstwa 2), V — mułek dryasowy (warstwa 1)

łym. Na przedmieściu Krasnegostawu — Góry, tuż koło stacji kolejowej, dolne piaski zawierają żwirki kredowe i są regularnie przewarstwione kilkunastocentymetrowymi warstewkami żółtego, wapnistego pyłu lessowego. W piaskach znajduje się typowa lessowa fauna ślimaków z *Succinea oblonga elongata* i *schumacheri* oraz *Pupilla muscorum*. Ku górze



Ryc. 64. Skład mechaniczny utworów tarasowych w Siennicy Nadolnej i Małochwieju.

I — Małochwiej — mułki serii lessowej, II — Siennica Nadolna — mułki dryasowe

grubość warstw rośnie i w końcu przechodzą one w 5-metrową warstwę lessu. W Latyczowie, w Dworzyskach i w północnej części odcinka Tarzymiechów dolne piaski są silnie pylaste i granica między nimi a leżącymi na nich warstwowanymi glinami jest niewidoczna. W piaskach Tarzymiechów znajdują się obficie mięczaki plejstoceńskie, wśród których prof. J. U r b a ń s k i oznaczył osiem gatunków wodnych i sześć lądowych. Te ostatnie należą do zespołu lessowego (*Succinea*, *Columella*).

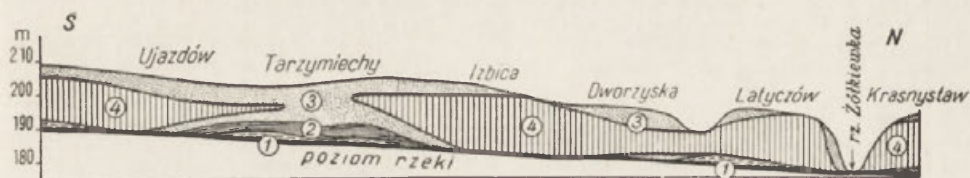
Glinki pylaste — najbardziej miąższa, środkowa warstwa tarasu — nie dadzą się oddzielić od typowego, lekko smugowanego lessu. Czasami jest to materiał przypominający partie stropowe serii dryasowej (przykład w tarasie we wsi Małochwiej, przedstawiony w diagramie — ryc. 64) gdzie indziej zawierają one wiele drobnoziarnistego piasku, najczęściej jednakże i składem mechanicznym, i strukturą zbliżają się do lessu. Jest godne uwagi to, że ich grubość i zasięg pionowy zmienia się na krótkich nawet odcinkach. W wyjściowym profilu Tarzymiechów grubość glin lessowych jest stosunkowo niewielka, lecz już w odległości niespełna 1 km od wymienionej odkrywki less buduje prawie cały taras.

Omawiany utwór pylasty posiada więc dwie odmiany — warstwowaną i niewarstwowaną. Gliny warstwowane występują u dołu i miąższość ich jest na ogół większa od glin niewarstwowanych, znajdujących się u góry i nie różniących się, jak wspomniałem, niczym od typowego, wyżynnego lessu. Obie facje są wapniste, zawierają kongrecje wapienne i skorupki mięczaków plejstoceńskich. Jeśli idzie o faunę wyróżniają się szczególnie odkrywki w Ujazdowie i Wirkowicach, gdzie występują warstwy tak przeładowane muszelkami, iż można je nazwać brekcją muszelkową. Według oznaczenia prof. U r b a ń s k i e g o jest tu 12 gatunków mięczaków wodnych i lądowych. Wśród wodnych dominują: *Stagnicola palustris*, *Amisus leucostomus* i *Gyraulus rosmaessleri gredleri*, wśród lądowych bardzo obficie *Succinea oblonga schumacheri*. W Latyczowie, Tarnogórze i częściowo w Krasnymstawie prawie cały taras jest zbudowany z warstwowanej odmiany mułków, których spąg przypada tu i ów-

dzie nawet poniżej dzisiejszego dna doliny. W Izbicy i w części profilów Krasnegostawu odmiana niewarstwowana przeważa i schodzi również poniżej dna doliny. W strukturze tych utworów na wyróżnienie zasługują typowe smugi soliflukcyjne.

W osobnej pracy, którą poświęciłem zagadnieniu lessów lubelskich, pylaste gliny warstwowane i niewarstwowane w dolinie Wieprza uznałem za less w facji dolinnej i wyżynnej. Trudno bowiem rozdzielić oba utwory od siebie, biorąc pod uwagę ich podobny skład mechaniczny, wapnistość, barwę i faunę oraz uwzględniając ów fakt zasadniczy, że istnieją wyraźne przejścia sedymentacyjne między nimi.

Ostatnim ku górze osadem tarasu są warstwowane piaski rzeczne, przeważnie kwarcowe, lecz posiadające przy tym ziarenka skaleni i rzad-



Ryc. 65. Schematyczny przekrój przez taras między Ujazdowem a Krasnymstawem.

1 — seria dryasowa, 2 — iły warwowe, 3 — piaski, 4 — less i mułki lessowe

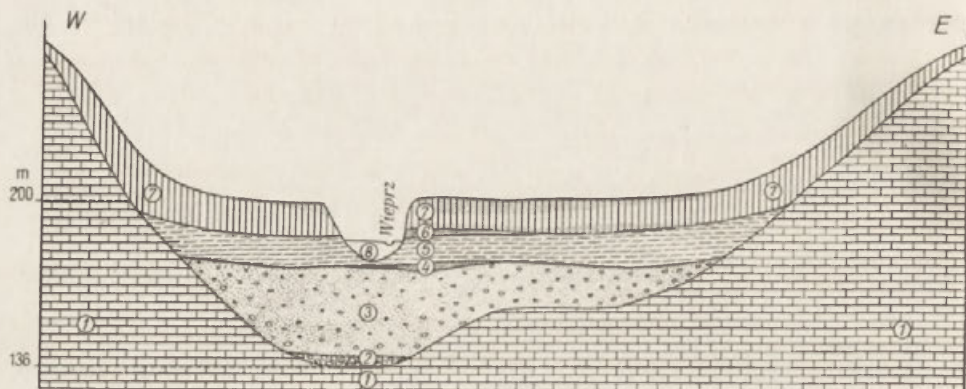
ko żwirki skał północnych. Ważnym momentem genetycznym jest to, że zawierają one liczne żwirki kredowe. Czasami są to wręcz piaszczyste zwirowiska kredowe. Z petrograficznego punktu widzenia są więc owe piaski utworem krótkiego transportu, mają bowiem pełny związek ze skałami zboczy dolinnych. Łączą się one zresztą z wietrzeniowymi i grawitacyjnie spłyniętymi utworami zboczowymi. Tak na przykład górne żwirkowe piaski tarasowe na południe od Krasnegostawu (Góry, Zastawie, Małochwiej) przy zboczu przechodzą niepostrzeżenie w piaszczyste deluwia, które grubą warstwą powlekają całe zbocze kredowe i dlatego zawierają w sobie obfity gruz kredowy.

Drugą cechą górnych piasków tarasowych jest ich bardzo spokojna i rytmiczna struktura warstwowa. Widać ją dobrze zwłaszcza na południe od Izbicy, przy szosie, gdzie piaski sięgają w tarasie do 20 m ponad dno doliny. Rytm warstwowania jest typowo wstęgowy, na przemian grubsze (3—4 cm) warstewki piasku jasnego, syckiego oraz drobnego (1 cm) piasku pylastego, ciemnego. Jest to ważna cecha tego utworu, która świadczy o jego peryglacialnej genezie. Typowe piaski wstęgowe tego poziomu występują dalej na południu w Kotlinie Zamojskiej.

Trzecim wreszcie godnym zanotowania faktem jest to, że owe górne piaski stosunkowo wyraźnie odcinają się od leżących pod nimi mułków lessowych i lessu. Widzimy to w Ujazdowie, Tarzymiechach, Izbicy i La-

tyczowie. Nie ma tu tej ciągłości sedymentacyjnej, jaką obserwowaliśmy w stropie dolnych piasków. Píaski górne wypełniają więc erozyjne wklęsłości powierzchni tarasu. Stąd duża zmienność ich miąższości, od niemal centymetrowych warstewek do potężnych serii sedymentacyjnych, budujących cały dwudziestometrowy taras (np. w Rońsku, u ujścia Żółkiewki do Wieprza). Ten fakt dowodzi niezbicie, że sedymentację piasków poprzedzała faza erozyjna, w czasie której uległy częściowemu rozmyciu starsze utwory tarasu.

W powyższym opisie, w którym poznajemy budowę głównego tarasu doliny, została podana charakterystyka właściwie tylko górnej części



Ryc. 66. Przekrój przez dolinę Wieprza koło Tarzymiechów.

1 — kreda, 2 — żwiry kredowe ze szczątkowym materiałem skandynawskim, 3 — piaski i żwiry, 4 — torf, 5 — seria dryasowa, 6 — ility warwowe, 7 — piaski pylaste i less, 8 — piaski i muły

utworów plejstocenijskich, wypełniających dolinę Wieprza. Najstarszym osadem odsłoniętym na zboczu tarasu są wspomniane mułki dryasowe, których miąższość nie była dotychczas znana. Stąd mają wielkie znaczenie, gdzie indziej już przeze mnie opisane, profile pochodzące z wierceń, jakie dla prześledzenia utworów dryasowych zostały wykonane na polecenie Państwowego Instytutu Geologicznego w dolinie Wieprza między Tarzymiechami a Krasnymstawem. Czterema otworami, założonymi na linii wyjściowego profilu tarasu w Tarzymiechach, przecięto w poprzek dolinę Wieprza (ryc. 66). Uzyskano w ten sposób kompletny przekrój przez czwartorzęd doliny. Z dalszych, licznych materiałów wiertniczych między Tarzymiechami a Krasnymstawem zdołano zestawić kilka dalszych przekrojów poprzecznych i przekrój podłużny utworów czwartorzędowych doliny Wieprza (Tarnogóra, Rońsko i Krasnystaw). Z materiałów tych wynika, że ogólna miąższość utworów dolinnych aż do powierzchni tarasu wynosi ponad 70 m (Krasnystaw, obok szkoły rolniczej

72 m *). Czwartorzęd sięga 50 m poniżej współczesnego dna doliny. Rynna podczwartorzędowa ma profil asymetryczny. Jej oś biegnie na zachód od rzeki a więc wzdłuż zachodnich zboczy doliny (Wirkowice, Tarnogóra, Rońsko, szkoła rolnicza w Krasnymstawie), gdzie spąg czwartorzędu leży na głębokości 50 m poniżej poziomu Wieprza. Natomiast grubość czwartorzędu wzdłuż wschodnich krańców dna doliny (u stóp zbocza tarasu) wynosi zaledwie 14—16 m, a zwiększa się tylko u ujść dolin bocznych, Wolicy i Wojsławki.

Z wierceń również wynika, iż popielatozielonkawe mułki, odsłonięte u podstawy tarasu, sięgają w głąb 10—22 m. Jest to warstwa bardzo jednolita, facjalnie i hipsometrycznie prawie niezmienna. Ś r o d o Ń [173] znalazł w niej takie gatunki flory arktycznej, jak: *Dryas octopetala*, *Betula nana*, *Salix herbacea*, *Thalictrum alpinum*, *Saxifraga oppositifolia* i inne, co uzasadnia przyjętą uprzednio dla tych osadów nazwę — seria dryasowa.

Bezpośrednio pod tą serią przewiercono tylko w Tarzymiechach prawie metrowej grubości warstwę torfu i muły jeziorne, w których to utworach występuje flora ciepła, interglacialna (opracowanie Środonia).

Kolejną warstwą w dół jest potężna seria żwirów i piasków ponad 40 m grubości, w której materiał lokalny miesza się ze skałami północnymi. Żwiry kredowe są dobrze otoczone, skały zaś krystaliczne częściej występują w postaci kanciastego gruzu. Ilość materiału krystalicznego jest największa w dolnej i środkowej części serii, ku górze ulega wyraźnej redukcji na rzecz żwiru kredowego. Jest rzeczą godną uwagi, że wśród żwirów tej serii w Krasnymstawie znaleziono pokłady glin wapnistych z gładzami, przypominających morenę.

Wreszcie najniżej leżąca warstwa, którą osiągnęły otwory świdrowe już na samym dnie preglacialnej rynny doliny Wieprza, składa się z grubych, czystych otoczków kredowych, wyglądających na utwór preglacialny. Po przesianiu wszystkich prób w każdej z nich znaleziono bardzo skąpy, lecz niewątpliwy materiał północny w postaci drobnych otoczków i odłamków skał krystalicznych i wapiennych.

Biorąc pod uwagę całość stosunków stratygraficznych i morfologicznych opisywanego odcinka doliny Wieprza można odtworzyć następstwo zdarzeń, zmieniających obraz doliny w czwartorzędzie. Ten okres, jak wiadomo, zastał głęboką dolinę wciętą w utwory trzeciorzędu i kredy i posiadającą wysokości względne dwukrotnie większe od współczesnych. W najstarszej warstwie dolinnej (żwiry kredowe) zachowały się resztki skał skandynawskich, pochodzących prawdopodobnie z osadów bliżej

* Otwór przebił serię lessową (0—16 m), dryasową (16—27 m) oraz piaszczysto-żwirową (27—72 m), przy czym w tej ostatniej między 28—30 m i 34—38 m natrafiono na glinę wapnistą z gładzami.

nieznanego zlodowacenia, które przykryło niegdyś wyżynę. Żwirry kredowe, wśród których owe resztki występują, składają się z elementów dobrze otoczonych, są więc raczej materiałem rzeczonym, tzn. wiekowo mogą odpowiadać najstarszemu interglacjaleowi wyżyny. Więcej niczego o tym okresie nie można powiedzieć, wobec braku jakiegokolwiek flory lub fauny w żwirach, przy nieznanym bliżej rozprzestrzenieniu tych utworów.

Gruba seria żwirów mieszanych posiada zwłaszcza w dolnej części cechy utworu fluwioglacjalnego (elementy północne słabo lub nieotoczne, zmienność warstw, nierozłożone skałenie), co już upoważnia do wiązania owych żwirów z moreną środkowej i południowej części wyżyny. W czasie tego zlodowacenia, które najłatwiej paralelizować z glacją krakowskim, głęboka dotychczas dolina uległa potężnemu zasypaniu żwirowemu. Wraz z ocieplaniem się i pewną oceanizacją klimatu, sedymentacja rzeczna przebiegała coraz spokojniej, czego dowodem jest zanik żwirów ku górze profilu i przechodzenie ich w piasek i muł. Osady tego schyłkowego okresu, sedymentacyjnie należącego jeszcze do omawianej tu serii żwirowej, uważa Środoń [173] za utwór jeziorny (gytia). Tu, jak też w towarzyszącej tym osadom warstwie torfu, znalazł wspomniany autor ciepłą florę i resztki ryb, co świadczy o klimacie jakby polepszającym się w kierunku interglacjalnego optimum. Jednakowoż w dalszym ku górze przebiegu krzywa klimatyczna nie ma tu właściwego interglacjalom profilu — bowiem osad jeziorny urywa się w momencie wyraźnego ocieplania się klimatu, na nim zaś leży bezpośrednio utwór z florą dryasową, a więc osad nowego zlodowacenia. Jest to dowód fazy erozyjnej, która przedziela ciepłe osady stropu serii żwirowej od serii dryasowej. Botaniczne badania Środonia przynoszą jeszcze inny, interesujący wynik. Spektrum florystyczne ciepłych osadów Tarzymiechów nie da się powiązać z typowymi interglacjalami Wyżyny Lubelskiej z Nowin Żukowskich i Ciechanek Krzesimowskich. Między wspomnianymi interglacjalami a ciepłym okresem z Tarzymiechów widzi Środoń fazę chłodną, z lasem brzoźowo-sosnowym na terenie Polski. To stwierdzenie skłania wspomnianego autora do przyjęcia dość nieoczekiwanego z geologicznego punktu widzenia stanowiska, zgodnie z którym Tarzymiechy nie są interglacjalem, lecz reprezentują tylko interstadial należący jeszcze do zlodowacenia krakowskiego. „W podobnie bliskim sąsiedztwie z interglacjalem, za jaki uważam holocen, znajduje się interstadial Alleröd przedzielony od postglacjału jedynie subarktycznym okresem Młodszygo Dryasu“ — pisze Środoń.

Ostatni śmiały wniosek Środonia jest, jak zaznaczyłem, oparty tylko na przesłankach botanicznych, stosunki sedymentacyjne nie dają podstawy do takiej konkluzji. Profil geologiczny stwierdza jedynie wygasa-

jący w górę od fluwioglacjału żwirowego (regresja lodowca) cykl sedymentacyjny, co jest typowym zjawiskiem dla przejścia glacjału w interglacjał. Wzrost ilości wód w miarę wzrostu wilgotności klimatu doprowadza w końcu do przewagi erozji nad akumulacją. Ten fakt jest zaznaczony w profilu zniesieniem górnej części ciepłych osadów. Postulowana przez Środonia chłodna, a więc anaglacjalna faza, powinna by się zaznaczyć nową sedymentacją, której śladów w Tarzymiechach nie widzimy.

A zatem ważne jest to, że między dwoma niewątpliwie chłodnymi sedymentami (seria żwirowa i dryasowa) znajduje się powierzchnia erozyjna oraz osady botaniczne, określone jako ciepłe. Z punktu widzenia stratygrafii utworów wypełniających dolinę Wieprza stwierdzenie powyższe ma zasadnicze znaczenie, gdyż pozwala obie wspomniane serie zaliczyć do dwu odrębnych zlodowaceń.

Utwory dryasowe mają w górnej części charakter osadów jeziornych lub wręcz zastoiszkowych. Powstały one w zabarykadowanej od północy dolinie Wieprza, tzn. w okresie zlodowacenia, które dotarło do północnych krańców wyżyny, lecz samej wyżyny nie ogarnęło. Będzie to oczywiście zlodowacenie środkowo-polskie.

Iły, mułki i piaski tej serii powstały w warunkach tundrowo-peryglacialnych przy spokojnych, lecz szerokich wylewach rzeki. Ich większa część osadziła się w czasie nasunięcia lodowca. Odkrywki analizowanego wyżej odcinka doliny dowodzą, że górna część mułków dryasowych gdzieś przechodzi w less. Należy przypuszczać, że w jeziorach tundry dryasowej osadzał się less. Najważniejszym poziomem tej serii są iły warwowe, co jak powiedziałem świadczy o bliskim sąsiedztwie krawędzi lodowca. Odpowiadają one zapewne tej fazie zlodowacenia, w której lodowiec wypełnił już prawie całą, trójkątną Kotlinę Dorohucką i zabarykadował od północy krasnostawski odcinek doliny Wieprza.

Między iłami warwowymi a następną ku górze serią osadową stwierdzono powierzchnię erozyjną. Istniał więc okres rozmycia utworów dryasowych, a przede wszystkim ich warstwy stropowej, tzn. iłów warwowych. Na tej nierównej powierzchni wody Wieprza osadziły dolny poziom aluwialny, żwirowo-piaszczysty, o charakterze jednocyklicznej serii sedymentacyjnej, wygasającej ku górze przez piaski cienkie i pyły warstwowane w typowy less. Jest to więc normalne następstwo zdarzeń sedymentacyjnych, aluwialno-eolicznych, towarzyszących rozwojowi zlodowacenia (pierwsze nasunięcie bałtyckiego zlodowacenia).

Powyżej lessu znaleziono w tarasie Wieprza drugą powierzchnię erozyjną, której położenie świadczy o tym, że wody rzeki przybrały na sile i w pokrywie lessowej wymyły nową dolinę, aby ją z kolei wypełnić piaskami górnego poziomu aluwialnego. Jest w tym dowód pewnego ocie-

plenia się klimatu i wzrostu wilgotności, a więc dowód jakiegoś interstadiału. To stwierdzenie pozwala rozdzielić serię utworów tarasowych na dwie części, których zresztą ogólny *habitus* jest bardzo do siebie zbliżony (utwory piaszczysto-pylaste). Powtórne ochłodzenie klimatu zaznacza się poziomem struktur krioturbacyjnych, towarzyszących wzmiankowanej powierzchni erozyjnej. W takim położeniu znajduje się dużych rozmiarów kieszeń po klinie lodowym w tarasie w Krasnymstawie (J a h n [51]). Nowa sedymentacja rzeczna sięgnęła wyżej niż poprzednia. Wody denudacyjne spłukiwały ze zboczy dolinnych ogromne masy piasków i pyłów wietrzeniowych, które po dnie doliny rozprowadzała równo rzeka, ustawicznie zmieniająca stan wody, odpowiednio zresztą do zmiennych warunków klimatu peryglacjalnego. W ten sposób powstała powierzchnia tarasowa na wysokości 20 m ponad współczesnym dnem doliny.

ROZDZIAŁ IX

PADÓŁ ZAMOJSKO-HRUBIESZOWSKI

KOTLINA ZAMOJSKA

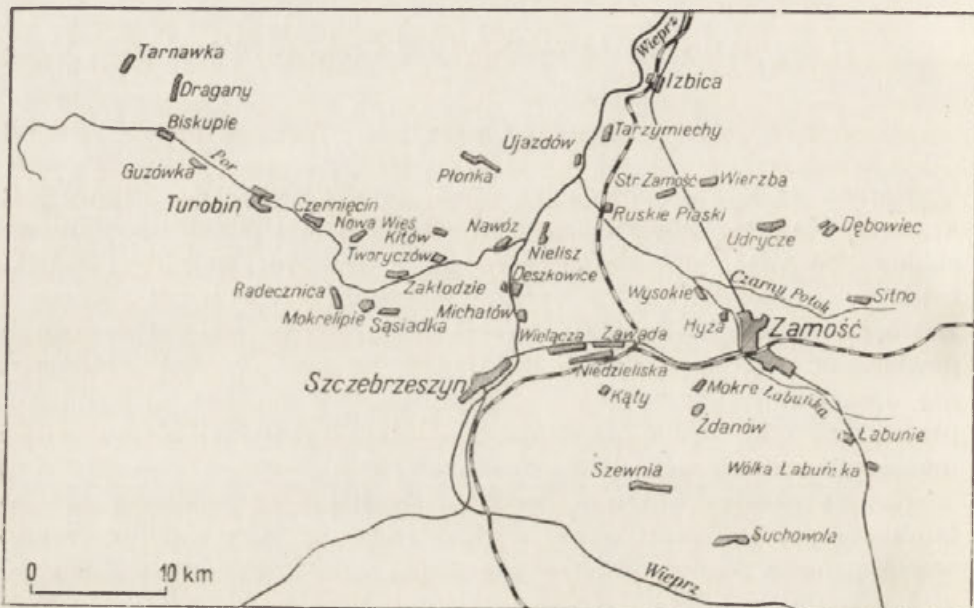
Kotlina Zamojska ma kształt trójkąta, którego szeroką podstawą jest krawędź Roztocza. Zbieżnie schodzące się ku dolinie Wieprza południowe skłony obu wierzchowin (Giełczewskiej i Grabowieckiej) tworzą boki trójkąta. Granice kotliny są wyraźne, ponieważ powierzchnia szczytowa Roztocza i wierzchowin sięga powyżej 270 m n.p.m., podczas gdy górna powierzchnia, łącząca wierzchołki wzgórz kredowych wnętrza kotliny, nie dochodzi do 250 m n.p.m. Deniwelacje są znacznie większe, gdy płaszczyzną odniesienia dla krawędzi kotliny będzie jej plejstocenijskie dno, znajdujące się w poziomie około 200 m.

Kotlina składa się właściwie z trzech dolin: Wieprza, Poru i Łabuńki. Środek przypada w miejscu połączenia się owych dolin. Jest to szeroka, równa powierzchnia piaszczystego, plejstocenijskiego tarasu, również w kształcie trójkąta, a więc naśladująca zarysy zewnętrznych, wysokich brzegów kotliny. Naroża tego trójkąta wyznaczają nam miejscowości: Zamość nad Łabuńką, Ruskie Piaski nad Wieprzem i Tworyczów nad Porem. Między wielkim i małym trójkątem kotliny znajdują się wspomniane wyżej wzgórza kredowe, które tworzą jakby stopień brzeżny kotliny, pas pośredni między jej dnem a wysoką krawędzią zboczy (ryc. 67).

Kotlina Zamojska kształtem swoim przypomina więc misę o podwójnym brzegu. Niestety nie znamy dokładnie głębokości tej misy, ponieważ jej właściwe dno kredowe jest ukryte pod pokrywą osadów czwartorzędu. Można ją określić tylko w przybliżeniu. Otwory wiertnicze koło Tworyczowa i Nielisza, a więc blisko środka kotliny, na głębokości 25—30 m nie osiągnęły jeszcze spągu czwartorzędu, co wskazuje na to, że dno kotliny leży niżej od 175 m n.p.m. Wiercenia w dolinie Wieprza koło Ujazdowa, a więc poniżej północnego naroża dna kotliny, przebijają kredę w poziomie 140 m, w Szczebrzeszynie blisko południowego brzegu kotliny, na głębokości 160 m n.p.m. Wynika z tego, że podczwartorzędowe dno kotliny leży w poziomie około 150 m. Maksymalne deniwelacje mię-

dzy dnem a wysokim, zewnętrznym brzegiem kotliny przekraczają więc 150 m n.p.m.

Wśród zagadnień przedczwartorzędowej morfologii największe zainteresowanie budzi problem stopnia brzeżnego kotliny. W północno-wschodniej części kotliny, w pasie granicznym Wierzchowiny Grabowieckiej wyraźne pozostałości tego stopnia możemy śledzić na linii Stary



Ryc. 67. Kotlina Zamojska. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście

Zamość—Udrycze—Sitno. Wierzchołki pagórów i grzbietów kredowych przypadają na wysokości 240—260 m n.p.m. Wyraźnie odcina się ów poziom od skłonu wierzchowinowego, który podnosi się do 290 m n.p.m., a w Dębowcu, tuż nad brzegiem kotliny osiąga kulminacyjną wysokość wyżyny 311 m n.p.m. Granica między brzeżnym poziomem kotliny a wierzchowiną jest podkreślona przez less, który występuje tu wyżej, już raczej w pasie wierzchowinowym. Tuż nad krawędzią biegnie dział między dorzeczem Łabuńki i Wolicy. Krawędź kotliny wiąże się z ogólną asymetrią grzbietu działowego, który stromo opada ku kotlinie, łagodnie ku dolinie Wolicy. Stopień brzeżny jest rozcięty dolinami, które mają kierunek równoleżnikowy. Ten układ morfologiczny ścina zewnętrzną krawędź kotliny o kierunku WNW—ESE.

Dział między Kotliną Zamojską a następną ku wschodowi jednostką Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego, tj. Kotliną Tyszowiecką, biegnie

w poprzek równoleżnikowo wyciągniętych grzbietów kredowych, których wierzchołki utrzymują się w granicach brzeżnego stopnia kotliny. Jest to krajobraz daleko posuniętych młodych przeobrażeń denudacyjnych, które rozwijają się zwłaszcza na linii wstecznie trafiających na siebie dolin obu skłonów działu. Z jednej strony mamy doliny obu źródłowych potoków Łabuńki (Czarny Potok i Łabuńka), z drugiej dwie szerokie doliny dopływów Huczwy, uchodzących do wspomnianej rzeki koło Czermna i Kotorowa. Wszystkie owe doliny, połączone parami za pośrednictwem niskich przełęczy działu, tworzą dwie równoleżnikowe bruzdy wzdłuż północnej i południowej części padołu. Między nimi ciągnie się wrzecionowaty grzbiet, którego kulminacja (256 m n.p.m.) położona na linii działu jest najwyższym punktem wewnętrznej części padołu. W jego okolicy zachowały się najszersze płaty poziomego kotlinowego na wysokości 240 m n.p.m. Grzbiet zwięża się ku zachodowi, sięga po Zamość, gdzie jego zrównana powierzchnia kredowa jest przykryta kilkumetrową warstwą lessu. Wał, o którym mowa, jest tu rozcięty krótkim przełomowym odcinkiem doliny Łabuńki. Na zachód od Zamościa, wzdłuż Zawady i Wielączy aż po Michałów, trzon kredowy grzbietu utrzymuje dalej swój równoleżnikowy bieg, lecz pojawia się tu pokrywa lessowa prawdopodobnie znacznej, chociaż dokładnie nieznannej miąższości*, która zaciera rysy starszej rzeźby.

Południowy bieg kotliny, na południe od denudacyjnej bruzdy Zamość—Szczepieszyn, przedstawia bardzo ciekawą, łatwą do prześledzenia, gdyż nie pokrytą lessiem, morfologię stopnia brzeżnego. Jest to strefa graniczna kotliny i Roztocza. Krawędź Roztocza, rozcięta doliną potoków Wieprzec i Topornica, rysuje się, zwłaszcza widziana z szosy Zamość—Krasnobród, jako linia opadająca konsekwentnie od Koziej Góry (316 m n.p.m.) po szerokie spłaszczenia brzeżnego stopnia kotliny na wysokości 250 m n.p.m. Krawędź nie ma tu tej ostrości, która cechuje brzeg Roztocza na zachód od Szczepieszyna. Na linii wzmiankowanego profilu znajdujemy bardzo osobliwe wzgórze z kotą 285 m, o kształcie stoliwa. Jego zbocza są strome, podcięte z trzech stron przez płaskie niecki denudacyjne. Te same znamiona rzeźby widzimy obok na szerokim grzbiecie kredowym, który ciągnie się na brzegu kotliny nad wsią Niedzieliska. Są tu pagóry kredowe, wyspowe (np. Dziewicza Góra) lub półwyspowe, o wysokości ponad 270 m n.p.m. Ich podstawą jest rozległa powierzchnia o cechach morfogenetycznych zrównania denudacyjnego. Składa się ona z szeregu płaskich niecek denudacyjnych (Kąty, Czarny Wygon, Klin). Cała ta powierzchnia mieści się w granicach hipsometrycz-

* Orientacyjne dane pochodzą z cegielni Hyża koło Zamościa oraz z wierceń, wykonanych w okolicy Zawady.

nych naszego poziomu średniego (poziom stopnia brzeźnego), tzn. o wysokości 240—250 m n.p.m. Spotyka się na niej luźne głązy i bloki skał skandynawskich (m. in. znalazłem tu w miejscu zwanym „Białym Wygonem“ koło Kątów gład czerwonego granitu o średnicy 1,10 m) oraz deluwia piaszczyste, przewiane na powierzchni. Jest to jednakże cienka pokrywa, pod nią znajduje się zdenudowana kreda.

Dalsze bardzo dobrze zachowane fragmenty brzeźnego stopnia kotliny występują w szerokiej dolinie Poru (porównaj mapę I). Por zajmuje tutaj lejkowato ku kotlinie rozszerzające się obniżenie, które jest właściwie najbardziej na zachód wysuniętą częścią kotliny. Od wsi Tarnawka i Biskupie, gdzie łączy się ze sobą kilka krótkich, lecz szerokich dolin wyżynnych, rozpoczyna się to obniżenie, prowadzące przez Guzówkę i Turobin do wnętrza kotliny. Określenie „dolina Poru“ dla tej formy jest tu w zasadzie niewłaściwe, bardziej słuszną byłaby tu nazwa „Obniżenie Turobińskie“. Nie może być ona dziełem Poru, który przez Roztocze płynie bardzo wąską doliną, a wpadając bocznie do podrostockiego obniżenia, wchodzi od razu w formę, której szerokość już na początku wynosi 3 km. Płaty poziomu średniego towarzyszą północno-wschodniej części obniżenia, a więc są koło Tarnawki (wysokość 250 m n.p.m.), Dragan (250 m n.p.m.), Guzówki (244 m n.p.m.), Turobina (238 m n.p.m.), Czernięcina (241 m n.p.m.). Są one rozległe, tworzą właściwie szeroką listwę wzdłuż całego obniżenia. Ich powierzchnia opada w kierunku kotliny. W całym obniżeniu zajmują one nawet więcej miejsca aniżeli współczesne, właściwe dno doliny Poru.

Inną osobliwością zachowanej w Obniżeniu Turobińskim listwy poziomu średniego jest to, że odcina się ona bardzo wyraźnie od stromego stoku wyżynnego. Granicę tę podkreśla podłużna bruzda, której oznaką są krótkie doliny denudacyjne i przełęcze, oddzielające płaty poziomu średniego od północno-zachodniego (wierzchewinowego) stoku*. Stosunki morfologiczne Obniżenia Turobińskiego są więc zupełnie podobne do rzeźby wschodniej części Kotliny Zamojskiej i w ogóle całego Padółu Zamojsko-hrubieszowskiego. Jego osią jest grzbiet poziomu średniego, opadającego dwustronnie ku bruzdom brzeźnym, towarzyszącym stokom Wierzchewiny Giełczewskiej i Roztocza. Ślady dwu rynien widzimy również w miejscu, w którym Obniżenie Turobińskie łączy się z pozostałą częścią Kotliny Zamojskiej, na północ od Sąsiadki. W środku wznosi się tu guz Zakłodzia, który opada ku niskiej przełęczy koło Nowej Wsi. Jest to zapewne linia dawnego biegu Poru, nie mamy na to jednakże geologicznych argumentów (brak wierceń). Dalej ku północy ciągnie

* Bruzdę tę doskonale wykorzystuje linia kolejki wąskotorowej, prowadząca z Klemensowa do Wysokiego.

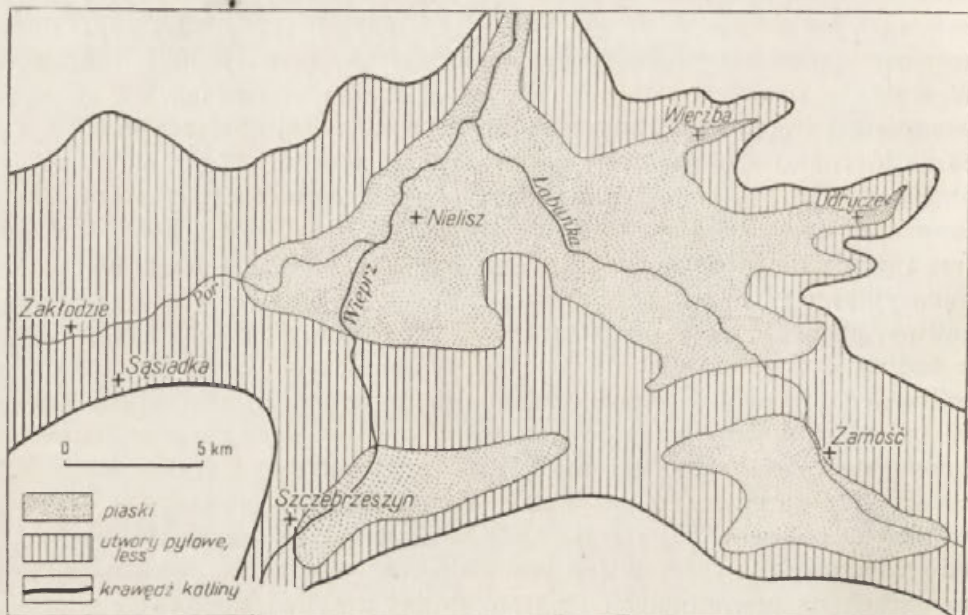
nie się szeroka powierzchnia grzbietu zrównanego na wysokości 230 m n.p.m. Jest to dalszy ciąg listwy poziomu średniego w Obniżeniu Turobińskim.

Kotlinę Zamojską porównałem do misy o podwójnym brzegu. Brzegiem niższym jest krawędź stopnia, którego powierzchnia, szczegółowo wyżej opisana, szerokim pasem otacza dokoła całą kotlinę. Zaliczam ją do wyżynnego „poziomu średniego“, który w postulowanym wyżej pionowym układzie wyżyny jest elementem odrębnym, między wysokim zrównaniem wierzchowin, a poziomem niskim, poniżej 200 m n.p.m. W Kotlinie Zamojskiej ma ona dwie zasadnicze cechy: opada konsekwentnie ku środkowi kotliny, a doliny wycięte w jej obszarze są zgodne co do kierunku z biegiem osi kotliny. Dzięki nim powstały obie bruzdy brzeżne, które są najbardziej charakterystycznym zjawiskiem morfologicznym całego padołu. Należy przypuszczać, że powierzchnia stopnia jest resztką dawnego dna kotliny. Było to dno powstałe na drodze denudacyjnej, o czym świadczy zresztą stosunek jego powierzchni do zboczy kotliny, obecność związanych z nim niecek i dolin denudacyjnych, góry wyspowe z przetrwałymi na nich resztkami poziomu wierzchowinowo-roztockiego. Rozwój więc powierzchni stokowych przez wsteczną wędrówkę był warunkiem być może powstania, a w każdym razie narastania i powiększania się dawnego dna kotliny. Pierwotną jego wysokość trudno ustalić poza stwierdzoną wyżej ogólną tendencją spadku ku środkowi kotliny. O położeniu tej starej powierzchni mogą informować tylko płaskie wierzchołki wzgórz, które posiadają hipsometryczne nawiązania do spłaszczeń na zewnętrznych stokach kotliny (wzdłuż Roztocza i wierzchowin). Podana wyżej wartość orientacyjna tej powierzchni 240—250 m n.p.m. jest raczej górną granicą jej wysokości. W Obniżeniu Turobińskim mamy równe ścięcia w obrębie dobrze tu zachowanych płatów poziomu średniego, które schodzą poniżej 230 m n.p.m., jak na przykład równa powierzchnia kredowa w okolicy samego Turobina (225 m n.p.m.). Są to efekty etapowych zmian młodszych, towarzyszących rozcięciu poziomu średniego, a może tylko wtórne obniżenie denudacyjne, nie związane z żadną odrębną fazą morfogenetyczną.

Problem wieku kotliny będzie przedmiotem rozważań w części syntetycznej, w oparciu o szerszy materiał obserwacyjny z obszaru całego Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego. Dane z Kotliny Zamojskiej mówią nam na razie tylko o przedczwartorzędowym wieku jej rzeźby. Świadczy o tym położenie utworów czwartorzędowych, do których opisu przechodzę.

Utwory czwartorzędowe, wypełniające wewnętrzną misę kotliny, są wykształcone w postaci osadów tarasowych, przeważnie rzecznych i jeziornych. Dominuje tu rozległa powierzchnia tarasu o wysokości

200—205 m n.p.m., jej poziom na przestrzeni całej kotliny nie ulega zmianie, natomiast zmienia się, tzn. podnosi w górę rzek poziom den dolinnych. W ten sposób wysokość względna tarasu (ponad dna dolin) waha się tu w dość znacznych granicach. W środku kotliny wynosi ona 15—20 m, na brzegach zaś schodzi do zera, tzn. powierzchnia tarasu zlewa się z poziomem den dolinnych. Tak jest w dolinie Łabuńki koło Zamoś-



Ryc. 68. Rozmieszczenie piasków i utworów pyłowych w Kotlinie Zamojskiej

cia, w dolinie Wieprza koło Szczepieszyna i w dolinie Poru koło Sasiadki (mapa III).

Rzut oka na schematyczną mapkę geologiczną (ryc. 68) pozwala stwierdzić interesujący układ przestrzenny utworów budujących taras. Środek kotliny, tak wyraźnie zaznaczony koncentrycznym połączeniem Wieprza, Poru i Łabuńki, wypełniają piaski w okolicy Nielisza i Ruskich Piasków. Podobne skupienie piasków, chociaż mniejszych rozmiarów znajduje się w obrębie kotlinowych obniżzeń na południe od Zamościa (Żdanów, Mokre) i na wschód od Szczepieszyna (Puchaczów, Niedzieliska). W kierunku brzegów kotliny piaski przechodzą w warstwowane utwory pylasto-piaszczyste, pyłowe oraz less, który łączy się z kolei z lessiem zboczym krawędzi kotlin.

Piaski środkowej części kotliny należą do utworów typu wstęgowego. Widać to w odkrywkach na zboczu tarasu koło Starego Zamościa,

a zwłaszcza we wsi Nielisz i Staw Ujazdowski, gdzie piaski sięgają od powierzchni tarasu do dna doliny (fot. 29). Mają one tutaj niezwykle regularną, spokojną, równą strukturę warstwową, na którą składają się warstewki czystego i jasnego piasku leżące na przemian z piaskiem ciemniejszym, mulistym. Grubość poszczególnych warstewek nie przekracza kilku centymetrów, warstwy jasne są grubsze aniżeli ciemne. Ten sam typ piasków rytmicznie warstwowanych towarzyszy dolinie Wieprza w Ruskich Piaskach, a dalej ku północy łączą się one z piaskami tarasowymi Tarzymiechów i Izbicy. Rozwijają się one szeroko nad Łabuńką i wzdłuż północnych brzegów kotliny w Starym Zamościu i Wierzbie. Na powierzchni są przewiane, a w okolicach Nielisza są z nich zbudowane niewysokie, dzisiaj porośnięte lasem wydmy.

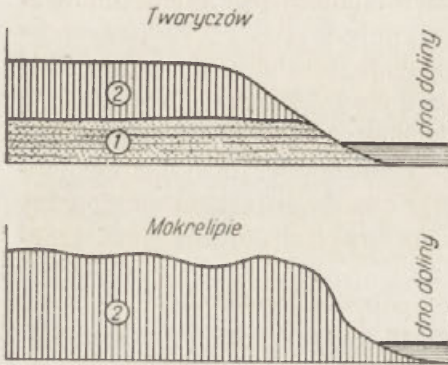
Nie trudno ustalić stratygraficzną pozycję piasków. Jest to utwór górnego poziomu aluwialnego w tarasie doliny Wieprza. Odpowiadają one górnym piaskom w profilu Tarzymiechów, Izbicy i Krasnegostawu.

Moment sedymentologiczny decyduje o niezwykle równej, monotonnej powierzchni tarasu w tych miejscach, w których jest on zbudowany z piasków wstęgowych. Niemniej jednak na brzegach kotliny powierzchnia piasków podnosi się skośnie w kierunku krawędzi garbów wierzchwinowych. Widać to wyraźnie wzdłuż północnych brzegów kotliny, w okolicy wsi Wierzba i Udrycze (ryc. 68). W małych dolinkach, schodzących z Wierzchowiny Grabowieckiej spotykamy stare, piaszczyste stożki napływowe, przedłużające nasz taras w głąb wierzchowiny. Stożki mają te same cechy strukturalne co piaski tarasu, a więc przede wszystkim rytmikę wstęgową. Materiał ich jest również silnie pylasty, chociaż nieco grubszy i zawiera sporo żwirków kredowych. Stożek w Udryczach podnosi się do wysokości 230 m n.p.m. (odkrywki starej cegielni) i jest przykryty grubą warstwą lessu i deluwiów lessowych. Podobne stosunki spotykamy w Wierzbie koło Starego Zamościa. Piaski tarasowe wchodzą głęboko w dolinę i co ważniejsze zapadają tu pod less. Na ten fakt należy zwrócić szczególną uwagę, świadczy on bowiem o tym, że na brzegach kotliny ukazują się w tarasie piaski dolne, podlessowe, w hipsometrycznym położeniu piasków górnych.

Kotlina Zamojska zwięża się ku zachodowi i przechodzi w dolinę Poru. Zbliżają się tu do siebie stoki Roztocza i Wierzchowiny Giełczewskiej, a wraz z tym w budowie tarasu coraz wyraźniejszy jest udział lessu — utworu pokrywającego stoki. Jest to wyraźnie widoczne w profilu podłużnym tarasu Poru. U ujścia rzeki (wieś Nawóz) mamy normalne następstwo pionowe utworów piaszczystych i pyłowych. Natomiast w Tworyczowie taras na całej swojej wysokości jest zbudowany z lessu, pod którym w poziomie dna doliny ukazują się piaski warstwowane (ryc. 69). Jeszcze dalej na zachód, gdzie wysunięty ku południowi guz

kredowy Zakładzia zwęża znacznie dolinę Poru, less panuje na zboczach doliny i na tarasie. W Sąsiadce, Mokrelipiu i Radeczniczy powierzchnia tarasu jest zupełnie niepodobna do równej, piaszczystej powierzchni środkowej części kotliny (ryc. 69). Jest nierówna, falista, podnosi się wyraźnie w kierunku zbocza doliny, z którym zlewa się bez wyraźnej granicy. W Mokrelipiu, w głębokim parowie, rozcinającym taras aż do jego podstawy, odsłania się tylko typowy less. Jest rzeczą jasną, iż taras piaszczysty został tu zagrzebany pod grubą powłoką lessu i to wyjaśnia nam nierówność jego powierzchni.

Podobną sytuację śledzimy, idąc od środkowej części kotliny w górę doliny Wieprza. Od Deszkowic w górę na tarasie panują dolinowe glinki pyłowe i less, odsłonięty w Klemensowie w cegielniach polowych.



Ryc. 69. Brzeg tarasu w Tworczowie i Mokrelipiu.

1 — piaski pylaste, warstwowane. 2 — less

Z faktów tych wynika, że w stosunku do procesów wodnej sedymentacji tarasowej less jest utworem młodszym. Odnosi się to przede wszystkim do dolnych piasków tarasu, podczas gdy piaski górne wkraczają wprawdzie na less, lecz w swoim rozprzestrzenieniu są one ograniczone tylko do centralnej części kotliny. Stosunek wzajemny tych utworów wyjaśnia podany rysunek

schematyczny (ryc. 70). Less obramowania kotliny zapada pod piaski części środkowej, lecz utwór ten jest zarazem wierzchnią pokrywą piasków dolnych. Nie znaleziono jednakże wyraźnych i ostrych granic między wspomnianymi seriami osadowymi, co zresztą wynika z pewnej jednolitości klimatycznych warunków sedymentacji (peryglacjalnych) obu utworów. Sytuacja geologiczna tarasu jest w dużym stopniu skomplikowana przez ciekawe, wyżej wspomniane okoliczności morfologiczne, polegające na tym, że rzeki do dzisiaj nie rozcięły jeszcze całej młodszej serii tarasowej w obramowaniu kotliny. Nachylenie współczesnego profilu podłużnego rzeki i współczesnego dna doliny jest większe, aniżeli nachylenie fluwialnych serii tarasowych, osadzonych prawie w warunkach zbiornika wód stojących. W rezultacie podstawa tarasu jako linia skośna ścina poszczególne poziomy tarasowej serii sedymentacyjnej od starszych w środku kotliny, ku młodszym na jej brzegach. Ten fakt zaznacza się szczególnie jasno, gdy śledzimy rozmiary rozcięcia dolinowego w stosunku do położenia stropu drugiej od góry serii sedymentacyjnej, tzn. utworów dryasowych, o których będzie niżej mowa.



Fot. 29. Piaski wstęgowe we wsi Staw Ujazdowski



Fot. 30. Ściana lessowa w Sasiadce



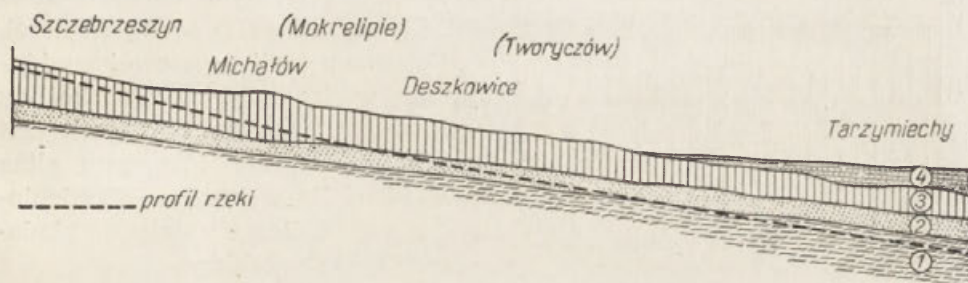
Fot. 31. Parów lessowy w Zakłodziu.
Miąższość lessu przekracza 20 m



Fot. 32. Dwa lessy w Zakłodziu.
Klin lodowy rozciął międzylesową glebę kopalną

W profilu poprzecznym doliny Poru między Sasiadką a Zakładzkiem ważne jest występowanie w tarasie dwu lessów. Znany jest profil lessowy Sasiadki odsłonięty we wsi w rozcięciu drogi poniżej grodziska (fot. 30). Jest to jeszcze stok Roztocza. U góry znajduje się less żółty, normalnie burzący się z HCl, niewyraźnie warstwowany w spągu (5 m grubości). Less dolny jest podobny — wapnisty, nieco spiaszczony (grubość ponad 6 m). Środkiem ściany parowu przewija się 2-metrowej grubości warstwa lessu czerwonego, odwapnionego. Po drugiej stronie doliny

(Turbin)



Ryc. 70. Schematyczny profil osadów tarasowych doliny Wieprza (nazwy bez nawiasów) i Poru (nazwy w nawiasach), obrazujący stosunek utworów rzecznych do lessu w różnych odcinkach doliny.

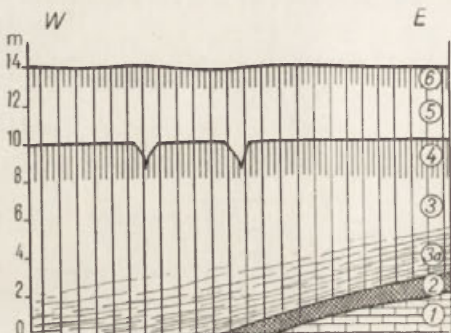
1 — mułki i ility dryasowe, 2 — dolne piaski plejstoceńskie, 3 — less, 4 — górne piaski plejstoceńskie

w Zakładzku mamy analogiczną sytuację (fot. 31). Dwa lessy można rozpoznać na sztucznie ściętym zboczu doliny (ryc. 71). Grubość obu pokładów lessu żółtego oraz grubość poziomu odwapnienia (który ma tu domieszkę próchnicy) jest podobna jak w Sasiadce. Lessy leżą na zboczu kredowym. W ich spągu znajduje się gleba rędzinna, powlekająca rumosze kredowy. W jednym więc profilu mamy tutaj dwa pasy gleb kopalnych, które odpowiadają dwu odrębnym fazom klimatu ciepłego. Powyżej każdego z tych pasów glebowych są znów oznaki klimatu chłodnego. Bowiem less doliny zaczyna się strefą soliflukcyjną, która ku górze wygasa, less górny natomiast wypełnia niewielkie, lecz typowe kliny mrozowe, rozcinające międzylesową glebę kopalną (fot. 32).

Dwa lessy, przedzielone poziomem odwapnienia stwierdzono również (wiercenie) na tarasie w Mokrelipiu, w miejscu pośrednim między wspomnianymi profilami zboczowymi. Opisana więc sytuacja geologiczna świadczy o pewnym związku obu lessów z utworami tarasowymi. Ponieważ bezpośrednio pod dolnym lessem tarasowym znajdują się tutaj mułki serii dryasowej, stąd można wnosić, że w tej części doliny Poru

narastały utwory pyłowe począwszy już od środkowo-polskiego zlodowacenia.

Seria dryasowa wypełnia całą Kotlinę Zamojską. Głębsze studnie na tarasie oraz liczne otwory wiertnicze znane z tego obszaru już na głębokości około 10 m natrafiają na stalowoszare drobno warstwowane mułki, ropy i piaski z resztkami roślin. Jest to ten sam typ utworów, który opisano wyżej w krasnostawskim odcinku doliny Wieprza, a więc osad bagnistego, niskiego dna, zajętego przez roślinność tundrową. Wy-



Ryc. 71. Dwa lessy w Zakładzie.

1 — kręda, 2 — gleba rędzenna, 3 — less dolny z poziomem soliflukcji (3a), 4 — gleba międzylesowa, rozcięta klinami, 5 — less górny, 6 — gleba współczesna

daje się nawet bardzo prawdopodobne, że w pewnym okresie czasu kotlina była zalana wodą (jezioro).

W spągu serii dryasowej znajdują się w środkowej części kotliny żwiry i piaski, na brzegach zaś w okolicach wsi Kitów szara glina zwałowa i ropy warwowe. Wymienione utwory zaliczyć należy do zlodowacenia krakowskiego.

Granica serii dryasowej i lessu jest bardzo niewyraźna, podobnie zresztą jak w okolicy Krasnegostawu. Jednakowoż w kilku miejscach stwierdzono pewne ślady przedlesowego rozmycia i zniszczenia stropowej części utworów dryasowych. U ujść dolin, schodzących z Wierzchowiny Giełczewskiej do kotliny (Kitów, Płonka), między utworami dryasowymi a lessiem znajdują się żwiry kredowe, czyste, z bardzo małą domieszką materiału północnego, czym różnią się od żwirów znanych spod serii dryasowej. Owe młodsze żwiry wypełniają kopalne rynny, wymyte w mułkach serii dryasowej. Można sądzić, że są to stożki napływowe potoków, które przed osadzeniem się żwirów wyerodowały doliny w podłożu utworów kotlinowych. Ta faza rozcięcia serii dryasowej i żwirowej akumulacji przypada zapewne na ostatni interglacjał.

Drugim, niepewnym zresztą dowodem sedymentacyjnej przerwy, dzielącej utwory dryasowe od lessu jest gleba kopalna i poziom czarnych namułów stwierdzonych na granicy tarasu i zbocza kotliny koło Tworyczowa i Kitowa na głębokości 6—10 m. Niestety treść botaniczna tych przypuszczalnie ciepłych osadów nie jest znana.

Streszczając wyniki morfologiczno-geologicznej analizy czwartorzędu Kotliny Zamojskiej należy podkreślić następujące momenty genetyczne tychże osadów:

1. Kotlina jako forma preglacjałna była wypełniona osadami star-

szego glaciału (krakowskiego). Już w tym czasie zaznacza się tu, uwarunkowana rzeźbą tendencja, do tworzenia się zastoisk (iły warwowe), co staje się stałym zjawiskiem w młodszych okresach lodowcowych.

2. W czasie zlodowacenia środkowo-polskiego powstaje w kotlinie gruba seria dryasowa, będąca przedłużeniem tego samego typu utworów w odcinku krasnostawskim.

3. Pokrywą osadową, pochodzącą z ostatniego zlodowacenia, jest obszerny płat piasków wstęgowych w środku kotliny oraz utwory pylasto-piaszczyste i pyłowe na krańcach i zboczach kotliny. Struktura wstęgowa tych utworów powstała przez rytmiczne wylewy rzek w kotlinie, jest ona wskaźnikiem klimatycznych warunków peryglacialnych, panujących w dobie osadzania się piasków i pyłów.

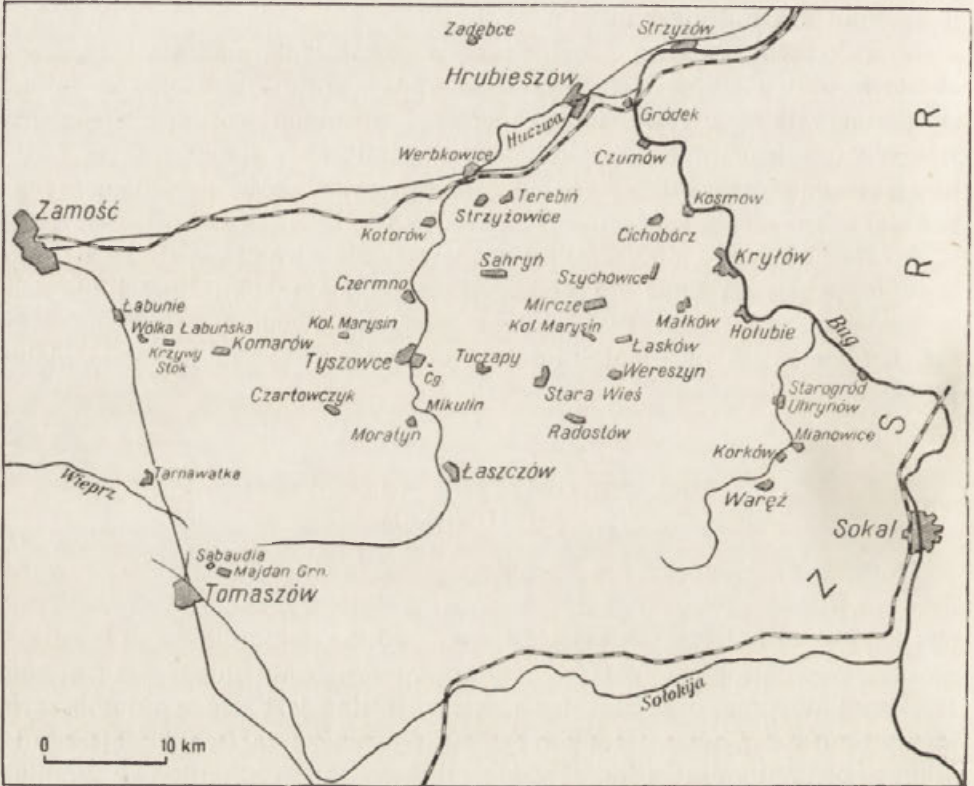
4. Na zboczach i dnie kotliny zachowały się dwa lessy, przegrodzone grubym pokładem kopalnej gleby. Występujące w obu lessach, w ich części spągowej, struktury krioturbacyjne są dowodem dwu chłodnych faz, rozdzielonych okresem klimatu ciepłego, w którym powstała gleba kopalna.

KOTLINA TYSZOWIECKA I HRUBIESZOWSKA (KRYŁOWSKA)

Kotlina Tyszowiecka ma kształt prostokąta, którego dłuższe, równoleżnikowe boki są wyznaczone przez krawędzie wyżynne (Wierzchowiny Grabowieckiej i Grzędy Sokalskiej); boki krótsze południkowe przypadają na linii wewnętrznych działów padołu, a więc działu między dorzeczem Huczwy i Wieprza, oraz Huczwy i Bugu. Kotlina jest więc co do obszaru identyczna z dorzeczem środkowej Huczwy. Rzeka ta tworzy jej południkową oś, natomiast osią równoleżnikową jest śródkotlinowy grzbiet kredowy, wspomniany w rozdziale poprzednim, a rozdzielający dwie podłużne bruzdy przeżne (ryc. 72). Wschodnia część kotliny zachowuje więc w zupełności morfologiczny styl Kotliny Zamojskiej, którego typową cechą jest równoleżnikowe usytuowanie form. Cechę tę uwypukla północna i południowa krawędź lessowa. Jest rzeczą godną uwagi, że less, którego rozmieszczenie i morfologia nie zawsze pokrywa się z rzeźbą podłoża starszego, w tym przypadku dopasowuje się do rysów form kredowych, co więcej, krawędź lessowa daje tu zdumiewającą prostoliniowość południowej granicy kotliny. Do sprawy tej jeszcze powrócę omawiając morfologię Grzędy Sokalskiej.

Kotlina Hrubieszowska ma większą rozciągłość południkową od Kotliny Tyszowieckiej, ponieważ oba pasy wyżynne, a więc wierzchowiny na północy i grzędowy na południu, na linii doliny Bugu są jakby odsunięte od siebie. Dlatego w tym obszarze zanikają typowe cechy

morfologiczne padołu, tzn. równoleżnikowa rozciągłość form, zlikwidowane działalnością erozyjną i akumulacyjną tak wielkiej rzeki jaką jest Bug, wspomagany dolną Huczwą. Środek tej kotliny i jej największa szerokość przypada w okolicy Kryłowa, Hrubieszów jest położony eks-



Ryc. 72. Kotlina Tyszowiecka i Hrubieszowska (Kryłowska) oraz Grzęda Sokalska
Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych zamieszczonych w tekście

centrycznie, w miejscu w którym Huczwa przechodząc z jednej kotliny do drugiej, wyerodowała dolinę w poprzek grzbietu kredowego, dzielącego obie kotliny. Grzbiet ten jest niższy aniżeli dział między Kotliną Zamojską i Tyszowiecką zaledwie w kilku miejscach przekracza wysokość 230 m n.p.m. Opada on ku północy, a więc zgodnie ze spadkiem rozdzielonych dolin Buga i Huczwy.

W przeciwieństwie do Kotliny Zamojskiej obie opisywane tu kotliny dostarczają materiałów, z których wynika, że Padół Zamojsko-hrubieszowski jest przynajmniej w części swego obszaru formą trzeciorzędową. Trzeciorzęd występuje u ujścia potoku Warężanka do Buga między

Uhrynem a Hołubiem. Na południe od Hołubia na łagodnym zboczu doliny znajduje się niewielki płat zielonych piasków glaukonitowych. Pr ó s z y ń s k i [128] znalazł je również koło Kryłowa i Małkowa w odległości około 6 km na północo-zachód od wspomnianego wyżej miejsca. Są one identyczne z glaukonitowymi piaskami okolic Chełma, którym powszechnie przypisuje się wiek oligoceński. Koło Uhrynowa znajdują się czarne, gruzełkowate ily, bez fauny, które swój odpowiednik mają w trzeciorzędzie okolic Chełma w dolinie Uherki oraz w Pawłowie. Wiek ich niewiadomy, prawdopodobnie jest to miocen. Podobne ily napotkałem również w jednym tylko miejscu w Kotlinie Tyszowieckiej, u podnóża krawędzi, na zachód od Komarowa (wieś Krzywy Stok), gdzie występują w niegrubej (1,5 m) warstwie bezpośrednio na kredzie. Jest to spośród znanych mi w Padole Zamojsko-hrubieszowskim odsłonięć najbardziej na zachód wysunięte stanowisko trzeciorzędu.

Młodsze od nich są utwory, które nie zawierają skał skandynawskich, lecz tylko elementy kredowo-trzeciorzędowe. W Hołubiu na wzgórzu na wysokości 207—210 m n.p.m. (18 m ponad dno doliny Bugu) występują pod brukiem skał północnych żwiry rogowców, krzemieni, wapieni litotamniowych, kwarcytów „batiatyckich“ i zlepieńców muszlowych. Są to więc skały tortońskie na drugorzędym złożu. Słaby stopień otoczenia, gruzowy charakter żwirowiska wskazuje na krótką drogę transportu materiału, a więc prawie lokalne pochodzenie. Wiek żwirowiska można oznaczyć oględnie, bez bliższego sprecyzowania, jako preglacjał. Resztki żwirów trzeciorzędowych składające się przeważnie z rogowców i krzemieni występują dalej na południe koło kolonii Zaręka. W notatce Pr ó s z y ń s k i e g o [128] znajdujemy wiadomość o występowaniu w Zadębcach (8 km na NW od Hrubieszowa) utworów piaszczysto-madowych ze szczątkami fauny lądowej i słodkowodnej oraz fauny morskiej trzeciorzędowej, na wtórnym złożu, który to osad wspomniany autor określa jako również „preglacjałny“.

W połowie drogi między Hrubieszowem a Tyszowcami wierceniami* odkryto utwór, który również daje się zakwalifikować jako preglacjał. Są tu płaskie garby działowe, poprzedzielane szerokimi, nieckowatymi dolinami, odwadnianymi do Huczwy. Jeden z otworów wiertniczych na południe od Sahrynia koło wsi Adelina przebił pokrywę czwartorzędową, a więc piaski i podobne do lessów glinki, a pod nią drobny żwirek czysto kredowy. Nie ma w tej warstwie materiału skał skandynawskich, ziarna kredowe są bardzo dobrze otoczone. Grubość jej wynosi ponad 15 m, pod nią gruz kredowy i kreda.

* Z materiałów udostępnionych mi przez Centralny Urząd Geologii.

Dane dotyczące trzeciorzędu (łącznie z preglacją) Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego są zbyt skromne, aby na ich podstawie można było z dostateczną pewnością datować poszczególne etapy ewolucji morfologicznej tego obszaru. Wydaje mi się ważne stwierdzenie, że utwory te swoim rozprzestrzenieniem nie są ograniczone do doliny, a nawet do dorzecza Bugu. Padół jest tu formą nadrzędną, główną, i w odniesieniu do niej należy rozważać pozycję utworów trzeciorzędowych i preglacyjnych znad Bugu i Huczwy. Tym bardziej, że również na wschód od Bugu tego wieku osady są wyciągnięte wzdłuż równoleżnikowych bruzd, przedłużających w tym kierunku padół. Ważne jest również, że trzeciorząd występuje nisko, znacznie poniżej opisanego w poprzednim rozdziale poziomu średniego. Schodzi on poniżej den współczesnych dolin, w górę sięga do wysokości 200—210 m n.p.m., tzn. do 20 m ponad poziom rzek. Wynika z tego, że najgłębsza i najbardziej wewnętrzna część kotlin (która odpowiada wewnętrzznemu zagłębieniu „misy“ w Kotlinie Zamojskiej) jest starsza od trzeciorzędowych osadów, wypełniających je, a więc starsza od miocenu, a nawet oligocenu.

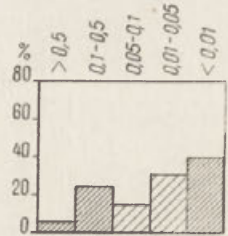
Z osadów starszego czwartorzędu (złodowacenie krakowskie) pochodzi glina zwałowa, której kilka płatów znanych jest w południowej części kotlin. Na uwagę zasługuje płat położony 12 km na SW od Kryłowa, między wsią Mircze i Łasków. Jest to morena o kolorze żółtoszarym, „lessowym“ (ryc. 73). Podobieństwo do tego utworu jest podkreślone jeszcze przez silnie pylasty charakter gliny, jej wapnistość oraz przez obecność w niej wapiennych konkretyj („lalek lessowych“). Przy tym jednakże lodowcowe pochodzenie osadu nie budzi wątpliwości, jest to w pełnym tego słowa znaczeniu utwór zwałowy, z rzadko rozrzuconymi w nim głazami skał skandynawskich. Można jedynie snuć przypuszczenia, że morena taka powstała przez zagarnięcie przez lodowiec starych osadów lessowych.

Wśród zagadnień plejstocenijskich tego obszaru na pierwsze miejsce należy wysunąć zagadnienie tarasu Bugu i Huczwy. Ponad zalewowym dnem tych dolin mamy dwa tarasy. Niższy ciągnie się w dolinie Bugu szerokim pasem po lewej stronie rzeki na wysokości 185—195 m n.p.m., tj. średnio około 8—12 m ponad poziom wody w rzece. W dolinie Bugu łączy się on w przełomie tej rzeki przez Grzędę Sokalską z tzw. tarasem krystynopolskim [44]; biegnie on przez Skomorochy, Starogród, w Hołubiu zwęża się tam, gdzie kredowo-trzeciorzędowy pagór jest podmyty przez rzekę, dalej ku północy widzimy go pod Kryłowem, Czumowem oraz między Hrubieszowem a Strzyżowem. Koło Hrubieszowa taras nadbużański zlewa się z tarasem Huczwy, którego wysokość względna i bezwzględna jest podobna. Wyraźne fragmenty tego tarasu towarzyszą Huczwie między Werbkowicami a Hrubieszowem. Taras wyższy jest

znacznie gorzej zachowany, a najlepiej bodajże na północnym krańcu międzyrzecza Bug—Huczwa. Jest to powierzchnia o wysokości bezwzględnej 200—205 m, tzn. wzniesiona 20—25 m ponad poziom rzek. Obecność na niej lessu sprawiła, iż jest ona nierówna, sfalowana. Odcina się od tarasu niższego stromym zboczem 10-metrowej wysokości.

Morfologiczne zagadnienie tych tarasów nabiera szczególnego znaczenia, gdy się je rozpatruje pod kątem widzenia budowy geologicznej tych form. Nowe materiały wiertnicze w połączeniu z obserwacjami terenowymi* pozwoliły ustalić stratygrafię utworów plejstocęńskich, budujących taras. Profil wierceń w obrębie tarasu Huczwy między Strzyżowem a Hrubieszowem (ryc. 74) wskazuje na to, że głównym osadem ukrytym w głębi tarasu jest bardzo jednolita, typowa seria piasków rzecznych, szarych, jakby przybrudzonych, zmieniających wielkość ziarna w sposób regularny, który odpowiada wygasającej ku górze serii sedymentacyjnej. Są w nich bardzo liczne ziarna, pochodzące ze skał trzeciorzędowych, a więc z szarych piaskowców, kwarcytów i rogowców oraz pokruszone resztki fauny trzeciorzędowej. Ponadto są tu również liczne ziarna kredowe. Najmniej jest okruszków skał skandynawskich. Utwór ten przebito do głębokości 30 m, nie osiągając jego spągu. W dole piaski mają ziarno grubsze, drobnych żwirików kredowych jest coraz mniej a w niektórych miejscach przechodzą one nawet w jednolitą warstwę tychże żwirików. Ku górze ziarno jest drobniejsze, piaski zawierają dużo pyłu, a co ważniejsze drobne rozrzucone resztki roślin. Występuje w nich również fauna, na ogół źle zachowana, może zniszczona (próbki były wadliwie pobrane), spośród której prof. J. Urbanicki oznaczył ślimaka *Valvata naticina*. Prószyński [128] znalazł w tych piaskach gatunki *Lithoglyphus naticoides* oraz *Theodoxus serratiliformis*. Występuje tu mnóstwo pokruszonych skorup, z których oznaczalne były jeszcze rodzaje *Gyraulus* i *Valloina*. Piaski te są znane z częstego występowania w nich kości ssaków plejstocęńskich (informacje miejscowej ludności), a Prószyński [128] podaje wzmiankę o znalezieniu w nich kości nosorożca.

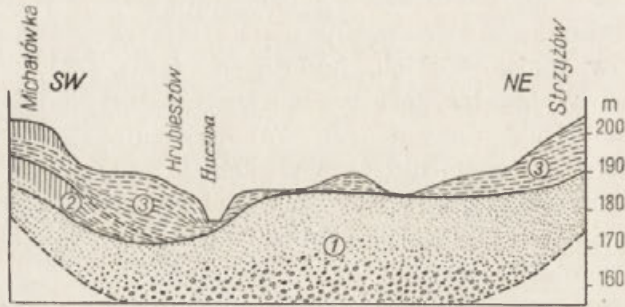
Podane wyżej gatunki ślimaków stanowią zespół fauny chociaż skromny, lecz typowy dla utworów wielkiego interglacjału (paludyno-



Ryc. 73. Skład mechaniczny glin zwalowych typu „lessowego“ w Łaskowie

* Materiały wiertnicze zostały mi udostępnione w Instytucie Geologicznym w Warszawie. Obserwacje terenowe przeprowadziłem przy pomocy mgr Mojskiego, który kartując dla przeglądowej mapy geologicznej, odnalazł szereg wartościowych odsłonięć warstw czwartorzędowych. Wyniki jego badań zostały oddane do druku.

wego). W ten sposób mamy określony wiek tego osadu, który w stratygrafii czwartorzędu okolic Hrubieszowa spełnia rolę najważniejszą, gdyż przewodnią. Starsza od piasków jest wspomniana wyżej glina zwałowa, której luźne płyty znajdujemy na zboczach doliny Bugu. W dnie tej doliny morena jest rozmyta; koło Gródka na wschód od Hrubieszowa, bezpośrednio na kredzie leżą luźne głązy skał północnych. Ponieważ morena może pochodzić tylko ze zlodowacenia krakowskiego,



Ryc. 74. Przekrój przez taras Huczwy koło Hrubieszowa.

1 — piaszczysto-żwirowa seria interglacjalna, 2 — starsza seria lessowa, 3 — młodsza seria lessowa

wynika z tego, że pierwsza połowa wielkiego interglacjału (poprzedzającego zlodowacenie środkowo-polskie) zaznaczyła się tutaj ogromną erozją rzeczną, dzięki której Bug i Huczwa wcięły się około 30 m poniżej współczesnego swego poziomu, a do 40 m poniżej dna preglacjalnej doliny. O potędze działających wówczas wód świadczy fakt, że utwory starszego zlodowacenia zostały zupełnie rozmyte nie tylko w dolinach rzek głównych, lecz również w dolinach małych dopływów. Druga połowa interglacjału, odpowiadająca być może już anaglacjalnej fazie nowego zlodowacenia, była okresem jednolitej i wielkiej sedymentacji rzecznej. Mamy tu wyraźny dowód cyklu klimatycznego, w którym zaznacza się ustawiczna redukcja opadów. Dowodem tym jest zmniejszające się ku górze ziarno osadu i jego spokojna struktura. Wypełnione zostało całe wnętrze Kotliny Tyszowieckiej i Hrubieszowskiej. Wspomniane piaski mamy nie tylko koło Hrubieszowa i Strzyżowa. W górę doliny Huczwy na południe od Werbkowic przewiercono je między Terebiniem a Sahryniem w obrębie małych dolin, tuż przy dziale Bug — Huczwa (wzdłuż szosy Hrubieszów — Tyszowce). Sięgają one około 20 m poniżej powierzchni, są silnie zamulone pyłem kredowym, tak że tworzą kruche, marglisty piaskowiec. Wszędzie leżą bądź to na kredzie, bądź też na czystych żwirikach kredowych, zaliczonych wyżej do preglacjału.

W interesującym położeniu znajdują się utwory interglacjalne w południowej części Kotliny Hrubieszowskiej, w dolinie potoku Bukowej.

Potok ten wypływa z krawędzi Grzędy Sokalskiej, rozcina w obrębie kotliny utwory preglacjalnego podłoża, kredę i trzeciorzęd (koło Małkowa), uchodzi do Bugu na północ od Kryłowa, a w ujściowym odcinku dolin między Kosmowem a Cichobuzem występuje tu niższy i wyższy taras. W Cichobuzie odsłaniają się piaski, znane w ostatnich latach z często wydobywanych z nich kości ssaków plejstocenijskich. Poza tym taras pokrywa less. W górę doliny koło Szychowic, Małkowa i Łaskowa na zboczach pojawia się glina morenowa. Jest tu wspomniany wyżej płat „lessowy“ gliny zwałowej. Młodsze od moreny są utwory jeziorne, które wypełniają dolinę i formują powierzchnię tarasową o wysokości 200—205 m n.p.m. W kolonii Marysin i Wereszyn (4 km na S od Mircza a 12 km na SW od Kryłowa), koło mostu przez potok Bukową, znajduje się w tych utworach odkrywka ważna ze względu na znaną w niej bogatą faunę mięczaków plejstocenijskich. Są tu mułki siwo-żółte, u dołu ilaste, u góry piaszczyste, przegrodzone warstwą piasku. Osad ten powstał zapewne z rozmycia płata pobliskiej „lessowej“ moreny, o czym świadczy podobieństwo jego do tej moreny. Zbiornik, w którym powstał, był płytki, nieregularnie wypełniony, na zmianę pyłami, przyniesionymi z moreny, oraz piaskami, transportowanymi z większej odległości. Skorupki mięczaków występują we wszystkich warstwach. Prof. Urbański oznaczył tu 25 gatunków, w tym 17 wodnych, reszta lądowych. Fauna ma więc charakter mieszany, co zgadza się zresztą z typem osadów, wśród których ona występuje. Do zarastającego zbiornika przynosiła woda z pobliskich zboczy i łąkowego dna doliny gatunki mięczaków lądowych. Z ciekawych form należy wymienić *Valvata piscinalis antiqua* (licznie występuje), *Gyraulus gredleri*, lessowe gatunki, jak *Succinea oblonga elongata* i *Pupilla muscorum*, łąkowa forma *Vertigo antivertigo*, zboczowe formy *Helicopsis striata* lub *cereoflava* (jedyne stanowisko na Wyżynie Lubelskiej), ponadto liczne *pisidia*. Nie jest to fauna typowo interglacjalna, a Urbański widzi w niej raczej oznaki chłodniejszego klimatu. Wskazuje zresztą na to położenie osadu. Jest to spośród znalezionych w Kotlinie Tyszowieckiej i Hrubieszowskiej osadów interglacjalu paludynowego najbardziej górna jego część, a więc pozostałość najwyższego zasięgu anaglacjalnej sedimentacji, odpowiadająca już początkowi rozwijającego się na północy zlodowacenia (środkowo-polskiego).

Piaski interglacjalu paludynowego mają powierzchnię nierówną, erozyjnie urzeźbioną. Widać to w zrekonstruowanym profilu w poprzek doliny Huczwy między Strzyżowem a Michałówką (ryc. 74). Początek profilu przypada w obrębie Płaskowyzu Horodelskiego, dla którego charakterystyczna jest ogromnej miąższości pokrywa lessowa. Mojski [102] szacuje ją na blisko 30 m, wydzielając w niej dwa lessy, przedzielone głębą kopalną. Potwierdza to również znany mi, pochodzący z wy-

korzystanej tu serii wierceń, otwór koło dawnego folwarku Rogalin pod Strzyżowem (do 16 metrów utwór lessowo-soliflukcyjny). Pokrywa ta wkracza na interglacjalne piaski doliny Huczwy i Bugu.

Strop piasków utrzymuje się w północnej części opisywanego profilu Strzyżów — Michałówka na poziomie 185 m. W ten poziom wcięte są rynny, wypełnione lessom. Jedna z nich jest w samym Strzyżowie (nie zaznaczona na profilu), gdzie w poziomie tarasu występuje ponad 6 m lessu (M o j s k i). Również w Hrubieszowie w odsłonięciu tarasu piasków interglacjalnych nie stwierdzamy. Natomiast spotykamy tutaj (koło kościoła) u dołu mułki lessowe na przemian warstwowane z cienkim, żółtym piaskiem a na nich less typowy lub warstwowany, fluwialny. W cegielni Michałówka (3 km na S od miasta), której dół jest wycięty w zboczu obu wyżej wyróżnionych tarasów Huczwy, znajdujemy u góry less typowy, wapnisty (4 m), niżej serię deluwioń, składającą się na przemian z warstewek spłyniętego lessu i piasku, który pochodzi niewątpliwie z piasku interglacjalnego paludynowego*. Cały ten kompleks utworów zboczowych i lessu leży na czarnoziemiu kopalnym, 1/2-metrowej grubości, pod którym znajduje się less starszy, czerwono-brązowy. Profil cegielni w nawiązaniu do utworów tarasowych, zbadanych w odkrywkach w Hrubieszowie oraz wierceniami w poprzek całego tarasu, interpretuję następująco: jest to kompleks bezsprzecznie młodszy od piasków interglacjalnych, czego dowodem jest to, że wspomniane piaski znajdują się w nim na wtórnym (zboczowym) złożu. Wypełnia on rynnę erozyjną, sięgającą w głąb prawie 15 m poniżej poziomu piasków. Składa się z dwu serii, przedzielonych glebą kopalną. Każda z tych seryj posiada dwie facje, dolinną i wyżynną.

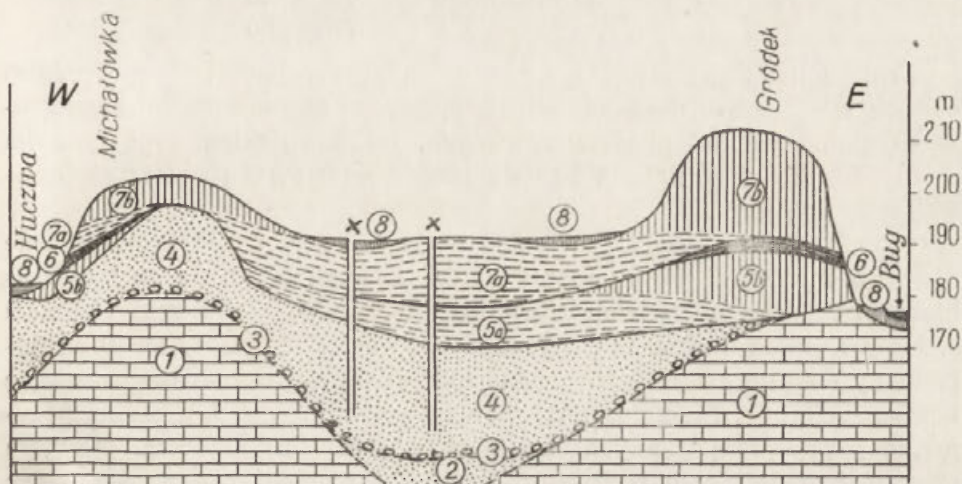
Do tych samych wniosków prowadzi analiza morfologii i utworów czwartorzędowych profilu równoleżnikowego między Huczwą a Bugiem na linii Hrubieszów — Gródek (ryc. 75). W tej ostatniej wsi mamy osobliwe wzgórze z kotą 211 m, które oddziela niższy taras Bugu—Huczwy (190 m n.p.m.) od koryta Bugu. Na zboczu, od strony Bugu mamy wspinały przekrój dwu typowych, subaerycznych, normalnie z kwasem solnym burzących się lessów (górnym 20 m, dolnym 8 m miąższości) przegrodzonych grubym pokładem (2 m) czarnej gleby kopalnej**. Nie ma tu zupełnie piasków interglacjalnych. Nad Bugiem odsłania się kreda z rzadkimi eratykami na jej powierzchni. Wynika z tego, iż Bug pod Gródkiem nie płynie rynną interglacjalną, jak Huczwa koło Hrubieszowa, a więc ten odcinek jego doliny jest formą młodszą od interglacjalnego paludynowego.

* Jest to zapewne odkrywka znana u Prószyńskiego [128] pod nazwą Tartaczna Góra. Wspomniany autor znalazł tu piękną faunę interglacjalną.

** Analiza botaniczna, wykonana przez dr Środonia w Krakowie, nie stwierdziła w glebie żadnych makro- i mikroskopowych szczątków roślinnych.

Wzgórze Gródka należy do garbu kredowego, który ciągnie się na wschód od Bugu, po stronie ZSRR. Garb ten przypuszczalnie miał niegdyś swoje przedłużenie w kierunku na wododział Bug — Huczwa i ograniczał od południa starą rynną równoleżnikową, którą wykorzystuje obecnie dolna Huczwa na zachodzie i rzeka Ług (pod Włodzimierzem) na wschodzie.

W profilu Gródek—Hrubieszów (Michałówka) spotykamy dwie serie lessowe, młodsze od piasków paludynowych, podobnie zresztą jak w po-



Ryc. 75. Profil Hrubieszów — Gródek.

1 — kreda, 2 — żwiry preglacjalne, 3 — bruk i żwiry starszego plejstocenu. 4 — piaski i żwiry interglacjalne, 5a — less starszy warstwowany (fluwialny) i drobnoziarniste piaski z florą dryasową, 5b — less niewarstwowany, 6 — gleba kopalna, 7a — less młodszy warstwowany, 7b — less młodszy niewarstwowany, 8 — aluwia holocenijskie, x — otwory wiertnicze

przednim przekroju. Facja fluwialna lessu (którą Prószyński [128] nazywa „lessem rozlewiskowym“) wypełnia tu zagłębienie w starym tarasie i z niej jest uformowana powierzchnia młodszego tarasu na wysokości 190 m n.p.m. Część dolna tych lessów tarasowych jest bardziej ilasta, posiada barwę sinawopopielatą, co oczywiście wynika z niedotlenienia tych głęboko w poziomie wody gruntowej leżących utworów. Prawdopodobne położenie tych warstw daje schematyczny przekrój, w którym dowody dwudzielności młodszej serii lessowej mamy tylko na jego krańcach zewnętrznych. Piaski interglacjalne są tu zerodowane i przykryte mułkowo-piaszczystym utworem, który bocznie przechodzi w less subaeryczny. Stopień dzielący oba tarasy został akumulacją lessu zatarty i złagodzony. Przyczyniła się do tego również soliflukcja, bardzo wyraźna zwłaszcza w dolnej partii lessu młodszego. Poświęcił jej wiele uwagi w swojej pracy M o j s k i [102]. Wzgórze Gródka, chociaż hipsometrycznie nie równa się z tarasem wyższym i wydaje się, że należy do

tego tarasu (tak sądził Prószyński [128]). W rzeczywistości jest to tylko lessowa nadbudowa tarasu niższego.

W rozcięciu tego tarasu na północ od Hrubieszowa Mojski znalazł następujący profil czwartorzędu:

	m
1. Less niewarstwowany	0,0— 5,0
2. Gleba kopalna	5,0— 6,5
3. Less warstwowany	6,5— 7,5
4. Piaski	7,5—13,0

Profil ten pokrywa się w zupełności z przekrojami w bezpośredniej okolicy Hrubieszowa i świadczy o tym, że dwudzielność utworów lessowych, młodszych od piasków rzecznych, jest zjawiskiem typowym dla doliny Bugu. Dodać należy, że dwa lessy obserwował tu również Prószyński [128].

W górę doliny Bugu, powyżej ujścia Huczwy świetne odsłonięcie utworów młodszego tarasu mamy w Czumowie (10 km na SE od Hrubieszowa), gdzie pod lessem fluwialnym 6-metrowej miąższości znalazł J. Mojski piasek drobnoziarnisty, czysty, kwarcowy, pylasty, zupełnie niepodobny do interglacjalnego piasku spod Hrubieszowa. Tworzy on serię bardzo spokojnie, równo warstwowaną. Są w nim wkładki mułku, przypominającego less dolnych członów profilu Hrubieszowa. Zawiera on mnóstwo detrytusu roślinnego. Doc. A. Śr od o ń z Krakowa, który podjął się zbadania pod względem botanicznym pobranej stąd próbki, przesłał mi następującą opinię:

„Mułek lessowaty o kolorze — po wyschnięciu — jasnopopielatym, bez żwirików, z niewielką ilością drobnoziarnistego piasku. Wielkość próbki około 5 cm³. Szczątków roślinnych bardzo dużo, a wśród nich liczne drewnienka dokładnie obtoczone na kształt owoców lub nasion. Mchów mało, jak również niewiele mięczaków i szczątków owadów.

Wstępne zbadanie dało w wyniku następujące gatunki i rodzaje roślin: *Dryas octopetala* L., *Betula nana* L., *Salix herbacea* L., *Armeria* sp., *Hedysarum obscurum* L., *Polygonum viviparum* L., *Saxifraga oppositifolia* L., *Thalictrum alpinum* L., *Potamogeton* sp., *Batrachium* sp.

Tego rodzaju skład gatunkowy jest typowy dla flory tundry glacialnej. Obecność owoców rodzaju *Potamogeton* i *Batrachium* oraz skorup mięczaków przy braku zapiaszczenia osadu dowodzi, że omawiane szczątki flory dryasowej zostały złożone w środowisku wody spokojnej. Dokładne obtoczenie drobnych drewnienek, należących zapewne do brzozy karłowatej i wierzb arktycznych, wskazywałoby na strefę plażową zbiornika“.

W Kryłowie, tuż nad Bugiem, taras ma podobną jak w Czumowie budowę geologiczną. Na wierzchu jest 6 metrów dolinnego lessu warstwowanego, żółtego i siwego. Przechodzi on ku dołowi w ił popielaty, z reszt-

kami roślin i skorupkami mięczaków (2 m). Poniżej jest mułek piaszczysty, z detrytusem roślinnym. Warstwa ta odpowiada zapewne utworom dryasowym Czumowa. Na „zimny“ charakter osadu wskazuje również struktura kriogeniczna stropu warstwy.

Odkrywki Czumowa i Kryłowa są więc dowodem tego, że pokrywa sedymentacyjna, w której wycięty jest 10-metrowy taras Bugu, ma charakter osadu glacialnego. Jest to bezsprzecznie utwór serii lessowej w szerokim znaczeniu tego słowa. Między lessem dolinnym a piaskami pylastymi i mułkami, w których zawarta jest flora tundry glacialnej, brak wyraźnej granicy. Ten fakt utrudnia decyzję, do której spośród dwu stwierdzonych koło Hrubieszowa seryj lessowych, zaliczyć wypada owe utwory dryasowe. Nie ulega wątpliwości, gdyż na to mamy zbyt wiele danych, że tundra peryglacialna rozpościerała się na przedpolu obu zlodowaceń młodszych od interglacjału paludynowego. Kierując się analogią do doliny Wieprza jestem skłonny serię dryasową Bugu okolic Czumowa i Kryłowa zaliczyć do przedostatniego glacjału. Prószyński [128], który dostarczył tyle cennych i nowych danych z geologii czwartorzędu okolic Hrubieszowa, stoi na stanowisku, że (cytuję dosłownie): „...nadległy na tarasie less pochodzić może z glacjału, który nastąpił po wielkim interglacjale paludynowym“. Autor ten również dostrzegł w owym lessie „przewarstwienia mułowo-próchniczne“, które jak się okazuje z wyników w niniejszej pracy referowanych badań botanicznych są utworem serii dryasowej. A zatem stanowiska nasze w kwestii wieku tych osadów, tzn. mułków i drobnych piasków z detrytusem roślinnym, pokrywają się w zupełności. Prószyński nie wypowiedział się jednak jasno, co do wieku górnego lessu. Z uwag jego wynika raczej, iż oba lessy hrubieszowskie jest on skłonny odnieść do środkowopolskiego zlodowacenia, co nie wydaje mi się słuszne.

Mojski [102] dał nieco inną interpretację profilów lessowych okolic Hrubieszowa. Wydzielił on trzy poziomy lessu, a więc less szarozielony u dołu oraz u góry dwa lessy żółte, przegrodzone glebą Michałówki i Gródka. W zasadzie autor wszystkie te poziomy uważa za ekwiwalent dwu zlodowaceń, jednak przerwę interglacialną widzi w powierzchni erozyjnej między lessem szarozielonym i żółtym, a nie w glebie kopalnej, którą raczej uważa za poziom interstadialny.

Takie ujęcie po części zgadza się z moją koncepcją stratygraficzną. Ponad piaskami paludynowymi są osady lessowe zlodowacenia środkowopolskiego, bardzo ściśle zespolone z utworami dryasowymi. Ponad tą serią znajdują się dopiero oba lessy wyżynne, z powszechną w okolicach Hrubieszowa glebą kopalną. Lessy te pochodzą z ostatniego zlodowacenia, od niżej leżących osadów dryasowych, również ze śladami lessu, przedziela je stwierdzona przez Mojskiego powierzchnia erozyjna.

Streszczając wyniki badań w Kotlinie Tyszowieckiej i Hrubieszowskiej stwierdzić należy:

1. Obie kotliny powstały w trzeciorzędzie, prawdopodobnie przed oligocenem. Już w tym czasie były to formy głębokie, głębsze aniżeli dzisiaj.

2. U schyłku trzeciorzędu doszło tu do poważnych zmian morfologicznych zarówno drogą procesów degradacji, jak też i akumulacji. Powstała równa pokrywa utworów preglacjalnych.

3. Następną wielką fazą rzeźbotwórczą przypada po zlodowaceniu, które objęło obie kotliny i pozostawiło po sobie glinę zwałową (zlodowacenie krakowskie). Rezultatem żywej działalności erozyjnej rzek w pierwszej połowie interglacjału były głębokie doliny. W drugiej połowie interglacjału owe formy zostały zupełnie wypełnione piaskami regularnego cyklu sedymentacji rzecznej z fauną ciepłą. Kres sedymentacji znaczą osady jeziorne (Marysin) z fauną już nieco chłodniejszą. Całość — daje nam najlepiej na Wyżynie Lubelskiej zachowaną serię sedymentacyjną interglacjału paludynowego.

4. Pokrywa piasków w dolinie Bugu i Huczwy została rozcięta, po czym nastąpiła dwukrotna sedymentacja utworów pyłowych, wśród których wyróżniono dolinną i wyżynną fację lessu. Są to utwory odrębnych zlodowaceń (środkowo-polskiego i bałtyckiego). W spągu lessu dolinnego znajdują się piaski i utwór pylasty z florą glacialną. Jest to seria dryasowa analogiczna do mułków dryasowych doliny Wieprza.

ROZDZIAŁ X

GRZĘDA SOKALSKA

Nazwa „Grzęda Sokalska“ została przyjęta przez Borusiewicza [5] dla pasa wyżynnego, biegnącego od Roztocza przez okolice Sokala po Wzgórza Pełczańskie i Mizockie na Wołyniu (ZSRR). Tylko część zachodnia tej wielkiej jednostki krajobrazowej leży w granicach Polski. Jest ona oddzielona wyraźnym obniżeniem od Roztocza, tzn. doliną górnej Sołokiji oraz kotliną górnego Wieprza. Obniżenie to nazywam Padołem Tomaszowskim. Padół jest zorientowany równolegle do osi Roztocza; ten kierunek ma również grzbiet kredowy na wschód od górnej Sołokiji, będący pasem wyjściowym grzędy, jej nasadą. Grzbiet ma nie tylko kierunek Roztocza, lecz zbliża się doń również wysokością. Przekracza on poziomice 300 m, a kulminacja jego koło Tomaszowa Lubelskiego wynosi 351 m n.p.m. Grzbiet jest działem między dopływami Huczwy z jednej strony a górną Sołokiją i Wieprzem z drugiej. Jest działem wybitnie asymetrycznym, stromo nachylonym w kierunku Wieprza i Sołokiji. Jego skłon łagodny, zwrócony ku Huczwie jest rozcięty przez szereg dolin, o bardzo zdecydowanej, wybitnie „wołyńskiej“ orientacji kierunkowej. Są to równoległe i równoleżnikowo biegnące doliny, już w pełni zgodne z ogólnym kierunkiem grzędy. A zatem granica między morfologiczną jednostką grzędową a Roztoczem może być wytyczona przede wszystkim przy pomocy analizy kierunkowej poszczególnych elementów rzeźby obu krain.

Począwszy od grzbietu rozdzielającego dorzecza Huczwy i Sołokiji od dorzecza Wieprza, powierzchnia wyżynna konsekwentnie opada ku wschodowi. Ona wyznacza nam granice, szerokiej na 20 km grzędy. Wprawdzie dolina Huczwy przerywa na pewnym odcinku ciągłość powierzchni szczytowej, lecz na wschód od Huczwy grzęda zachowuje dalej swoiste cechy, a więc wysokość i równoleżnikowe rozczłonkowanie. Wierzchołki garbów sięgają (kulminacja) do 275 m n.p.m., dalej powierzchnia obniża się ku wschodowi, ku dolinie Bugu, a zarówno dopływy tej rzeki jak też prawoboczne dopływy Huczwy płyną dokładnie równoleżnikowo i równoległe do biegu całej grzędy. Podnoszenie się powierzchni szczytowej grzędy w kierunku Roztocza ma pewien związek z odporno-

ścią kredy. Fakt ten zauważył Łomnicki [91]. Kreda grzędy jest przeważnie silnie marglista, miękka, w miarę jednak jak zbliżamy się do Roztocza staje się bardziej zwarta, piaszczysta, a przez to bardziej odporna na działanie czynników destrukcyjnych.

Wysunąłem niegdyś [44] przypuszczenie o paleogeńskim wieku grzędy, opierając to głównie na podanej przez Łomnickiego [91] wiadomości o występowaniu na pagórach grzędy brył skał miocenkich. Hipotezę tę można poprzeć nowym argumentem, jest nim obecność oligocenu w Padole Zamojsko-hrubieszowskim. Innych danych brak. Brak jest również ściślejszych dowodów młodszej, trzeciorzędowej ewolucji morfologicznej, a przede wszystkim niedostateczna jest nasza znajomość ewentualnych zrównań pochodzących z poprzednich cykli morfogenezy. Rozpoziomowanie powierzchni grzbietowych jest utrudnione obecnością grubej powłoki lessowej. Z tą przeszkodą zetknął się niegdyś Uhlig [185], który sądził, że lessy tutejsze mają ogromną miąższość (do 70 m), te trudności miał również Nowak [106], generalizując sytuację hipsometryczną i uznając powierzchnię szczytową grzędy za tzw. poziom sokalski. Z moich luźnych obserwacji wynika, że ocena Uhliga [185] grubości pokrywy lessowej i jej roli maskującej starszą rzeźbę jest błędna. Kreda wewnątrz pagórów i grzbietów grzędowych sięga bardzo wysoko, a głębokie lessy znajdują się tylko na ich zboczach. Obecna powierzchnia szczytowa grzędy jest do pewnego stopnia powierzchnią morfogenetyczną, która daje pojęcie o rozmiarach i typie denudacyjnego działania w przedlessowym, a zapewne nawet w przedczwartorzędowym okresie.

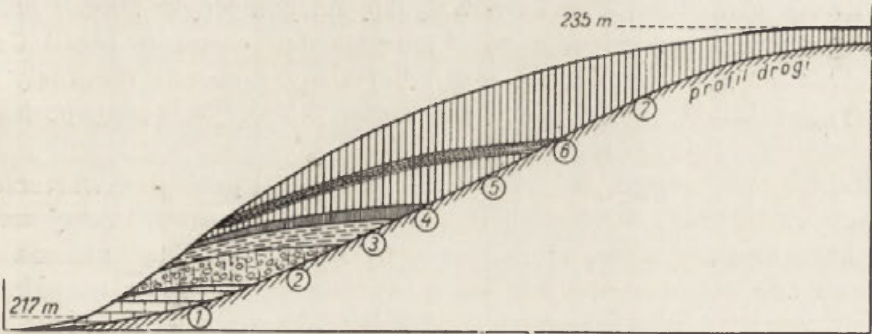
Nasuwa się problem, czy grzęda jako forma trzeciorzędowa od początku swego istnienia miała ową zadziwiającą prostolinijność zewnętrznych krawędzi. Wydaje się, że bieg tych form jest związany z tymi samymi przyczynami, które powodują, że większość dolin grzędowych układa się w regularny system równoleżnikowy. Nie mamy tutaj jednakże tego materiału, który by pozwalał, tak jak na przykład na Wierzchowinie Giełczewskiej, łatwo połączyć układ dolin ze strukturą podłoża. Kreda grzędy jako skała silnie marglista nie sprzyjała powstaniu spękań ciosowych. W północnej krawędzi grzędy (ku Padołowi Zamojsko-hrubieszowskiemu) bardzo ważną rolę odgrywa less. Sądzę, że forma ta nie wyglądałaby tak imponująco i prostolinijnie, gdyby nie udział lessu. Do sprawy tej jeszcze powrócę.

Starszy czwartorzęd grzędy zachował się przeważnie w postaci luźnych głazów eratycznych, widocznych tam, gdzie pokrywa lessowa została rozmyta. Na uwagę przeto zasługują te płyty przetrwałej w stanie pierwotnym gliny morenowej, które, jak na przykład koło Sokala (dawniej już opisane), pokrywają zbocza doliny Bugu. Podobne płyty znaleziono w północnej części grzędy, koło wsi Czartowczyk i Radostów.

Profil Czartowczyka (8 km na SW od Tyszowiec) jest bardzo typowy dla czwartorzędu grzędy, gdyż zawiera prawie wszystkie jego człony. Droga jezdna, wiodąca do Tyszowiec, rozcina tu całe zbocze doliny, od podstawy kredowej po lessowe plateau (ryc. 76). Oto następstwo warstw, które ze względu na kluczowe znaczenie profilu szczegółowo opiszę:

1. Kreda.

2. Gлина zwałowa, popielata, zawierająca mnóstwo materiału miejscowego (gruz kredowy), a ponadto skały północne, wśród których na



Ryc. 76. Odślonienie czwartorzędu wzdłuż drogi w Czartowczyku.

1 — kreda, 2 — gлина zwałowa, 3 — utwory soliflukcji, 4 — glinka pylasta z konkracjami żelazistymi, 5 — less dolny, 6 — kopalny czarnoziem, 7 — less górny

uwagę zasługują otoczaki szarych krystalicznych wapieni. Są one dobrze zakonserwowane w morenie; na niektórych z nich widać wyraźnie rysy lodowcowe. Grubość 3,5 m.

3. Gлина piaszczysta, brązowa i szara, zboczowo smugowana, zawierająca materiał morenowy, przeważnie w postaci zwięzłych skał północnych. Jest to utwór soliflukcyjny. Grubość do 2 m.

4. Piasek z glazami również o strukturze soliflukcyjnej 0,5 m.

5. Gлина pylasta, popielata i żółta, bez glazów, bezwapienna. Zawiera obficie konkracje żelazisto-bitumiczne * w postaci kuleczek, rozrzuconych nieregularnie, lecz gęsto wśród całej warstwy. Nie ma wyraźnej granicy między utworem opisywanym a warstwami niżej leżącymi. Grubość glin do 1 m.

6. Less dolny, brązowoczerwony, na całej grubości odwapniony. Prawie bezstrukturalny bądź też w dolnej swojej części lekko smugowany. Grubość 4 m.

7. Gleba kopalna, czarnoziem, grubość 1 m.

8. Less żółty, wapnisty, grubość do 5 m.

* Wstępną analizę tych konkracji wykonała prof. Turnau-Morawska.

Jest to więc profil, w którym sedymentologiczne oznaki zimnego klimatu przeplatają się z warstwami o cechach klimatu ciepłego. Do pierwszej grupy należy dolny pokład morenowy, pokrywa soliflukcyjna i dwa różnowiekowe lessy. Do drugiej — glinka z konkrecjami żelazistymi oraz kopalny czarnoziem.

Po drugiej stronie równoleżnikowej doliny, na przeciw wsi Czartowczyk ciągnie się grzbiet kredowy, na którego powierzchni nie znalazłem glin zwałowych. Less leży tu bezpośrednio na kredzie. Jest w tym dowód, że utwory czwartorzędowe zachowały się na północnym zboczu doliny dzięki zapewne ich południowej ekspozycji. Jak wskazuje profil Czartowczyka na tym termicznie uprzywilejowanym zboczu rozwinęły się pokrywy soliflukcyjne, gliniaste i gruzowe, które, jak sądzę, pochodzą ze środkowo-polskiego zlodowacenia.

Bardzo interesująca pod względem morfologii i geologii czwartorzędu jest dolina Huczwy. Jej część górna, w okolicy Łaszczowa, tworzy szerokie, kotlinowe obniżenie, które można by nazwać Kotliną Łaszczowską. Łąkowe dno doliny znajdujące się na wysokości 200 m n.p.m. zajmuje stosunkowo niewielką przestrzeń. Znacznie większą powierzchnię ma rozległy, nierówny taras, wzniesiony 15—20 m ponad dno doliny (wys. bezwzględna 215—220 m). Tworzy ona właściwe dno kotliny. Budową przypomina taras doliny Wieprza: na wierzchu gruby pokład lessu, pod nim piaski. Less dominuje na północ od Łaszczowa (między Łaszczowem a Moratynem), a grubość jego jest tak znaczna, że sięga do poziomu dna doliny (w Moratynie). Ku południowi ukazują się podlessowe piaski, które wychodzą na powierzchnię w okolicy Łaszczowa. Nie udało mi się stwierdzić, czy występują tu interglacialne piaski, znane znad dolnej Huczwy. Kotlina Łaszczowa jest tym obszarem, którego czwartorzęd powinien być jak najpilniej zbadany wierceniami.

Nazwa kotliny jest tu o tyle uzasadniona, że w północnej części tego obszaru (w połowie drogi między Łaszczowem a Tyszowcami) Huczwa przebija się przez wał kredowy. Kreda odsłania się koło Mikulina na wysokim wschodnim zboczu doliny i sięga 12 m ponad dno doliny. Widoczna jest tu wybitna asymetria profilu poprzecznego doliny, lessowe, łagodne zbocze zachodnie i kredowe, strome zbocze wschodnie. Dalej ku północy Huczwa płynie doliną wąską. Rzecz ciekawa, że w tym odcinku doliny, mimo że na obu zboczach zaznacza się gruba pokrywa lessowa, profil poprzeczny doliny zachowuje nadal typową asymetrię zboczy. O głębokich lessach na wschodnich zboczach doliny, które w takim położeniu są na wyżynie zjawiskiem raczej rzadkim, informują odsłonięcia w cegielniach Tyszowiec (na S od miasteczka). Tutaj spotykamy profile lessowe o grubości 10 m. W dole less typowy o nikłych, poziomych

smużkach, w górze less wyraźnie i zgodnie z nachyleniem powierzchni smugowany.

Podobną sytuację spotykamy w innym miejscu grzędy, już na arkuszu mapy „Kryłów“. We wsi Radostów (14 km na SE od Tyszowiec) mała południkowa dolinka jest w przekroju asymetryczna. Na stromym zboczu wschodnim, ponad nisko wzniesioną kredą znajduje się glina zwałowa, na niej lessowa gleba kopalna oraz gruby pokład lessu.

Śmiało rzec można, że wszystkie południkowe doliny grzędy są asymetryczne według wzmiankowanego wyżej stylu asymetrii. Najlepszym przykładem jest opisana niegdyś przeze mnie przełomowa dolina Bugu pod Sokalem. Głęboki less, subaeryczny i dolinny, warstwowany leży na zachodnim zboczu doliny. Łączą się tu oba utwory w jedną facjalnie zróżnicowaną pokrywę, której przeciwstawić można wysokie zbocze wschodnie, kredowe, przykryte płatami moreny i starego fluwioglacjału. Podobne cechy ma czwartorzęd doliny Wareżanki. Między Wareżem i Uhrynowem ciągnie się strome zbocze, na którym spod lessu przeziera kreda oraz głazy eratyczne (Mianowice, Korków). Zbocze zachodnie jest starsowane i grubo wyścielone lessem.

Osobnym zagadnieniem jest lessowa krawędź grzędy wiodąca przez Komarów, Tyszowce na Uhrynów. Stwierdziłem wyżej, że istnieje pewna predyspozycja krawędzi w kierunkach rzeźby powierzchni kredowej. Zresztą kreda jest w niektórych miejscach w trzonie krawędzi. Spotykamy ją w Komarowie, gdzie less krawędzi o znacznej miąższości leży na kopalnej rędzinnej glebie pokrywającej marglisty wapień kredowy. Na zachód od Komarowa w kierunku na Wólkę Łabuńską ciągnie się krawędź lessowa prostolinijnie, a wzdłuż szosy biegnącej u stóp krawędzi odsłania się w rowach przydrożnych kreda. Krawędź lessowa przekracza tu w poprzek szeroki guz kredowy Łabunia i Wólki Łabuńskiej. Kreda wznosi się na krawędzi co najmniej do wysokości 260 m n.p.m., podczas gdy pokryty lessem grzbiet na południe od krawędzi liczy 289 m wysokości n.p.m. Godne uwagi jest to, że less występuje tylko w górnej części stoku krawędzi, ku dołowi, na powierzchni i w płytkich odkrywkach widoczne są deluwia piaszczyste.

Na wschód od Komarowa krawędź, odznaczająca się również bardzo prostolinijnym przebiegiem i dużą wysokością (70 m), posiada wewnątrz na znacznym odcinku trwałą cokol kredowy. Powleka go gruby pokład lessu przechodzący ku dołowi w piaski zboczowe, które z kolei łączą się z piaskami wypełniającymi dno Kotliny Tyszowieckiej. W okolicy Tyszowiec linią krawędź grzędową przekracza dolina Huczwy. Nie czyni ona tu głębokiego wyłomu, a wspomniane wyżej dużej miąższości lessy, ukazujące się w ciegelniach tyszowieckich, są częścią grzędy, budują jej

krawędź. Również dużej miąższości czwartorzęd stwierdza Prószyński [128] przy stacji kolejowej Tuczapy, dalej na wschód od Tyszowiec. Kreda ukazuje się dopiero koło Starej Wsi i Radostowa. Stwierdzamy tu zatem fakt znamienne i ważny dla dyskusji genezy krawędzi. Podbudowa kredowa nie decyduje o istnieniu progów, chociaż ten materiał czyni krawędź wysoką, stromą i wyrazistą. Krawędź jednak istnieje w obrębie samych utworów czwartorzęd, w obrębie lessu. Pokrywa lessowa spełnia tu rolę istotną, łączy bowiem ze sobą wyniosłości kredowe brzeżnej części grzędy i decyduje w ten sposób o jednolitości krawędzi.

Południowa granica lessu grzędy nie jest tak regularna jak północna. Pagórki nad Sołokiją ukazują nie przykrytą lessem powierzchnię kredową. Odnosi się wrażenie, że granica lessu jest linią denudacyjną, chociaż bliższych argumentów na poparcie tego przypuszczenia nie można przytoczyć.

Pokrywa lessowa Grzędy Sokalskiej zaczyna się na zachodzie wzdłuż granicy tej jednostki regionalnej z Roztoczem. Można powiedzieć, że less grzędy „korzeniami” swoimi tkwi na Roztoczu, a na skłonach tego wału wyżynnego występuje szereg płatów lessowych, które ku wschodowi łączą się w jednolitą pokrywę grzędy. U źródeł Wieprza koło Tarnawatki, Suchowoli, Jacnii i Szewni są początki lessów grzędy. Są one również w okolicy Tomaszowa Lubelskiego, który leży dokładnie na granicy obu krain.

Utwory lessowe występują tu na grzbiecie Białej Góry, na NE od Tomaszowa, w obszarze wsi Sabaudia i Majdan Górny. Na podkreślenie zasługuje ich niewielka miąższość. W cegielniach obu wymienionych miejscowości grubość ich nie przekracza 4 m. Stosując ściśle kryteria petrograficzne trudno nawet nazwać występujące tu gliny lessem, są bowiem zbyt ilaste a za mało pylaste. W Sabaudii mamy taką glinę barwy brązowej, zupełnie nie burzącą się z HCl. Posiada ona wtrącenia gliniastych piasków, których pasma są skierowane zgodnie z nachyleniem zbocza. Ponadto w materiale tym znajdują się liczne nacieki żelaziste, w kształcie wałeczków zorientowanych prawie pionowo. Glinka leży na kredzie i jest oddzielona od niej 40-centymetrowym pokładem rędzinnej, gruzowej gleby kopalnej.

Identyczna jest sytuacja glin lessowych w Majdanie Górnym, gdzie leżą one również na kopalnej rędzinie.

Streszczając materiał opisowy zawarty w niniejszym rozdziale użyjemy w kwestii morfologii i czwartorzęd Grzędy Sokalskiej wnioski następujące:

1. Grzęda Sokalska jest formą przedczwartorzędową o dużej regularności kierunków morfologicznych.

2. Znajdujemy na niej wyraźne ślady jednego tylko zlodowacenia, po którym pozostały płyty moreny dennej oraz luźne narzutowce (zlodowacenie krakowskie).

3. Z młodszych zlodowaceń, których lodowce do tego obszaru nie dotarły, pozostały pokrywy peryglacjalne w postaci utworów soliflukcyjnych i dwu lessów.

4. Lessy w sposób bardzo istotny przyczyniły się do powstania prostopadłej krawędzi Grzędy Sokalskiej. Z sedymentacją tych utworów wiąże się również asymetria południkowych dolin grzędy.

ROZDZIAŁ XI

ROZTOCZE

RZEŻBA PRZEDCZWARTORZĘDOWA ROZTOCZA

Pasmo wzgórz, zwane niegdyś Roztoczem Lwowsko-rawskim lub Lwowsko-tomaszowskim, nie ma ściśle określonej granicy z Wyżyną Lubelską. Obie nazwy nie są słuszne, gdyż w rzeczywistości kraina ta nie kończy się ani pod Rawą Ruską, ani pod Tomaszowem Lubelskim, sięga bardziej na zachód, wkracza głęboko w wyżynę. Dlatego sama nazwa „Roztocze“ jest tu bardziej właściwa.

Typowo „roztockie“ krajobraz, który wchodzi w granice Polski od południo-wschodu niedaleko Lubyczy Królewskiej i Narola, zmienia się ku zachodowi. Przede wszystkim zmianie ulega wysokość bewzględna wzgórz i pagórów. Powierzchnia szczytowa wału obniża się ku zachodowi. Nie jest to spadek konsekwentny i jednolity. Roztocze dzieli się jakby na odrębne bryły, przedzielone od siebie pasami obniżeń. Tak więc część najbardziej południowo-wschodnia, leżąca na południe od obniżenia Narol—Lubycza Królewska (ryc. 77), wznosi się do 390 m n.p.m. (Roztocze Południowe według Chałubińskiej i Wilgata [13]). Następną grupą między wspomnianym obniżeniem a szczebrzeszyńskozwierzynieckim odcinkiem doliny Wieprza, czyli tomaszowski odcinek Roztocza, posiada powierzchnię grzbietów o wysokości 340—350 m n.p.m., a kulminacja tego odcinka sięga wyspowo nawet do 385 m n.p.m. (Wapielnia koło Łuszczacza). Jest to Roztocze Środkowe według wspomnianego wyżej podziału [13]. Na zachód od Zwierzyńca istnieje dosyć jednolity spadek górnej powierzchni Roztocza od 330 do 310 m n.p.m. (Roztocze Zachodnie według Chałubińskiej i Wilgata [13]).

Roztocze jest zbudowane w głównej mierze ze skał kredowych. Jest to piaszczysta opoka dolnego mastrychtu, skała typu gezy. Odporność jej na działanie czynników atmosferycznych i wód jest bardzo zmienna, na ogół jednak większa aniżeli odporność skał kredowych w obszarach, z którymi Roztocze sąsiaduje. Opoka jest silnie spękana.

Osady trzeciorzędowe Roztocza należą do dolnego i górnego tortonu oraz dolnego sarmatu. Są to piaszkowce, piaski, zlepy muszlowe, wapienie

litotamniowe, wapienie rafowe, serpulowe. Trzeciorzęd towarzyszy południowej krawędzi Rostocza i wyżyny; część północna i wschodnia wału jest zbudowana tylko z utworów kredowych.

W rzeźbie Rostocza, podobnie jak w rzeźbie całej Wyżyny Lubelskiej pierwszorzędą rolę odgrywają zrównania grzbietowe i dzielące je kra-



Ryc. 77. Rostocze. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście

wędzie (stopnie). Wspomniana krawędź południowa, będąca południową granicą Wyżyny Lubelskiej, jest tu formą najważniejszą. Biegnie ona od Zaklikowa przez Józefów po Narol. Pisał o niej P a w ł o w s k i [112] a wiele nowych materiałów dla jej poznania dostarczyli ostatnio autorzy „Przewodnika V Ogólnopolskiego Zjazdu PTG“ (C h a ł u b i ń s k a, W i l g a t, M a r u s z c z a k, K ę s i k [14]) oraz autorzy referatów, wygłoszo-

nych w czasie tego Zjazdu (Bielecka)*. Brak dostatecznie pewnych danych z geologii tego obszaru utrudnia rozważania morfogenetyczne. Stąd wiele jeszcze w tym zakresie domysłów i przypuszczeń, które mogą być sprawdzone w drodze rozwiązania stratygrafii i tektoniki trzeciorzędu krawędzi.

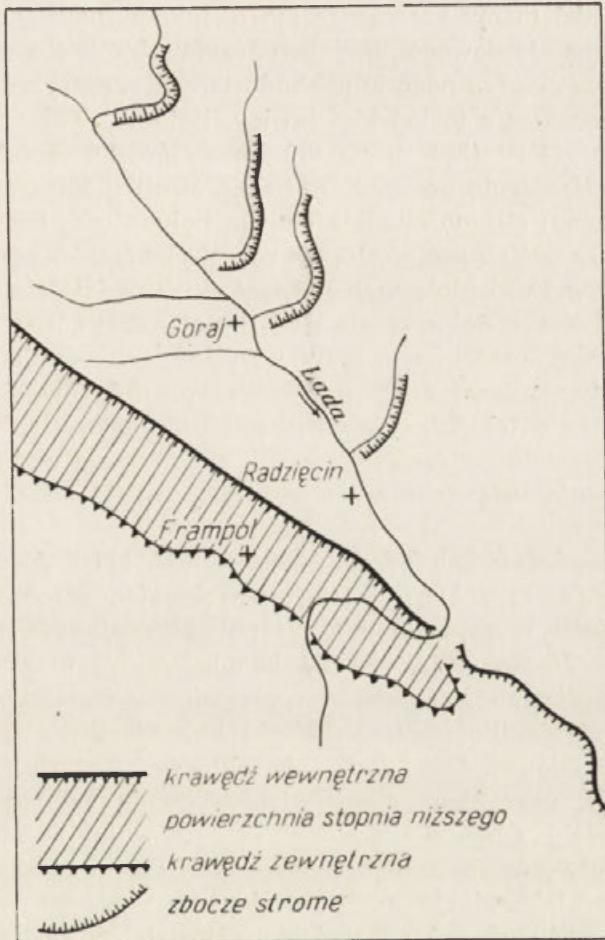
Krawędź składa się — co stwierdził już Pawłowski [112] — z dwu stopni. Stopień niższy jest zbudowany przeważnie ze skał tortońskich i sarmackich, stopień wyższy z kredy. W odcinku zachodnim, gdzie krawędź ścina Płaskowyż Urzędowski, stopień niższy — jak podaje Bielecka — jest zbudowany z wapieni sarmackich serpulidowych. Długim pasem ciągnie się tu rafa sarmacka, tektonicznie obniżona w stosunku do utworów detrytycznych tortońskich i sarmackich, położonych na północ od stopnia niższego. Między stopniami istnieje płytko i płaska zakłębłość padołowa, równoległa do biegu krawędzi. Rzeki wyżynne, jak Karasiówka i Sanna, przecinają twarde listwy obu stopni dolinami przełomowymi.

Ku wschodowi zwięża się odległość między stopniami, a w okolicach Frampola krawędź jest pod względem morfologicznym bardziej jednolita, aczkolwiek i tu można rozpoznać oba jej składowe elementy. Potok Łada, którego dolina w obrębie Roztocza zachowuje południowo- i środkowo-roztockie kierunek (NW—SE) przecinając krawędź, skręca gwałtownie prawie o 180° i na krótkim odcinku płynie w kierunku wprost przeciwnym do dawnego biegu a zgodnie z linią krawędzi (ryc. 78). Wspomniany odcinek biegu Łady przypada na znaną strefę padołu między obu stopniami krawędzi. Ten szczegół hydrograficzny świadczy o tym, że morfologiczna i geologiczna powierzchnia stopnia jest nachylona niezgodnie z pochyłością samej krawędzi. Opada ona ku północy, gdy ogólne obniżenie krawędziowe jest skierowane ku południowi. Stopień niższy jest tu przeszkodą, tamującą bieg rzek, które spływają z krawędzi ku Kotlinie Sandomierskiej. Przeszkoda ta jest przechylona nie tylko ku północy, lecz również ku zachodowi, gdyż niesposób byłoby inaczej wyjaśnić nieoczekiwane odwrócenie biegu Łady i jej skrętu na zachód.

Dalej na wschód wał Roztocza na całej swojej szerokości jest poprzecznie rozcięty dwoma obniżeniami dolinowymi, a więc Gorajca i obniżenia, leżącego na przedłużeniu szczebrzeszyńsko-zwierzynieckiego odcinka doliny Wieprza. Oba obniżenia, kryjące w sobie stare doliny, nazywam Padołami — Gorajckim i Zwierzynieckim. Powodują one głębokie wyłomy w krawędzi, lecz nie zmieniają jej ogólnego charakteru. Szeroka płyta wapieni litotamniowych tworzy między tymi padołami

* M. Bielecka. Południowa krawędź Wyżyny Lubelskiej w okolicy Kraśnika. Referat na posiedzeniu naukowym V Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego w r. 1954.

na odcinku wsi Tereszpol stopień dolny, zewnętrzny, natomiast stopień górny, wewnętrzny jest zbudowany z kredy oraz z piaskowców i detrytycznych wapieni tortońskich (Hołda oraz wzgórze sąsiednie bez nazwy). Obniżenie drugie, a więc Padół Zwierzyniecki na linii Wieprz—



Ryc. 78. Sytuacja morfologiczna doliny Łady

Szum koło wsi Górecko Kościelne i Majdan Kasztelański, przecina dwustopniową krawędź morfologiczną. Mamy tu dowody na to, że nie tylko stopień zewnętrzny, lecz również stopień wewnętrzny (wyższy) jest związany z dyslokacjami tektonicznymi. Ten ostatni, zgodnie zresztą z przypuszczeniem Pawłowskiego [112], opiera się na całej wiązce uskoku. Wprawdzie główna linia wyższej części krawędzi biegnie tu między Góreckiem Starym a Majdanem Niepryskim, lecz na północ od

niej koło Senderek stwierdzono płyty trzeciorzędu, obniżone znacznie w stosunku do kredowej kulminacji, zaznaczonej na mapie kotą 341,6. Należy się tu liczyć z uskokami, strącającymi warstwy tortonu w kierunku starej doliny Wieprza (Zwierzyniec—Majdan Kasztelański), co również tłumaczy w pewnym stopniu kierunek tej doliny. W tym odcinku krawędzi mamy szeroką formę padołową, nazwaną przez autorów przewodnika zjazdowego „Padołem Józefowskim“. Brzeg stopnia niższego znaczy nam szereg pagórków zbudowanych z detrytycznych wapieni i piaskowców oraz z tortońskiej ławicy litotamniowej. Ciągną się one od Brzezińskiej Góry (285 m n.p.m.) koło Górecka Kościelnego przez Pardysówkę i Hamernię po wieś Oseredek. Profil poprzeczny pagórków jest asymetryczny; stromo opadają one ku południowi, łagodnie ku północy, co stwarza ogólną postać stopnia przechylonego ku północy. Wapienie, odsłonięte w kamieniołomach Pardysówki, składają się z dwu potężnych ławic, z których dolna opada ku NE, natomiast górna jest przechylona w kierunku przeciwnym (SW). Dyskordancja układu jest podkreślona warstwą miazgi gruzowej, która rozdziela owe ławice. Są to fakty świadczące o tektonicznych ruchach brzegowej strefy morza tortońskiego, którego dno w części północnej zapewne się wznosiło. Na podniesione i skośnie ustawione warstwy transgreduje od południa nowa ławica brzegowa.

Dalsze dowody starego brzegu tortońskiego spod Józefowa podają Chałubińska i Wilgat [13], powiększając skromny zasób nasyżych wiadomości w zakresie geologii południowej krawędzi Roztocza. Na zachód od Józefowa jest kamieniołom, w którym demonstrowano uczestnikom V Zjazdu PTG ciekawe wykształcenie warstw tortonu. Są tu odsłonięte wapienie litotamniowe, wśród których tkwią luźne otoczaki i bryły gezy kredowej. Jest bardzo charakterystyczna zmienna wielkość tych elementów oraz różny stopień ich otoczenia, od regularnych kul po kanciaste bloki. Obok skał kredowych są również w wapieniu bryły zniszczonych utworów starszego trzeciorzędu. Są to piaski żółte, lekko glaukonityczne, takie jakie gdzie indziej na Roztoczu występują tuż nad kredą w spągu utworów tortońskich. Dostały się one do ławicy zapewne jako utwór scementowany jakimś lepiszczem. Otoczaki i bryły gezy i piasków znajdują się nie tylko w ławicy wapiennej, lecz również w leżącej nad nią warstwie brzegowych, kruchych, warstwowanych zlepów piaszczysto-muszlowych. Najwyższą warstwą odsłoniętą w kamieniołomie jest poziom gruzu, na który składają się pokruszone bryły wapieni i zlepów. Nie ma tu już otoczków kredowych. Całość odsłonięcia uzupełnia fakty podane z Pardysówki i zgodnie zresztą z interpretacją Chałubińskiej i Wilgata wskazuje na istnienie w pobliżu Józefowa wysokiego brzegu morza tortońskiego, zbudowanego

przede wszystkim z kredy oraz z utworów starszego tortonu. Był to jednak brzeg, którego dźwiganie się na linii krawędzi przez czas dłuższy powodowało krótkie oscylacje, na co zdaje się wskazywać fakt, że wśród osadów morskich znalazły się nawet gruzы tych skał, które nieco niżej występują *in situ* jako osad dennы.

Zdjęcie geomorfologiczne Kęsika i Wilgata [14] na arkuszu mapy 1 : 100 000 „Narol“, obejmujące znaczny odcinek krawędzi Roztocza między Józefowem a Narolem, stwarza pierwszą podstawę wniosków morfogenetycznych dla tej części Roztocza. Charakter morfologiczny krawędzi w stosunku do obszarów zachodnich niewiele się zmienia. Są tu oba stopnie krawędziowe, lecz odległość między nimi różnie ku południo-wschodowi, co oczywiście pociąga za sobą wzrost szerokości padołu. Trzeciorzędowe wzgórza niższego stopnia rozrastają się w tym kierunku do postaci szerokiej płyty wapieni litotamniowych, nazwanych przez wspomnianych autorów „rafą“ tortońską a zaznaczonych na mapie morfologicznej jako poziom strukturalny. Pod rafą pojawia się kreda, oczywiście w położeniu wyraźnie niższym aniżeli na stokach wyższego stopnia krawędzi. Obniżenie tektoniczne rafy, jej przechylenie w kierunku Roztocza stwarza warunki geologiczne dla rozwoju krawędziowego padołu, który przedłuża się i doliną Tanwi wchodzi głęboko w Roztocze. Gdy krawędź stopnia wewnętrznego (wyższego) utrzymuje kierunek zachodniego Roztocza, stopień zewnętrzny przybiera bieg o silniejszej składowej południkowej. Obie linie rozchodzą się, krawędź jako całość traci swoją wyrazistość, tak typową dla Roztocza Środkowego. Słynne szypoty i wodospady Tanwi i jej dopływu Jelenia oraz Potoku Sopockiego przypadają, podobnie jak na zachodzie krawędzi, w obrębie stopnia niższego. Rozwinęły się one w skałach kredowych. Progi mają bieg zgodny z dominującym kierunkiem spękań kredowych oraz zgodny z ogólnym kierunkiem krawędzi, tzn. NW—SE.

Opisana krawędź, jak wspomniałem, nie jest formą właściwą tylko dla Roztocza. Jest to element wyższego rzędu, ścinający od południa całą Wyżynę Lubelską. Krawędź staje się formą Roztocza dopiero na wschód od Frampola. Na zachód od tej miejscowości można stwierdzić, że roztockie kierunek, bliski NW—SE, przedłuża się na Godziszów i Polichnę w postaci progu, wzdłuż którego wierzchowina roztocka wzniesiona około 300 m n.p.m. łamie się stopniem 20-metrowej wysokości ku powierzchni 270—280 m n.p.m. Ta ostatnia powierzchnia jest to poziom Płaskowyżu Urzędowskiego, który wciska się na wschód wąskim klinem między południową krawędź Roztocza i jeszcze bardziej na południe położoną tektoniczną krawędź wyżynną. Zachodnie Roztocze jest więc półwyspowa wyniosłością, sięgającą 320 m n.p.m., a otoczona z trzech stron niższym od grzbietu roztockiego zrównaniem wyżynnym. Ta więc

najbardziej zewnętrzna część Roztocza, o której niegdyś mówiono, iż niepostrzeżenie przechodzi w powierzchnię właściwej wyżyny i staje się w jednolitą całość, w rzeczywistości jest odgraniczona od Płaskowyżu Urzędowskiego i Wierzchowiny Giełczewskiej stopniem, zdaje się, tektoniczno-denudacyjnym, który częściowo przypada w obrębie utworów trzeciorzędowych w większości zaś zbudowany jest ze skał kredowych.

Północna granica tej części Roztocza i wyżyny wzdłuż doliny Poru jest wyraźna i nie budzi żadnych wątpliwości. Lecz nawet tu, gdzie górny poziom wyżyny bezpośrednio przytyka do wzgórz Roztocza, jak na przykład w profilu działu wodnego między Bystrzycą Lubelską z jednej strony a Kosarzewką i Porem z drugiej, stwierdzamy koło wsi Studzianki i Wola Studziańska wyraźny stopień o wysokości przeszło 20 m, który rozgranicza oba obszary (ryc. 99 str. 283). W ten sposób można bez trudu ustalić, że Roztocze nie należy do morfologicznego systemu wyżyny, wyrażonego poziomem wierzchwinowym. Stopień, który na linii działu Bystrzyca—Kosarzewka dzieli obie krainy, może mieć pewne założenia strukturalne o tyle, że istnieje różnica odporności między marglistą opoką południowej części Wierzchowiny Giełczewskiej a piaszczystą opoką Roztocza. Również zaznacza się tu wyraźna różnica położenia utworów sarmackich w facji piaskowców o spoiwie kwarcowym. Te same utwory, które koło Sulowa nad Bystrzycą leżą w poziomie 280 m n.p.m., poza morfologiczną krawędzią Roztocza wzdłuż działu Bystrzyca—Por koło wsi Aleksandrówka, są już na wysokości 307 m n.p.m. Jest w tym pewien dowód posarmackich zmian tektonicznych, którym Roztocze zawdzięcza swoje powstanie.

Dalszych faktów do poznania stosunku Roztocza do Wyżyny Lubelskiej dostarcza dolina Wieprza, rozcinająca oba regiony morfologiczne. Węzłowy punkt tej doliny znajduje się koło Zwierzyńca. Tu łączą się ze sobą dwie doliny: szeroka, wykorzystana przez szosę i linię kolejową dolina, rozcinająca poprzecznie wał Roztocza i zajęta dzisiaj przez mały, gubiący się w piaskach dopływ Wieprza, potok Świnka (Padół Zwierzyńnicki) oraz znacznie węższa dolina współczesnego górnego Wieprza, biegnąca od Tarnawatki i Krasnobrodu.

Zdjęcie morfologiczne tej niezmiernie interesującej części Roztocza wykazało, że obie wspomniane doliny kryją resztki starych poziomów, które niby tarasy ciągną się wzdłuż dolin. Koło Krasnobrodu i Kaczorek widzimy wyraźne spłaszczenia zboczowe na wysokości 290 do 300 m n.p.m. (np. spłaszczenie z ruinami sanatorium), powyżej zaś nich liczne fragmenty spłaszczeń na wysokości 320 m n.p.m. Oba poziomy odcinają się ostro na tle kopulastej wierzchowiny, sięgającej powyżej 350 m n.p.m. (fot. 33).

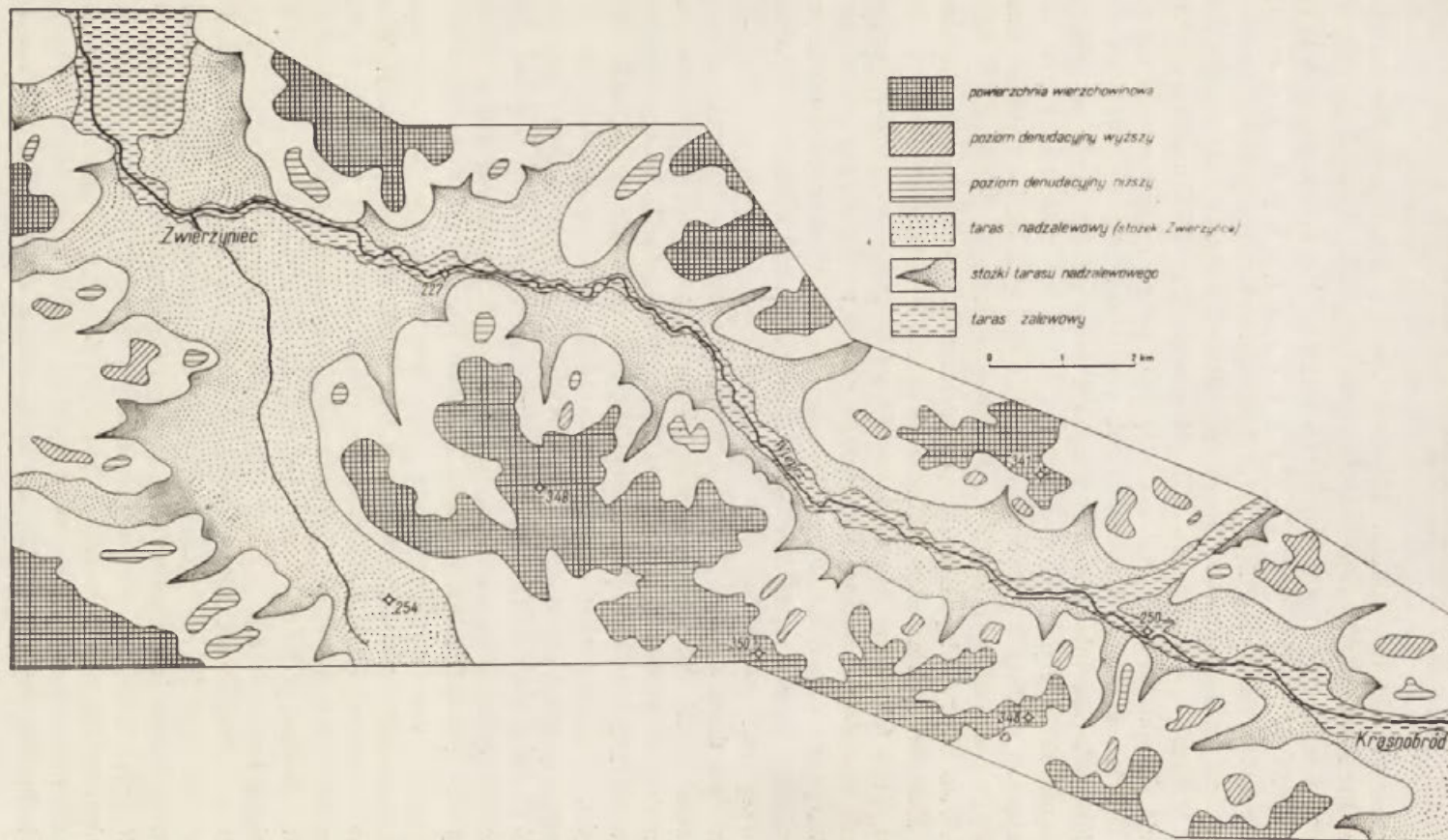
Wszystkie owe formy okolic Krasnobrodu są zbudowane wyłącznie ze skał kredowych (ryc. 79).

Resztki wymienionego poziomu znajdujemy również w starej dolinie na południe od Zwierzyńca, głównie na jej zachodnim zboczu, między wsią Szozdy a dawnym folwarkiem Florianka. W bezpośredniej okolicy Zwierzyńca, w złączeniu obu dolin, spłaszczenia zboczowe są bardzo wyraźne. Widzimy je koło stacji kolejowej Zwierzyńca (Kamienna Góra), u ujścia dolinki biegnącej od Kosobud. Do nich należy również płasko ścięta Tartaczna Góra. Wysokość obu poziomów jest tu mniejsza niż koło Krasnobrodu lub Florianki i wynosi 280 m n.p.m. (poziom niższy) oraz około 300 m n.p.m. (poziom wyższy). Fakt ten dowodzi, że poziomy obniżają się zgodnie z dzisiejszym spadkiem dolin. Godne wymienienia są również stare dolinki, zawieszane ponad dzisiejszym dnem doliny, wysokościowo odpowiadające poziomowi niższemu. Spotyka się je na zboczach Kamiennej Góry koło Obrocza, oraz we wsi Sochy.

Mapa morfologiczna Maruszcza [13] zrobiona później, chociaż zupełnie niezależnie od mojej, obejmuje częściowo skartowany teren doliny Wieprza i przedłuża zdjęcie na całą tzw. Wyniosłość Szczebrzeszyńską (międzyrzecze Wieprz—Gorajec). Autor wyróżnia również oba wysokie tarasy oraz wierzchwinowy poziom Rostocza. Między naszymi wynikami jest dużo analogii. Rozpoziomowanie przez Maruszcza północnej części Wyniosłości Szczebrzeszyńskiej (bezpośrednie okolice miasta) jest, moim zdaniem, niepewne, gdyż stara rzeźba została tu w znacznym stopniu zatarta nierówną grubości pokrywą lessową, a wysokość bezwzględna zewnętrznej powierzchni nie daje podstaw do wyróżnienia zrównań degradacyjnych.

Poza doliną Wieprza i obniżeniem zwierzynieckim rozległe powierzchnie zrównań towarzyszą południowej krawędzi Rostocza Środkowego. Są one dobrze zaznaczone na mapie Kęsika i Wilgata [14] jako „poziom erozyjny 290—300 m“ oraz „poziom denudacyjny plioceński niższy, wysokości około 310—320 m“. Ten drugi zwłaszcza zajmuje wielką powierzchnię i ciągnie się wzdłuż krawędzi pasem 5-kilometrowej szerokości oraz wchodzi w wielkie roztockie obniżenie Narol—Lubycza Królewska. Należy podkreślić, że ścina on tu nie tylko kredę, lecz również skały trzeciorzędu.

Oba poziomy znad południowej krawędzi bardzo dobrze nawiązują do wyróżnionych listew tarasowych wzdłuż górnego Wieprza. W ten sposób obraz morfologiczny Rostocza Środkowego staje się stosunkowo prosty. Na plan pierwszy wysuwa się główna powierzchnia degradacyjna, do której należą oba wyróżnione poziomy. Różnice między nimi są stosunkowo niewielkie. Powierzchnia ta otacza pierścieniem owalnie wydłużony kulminacyjny grzbiet tej części Rostocza. Grzbiet ten zaczyna się



Ryc. 79. Szkic morfologiczny doliny Wieprza między Krasnobrodem a Zwierzynćem

na Kamiennej Górze nad stacją kolejową Zwierzyniec—Biały Słup i ciągnie się ku wschodowi równolegle do doliny górnego Wieprza po Wapielnię. Wysokość jego utrzymuje się stale powyżej 340 m n.p.m., kulminacja Wapielni osiąga nawet 385 m n.p.m. Poziom pierścienia, otaczającego grzbiet, nie przekracza 320 m n.p.m. Dodać należy, że po północnej stronie doliny Wieprza znajdują się odcięte od głównego wału wzniesienia, wśród których można również rozpoznać resztki wierzchowinowej powierzchni kulminacyjnej Roztocza. Na północnym brzegu wzgórz występują zrównania, odpowiadające wysokim tarasom doliny Wieprza. Opadają one ku Kotlinie Zamojskiej i należą już do morfogenetycznego cyklu obszaru.

Z przedstawionych faktów wynika, że w ułożeniu wysokich zrównań Roztocza można rozpoznać ten sam styl morfologii, który cechuje wierzchowiny. Są to kulminacje wewnętrzne i brzeżne poziomy degradacyjne, schodowato ułożone. Sprawa stosunku owych elementów rzeźby Roztocza do rzeźby wierzchowin będzie tematem dalszych rozważań, już w części syntetycznej niniejszej pracy.

Inna cecha morfologii Roztocza to przeciwstawność dwu typów form wklęsłych: dolin szerokich — starych i wąskich — młodych. Formy wklęsłe pierwszego typu można podzielić na doliny lub raczej obniżenia wewnętrzne i brzeżne.

Do wielkich dolinnych obniżen wewnętrznych należą wspomniane już pasaże, a więc Padół Gorajecki i Zwierzyniecki. Dane pochodzące z wierceń i wywiadu studzien dowodzą, że są to formy głębokie, wypełnione grubo czwartorzędem. W Zwierzyncu, w otworach wiertniczych notowano kredę dopiero na głębokości 50 m (podobnie jak w Szczepieszynie) a w dolinie Gorajca szereg wierceń 30-metrowych nie osiągnął nawet spągu utworów, które pochodzą z czasów środkowo-polskiego zlodowacenia. Jest bardzo prawdopodobne, że oba obniżenia kryją w sobie niskie połączenia peryglacialnych systemów rzecznych obszarów leżących na północ i południe od Roztocza. Gdy idzie o Gorajec ciągłość głębokiej rynny podczwartorzędowej jest tu udowodniona wierceniami, natomiast Padół Zwierzyniecki wymagałby sprawdzenia wierceniem na niskim dziale dolinym Wieprz—Szum. Obie doliny są przypuszczalnie tworem przetrwałym z czasów, gdy Roztocze znajdowało się w innych warunkach morfologicznych i tektonicznych. Nie są to odcinki „górných“ biegów rzek, nie zwężają się w górę, nie mają basenów źródłkowych. Są jakby urwane na linii uskoku południowej krawędzi.

Drugi typ wielkich obniżen to doliny i padoły peryferyczne. Tu należy Kotlina Zamojska i dolina Poru, czyli stare i głębokie Obniżenie Turobińskie, będące najbardziej zachodnią częścią wielkiego Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego. Do tego typu obniżen można również zaliczyć

padół oddzielający Roztocze od Grzędy Sokalskiej. Padół składa się z doliny górnej Sołokiji oraz z połączonej z nią kotliny Wieprzowego Jeziora (źródłiska Wieprza) i Tarnawatki. Jest to forma 5-kilometrowej szerokości i prawdopodobnie dużej głębokości. W każdym razie wiercenie w Tomaszowie Lubelskim na głębokości 22 m nie dotarło jeszcze do kredy. Formę tę nazywam Padołem Tomaszowskim.

Do peryferycznych obniżen należy również ta część Kotliny Sandomierskiej, która przylega do południowej krawędzi Roztocza.

Obok wielkich obniżen Roztocza, wewnętrznych i peryferycznych, drugim typem form wklęsłych są doliny wąskie o ogólnych cechach młodości morfologicznej. Oba typy form wyraźnie różnią się od siebie. Przykładem jest kontrast doliny górnego Wieprza, na odcinku Obroc—Krasnobród z Padołem Zwierzynieckim, do którego owa dolina uchodzi. Jeszcze silniej widoczna jest ta różnica między wąską doliną górnego Poru a peryferycznym, szerokim obniżeniem dolinym Turobina. Nie ulega wątpliwości, że owe dwa odcinki doliny tej samej rzeki są pod względem morfogenetycznym zupełnie odrębnymi formami. Do tej grupy form należy również dolina Łady, Sanny i cały szereg innych mniejszych dolin bez nazwy. Są to doliny nie tylko wąskie, lecz również płytkie. W wielu z nich kreda jest świeżo rozcięta i często ukazuje się w poziomie ich dna. Utwory czwartorzędu spotyka się w ich obrębie, lecz są one zazwyczaj niewielkiej miąższości i silnie zniszczone. Jest to ważny moment, któremu można przeciwstawić fakt dużej grubości pokryw czwartorzędu w dolinach i obniżeniach pierwszego typu.

Oba typy form wklęsłych wskazują na odrębne cykle rozwojowe rzeźby Roztocza.

Zestawiając wyniki analizy morfologicznej wydzielić należy na Roztoczu trzy grupy form, których usytuowanie według chronologicznego porządku ich powstania da obraz morfogenetycznego rozwoju tego regionu. Są to formy następujące:

1. Zrównania, ścinające skały kredowe i trzeciorzędowe Roztocza, a w tym również utwory najmłodszego ogniwa trzeciorzędowego — sarmatu. Układ przestrzenny zachowanych fragmentów tych powierzchni degradacyjnych odznacza się pewną regularnością, która wskazuje na to, że powierzchnie owe tworzyły się bądź to na brzegu wału Roztocza, bądź też wzdłuż wielkich obniżen wewnętrznych, jak na przykład wzdłuż Padołu Zwierzynieckiego i Gorajeckiego. Są to w zasadzie poziome morfologiczne, ścinające całe grzbiety międzyczeczne, lecz w obrębie dolinnych obniżen Roztocza mają one charakter wysokich, erozyjno-denudacyjnych spłaszczeń podstokowych, u stóp starych, zawieszonych zboczy dolin. Należy je zaliczyć do spłaszczeń typu *rock floors* według terminologii D a v i s a, przetrwałych na pewnej wysokości ponad dnem



Fot. 33. Dolina Wieprza na Roztoczu.

Okolice wsi Hutki koło Krasnobrodu. Na planie pierwszym taras zalewowy i nadzalewowy, w dali wierzchowinowe zrównania Roztocza



Fot. 34. Less górny w Sądziadce.

Gleba kopalna widoczna w odsoniętej ścianie, tuż nad drogą



Fot. 35. Krawędź Roztocza koło Sąsiadki



Fot. 36. Komodzianka. Less górny i odwapniony less dolny (łopatka)

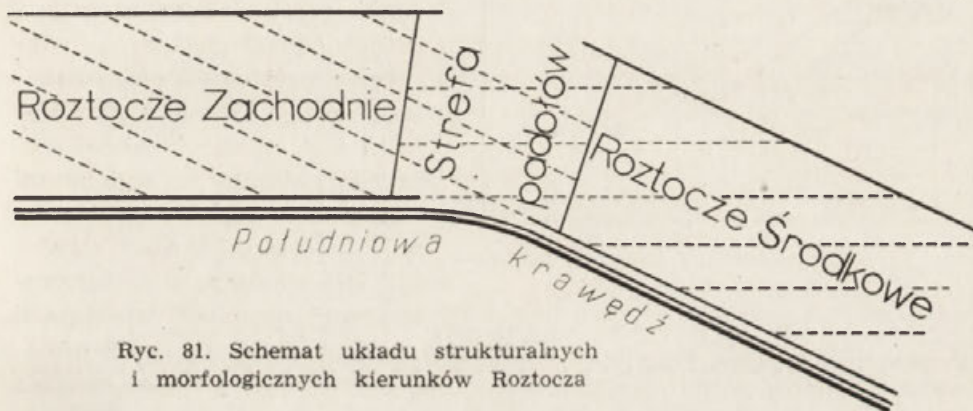
doliny z przerwane go cyklu rozwojowego rzeźby. Spadek ich jest zgodny ze spadkiem dolin, po części podpadają więc pod pojęcie i nazwę „tarasów erozyjnych“, lecz nie można ich uważać za stare erozyjne dna doliny. Łączą się z brzeżnymi poziomami destrukcyjnymi Roztocza. Wśród nich są dwie powierzchnie, których wysokość bezwzględna waha się od 280—320 m n.p.m. Stopień dzielący obie powierzchnie liczy 20 m wysokości. Ponad nimi jest powierzchnia lekko kopulasta lub równa (340—350 m n.p.m.), która, mimo iż nosi ślady silnej i wtórnej modyfikacji denudacyjnej, ujawnia pewne cechy najstarszej rzeźby Roztocza.

2. Krawędzie Roztocza należą do form typu denudacyjnego. Określają one granice zewnętrzne całego tego wału wyżynnego, ponadto oddzielają Roztocze od wierzchowin wyżyny, padołów i obniżeń. Wewnątrz Roztocza wyznaczają granice różnowiekowych poziomów. Można je podzielić na dwa typy, krawędzie denudacyjno-tektoniczne oraz denudacyjno-litologiczne. Przykładem pierwszego typu są krawędzie obu progów (stopni) południowej części Roztocza. Typ zaś drugi wyraźnie zaznacza się w postaci północnego brzegu wału, a więc od strony Wierzchowiny Giełczewskiej i Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego, chociaż i tutaj ujawnia się pewien wpływ tektoniki.

3. Doliny i padoły reprezentują, jak wspomniałem, formy dwu cykli. Są tu formy wielkie, zamarłe, typu padołów (pasaże śródroztockie, padoły peryferyczne) oraz formy mniejsze, noszące wyraźne cechy odmłodzenia morfologicznego.

Wyróżnione formy składają się na całość przedczwartorzędowej morfologii Roztocza. Krawędzie i doliny są ułożone w pewnym porządku kierunkowym, co widoczne jest w ogólnym zestawieniu tych głównych elementów morfologicznych na mapie (ryc. 80). Panują tutaj dwa systemy kierunków: NW—SE oraz WNW—ESE. Oba zaznaczają się na całej długości łuku Roztocza, chociaż pierwszy zdaje się przeważać na Roztoczu Środkowym, drugi na — Zachodnim. Tak więc Roztocze Środkowe ma w ogólnych zarysach bieg NW—SE, co zaznacza się kierunkiem krawędzi południowej oraz kierunkiem Padołu Tomaszowskiego (dolina Sołkiji, kotlina źródeł Wieprza). Jednocześnie na całym tym obszarze niektóre doliny, krawędzie i grzbiety naśladują biegi drugiego systemu, co znów widoczne jest w biegu doliny górnego Wieprza oraz górnej Tanwi. Roztocze Zachodnie ma układ odwrotny. Orientacja całości, a więc głównych, brzeżnych krawędzi oraz brzeżnego padołu (Obniżenie Turobińskie), odpowiada systemowi WNW—ESE, natomiast grzbiety, doliny (np. dolina Łady, górnego Poru, górnej Bystrzycy) i drugorzędne krawędzie zbliżają się do kierunku NW—SE. Istnieje więc na Roztoczu pewna prawidłowość, jakby reguła kierunkowa, według której obszar ten dzieli się na dwie połacie, zgodnie zresztą z wyżej przyjętym

giem warstw można było wyjaśnić ten interesujący obraz kierunków morfologicznych. Pewną odpowiedź daje w tym względzie jedynie analiza kierunków spękań ciosowych kredy. Jak wspomniałem, Łomnicki [91] a po nim Malicki [93] zwrócili uwagę na to, że na Rostoczcu Środkowym panuje system szczelin NW—SE. Moje pomiary potwierdzają wyniki badań obu wymienionych autorów (zestawienie kierunków na mapie przeglądowej w części II, rycina 96 na str. 262), a autorzy „Przewodnika Zjazdowego” [14] podają ponadto, że ten sam kierunek mają również szczeliny kredowe, z którymi związane są szypoty Tanwi, Jelenia i Sopotu. W przejściowej strefie zwierzyniecko-gorajeckiej są nadal spę-



Ryc. 81. Schemat układu strukturalnych i morfologicznych kierunków Rostocza

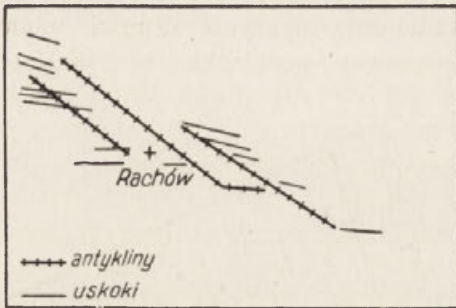
kania wymienionego systemu, ponadto poważny udział mają tu szczeliny poprzeczne ($N 5^{\circ} - 25^{\circ} E$), do których bardzo dobrze nawiązują biegi obniżień padołowych. Na Rostoczcu Zachodnim, skąd ilość pomiarów jest mniejsza, pojawiają się spękania o kierunku WNW—ESE.

Kierunki strukturalne Rostocza Zachodniego oraz tej części wyżyny, która leży między Rostoczem a doliną Wisły (Kraśnik, Gościeradów, Anopol), są poznane na drodze szczegółowych zdjęć geologicznych (S a m s o n o w i c z [141], C z a r n o c k i [18], P o ż a r y s k i [125]). W podłożu znajdują się tu główne asymetryczne antykliny: Rachowa (Anopol) i Gościeradowa, zaznaczone ukazaniem się na powierzchni jury, oraz szereg mniejszych, drugorzędnych antyklin i fleksur w obrębie skał kredowych. Osie tych linii tektonicznych będą przeważnie w kierunku WNW—ESE, są jednak również zorientowane w kierunku NW—SE. Czarnocki [18] i Pożaryski [124] odkryli tu cały szereg uskoków, które mają kierunek od WNW—ESE do W—E, a przy tym ścinają skrzydła antyklin. Styl tektoniczny tego odcinka wyżyny obrazuje załączona mapa (ryc. 82).

Ten zresztą styl tektoniczny jest typowy dla całej zachodniej części Rostocza. Według interpretacji Pożaryskiego [124] istnieją tu stare założenia tektoniczne wieku wczesno-paleozoicznego o kierunku

WNW—ESE lub prawie równoleżnikowe. Jest to przedłużający się ku wschodowi kierunek świętokrzyski. W pokrywie mezozoicznej kierunek ten został odmłodzony w orogenicznej fazie młodo-kimeryjskiej. Trzeciorzędowa tektonika dała nowy system uskoku i spękań, które w nadwiślańskiej części wyżyny naśladują owe kierunki.

Biorąc za punkt wyjścia powyższe stwierdzenia geologów, dotyczące najbardziej zachodniej części omawianego obszaru, możemy powiązać



Ryc. 82. Szkic tektoniczny antykliny Rachowa według Wł. Pożaryskiego

przewodnie rysy morfologii Rزتocza ze strukturą podłoża. Naszkicowane wyżej dwa kierunki rzeźby odzwierciedlają różnowiekowe systemy strukturalne. System bliski równoleżnikowego kierunku (WNW—ESE) jest starszy i bardzo wyraźnie związany z wgłębnyymi elementami budowy geologicznej — system skośny (NW—SE) jest młodszy. W części syntetycznej niniejszej monografii

(Część druga) będę się starał dokładniej określić wiek tych kierunkowych systemów strukturalnych, biorąc pod uwagę dane z całego obszaru wyżyny.

Zagadnieniem szczególnie trudnym pod względem geologicznym i paleomorfologicznym jest południowa krawędź, której przebieg rozważaliśmy wyżej na tle sieci obu kierunków strukturalnych Rزتocza. Linia ta odznacza się dużą świeżością, a zarazem jednolitością morfologiczną. Jest więc elementem młodym. Z drugiej strony jednakże mamy dowody na to, że krawędź jest jednocześnie starą granicą geologiczną i paleomorfologiczną. Dowodami tymi są zmiany facjalne, a więc wygasanie na linii krawędzi głębokowodnej facji ilów krakowieckich (górną torton lub dolny sarmat), ślady falezki tortońskiej koło Józefowa, wreszcie na znacznej przestrzeni brzegowa rafa sarmacka. Te fakty już bez przyjęcia młodych dyslokacji wyjaśniają odrębność paleomorfologiczną Kotliny Sandomierskiej i Rزتocza (lub w szerszym ujęciu — Wyżyny Lubelskiej). Wydaje się, że od czasów paleozoicznych istniała tu stale strefa wgłębnych elementów podłoża, będąca granicą odrębnych wielkich struktur geologicznych. Stąd permanencja warunków krawędziowych w sensie facjalnym i tektonicznym. Młoda tektonika reagowała silnie na owe predyspozycje wgłębne, stąd też owe długie świeże uskoki, które decydują o dzisiejszym wyglądzie krawędzi. Wyniki badań geologicznych w obszarze nadwiślańskim, orientacja przytoczonych tu spę-

kań ciosowych, strącone i obniżone płyty wapieni litotamniowych wzdłuż zewnętrznego stopnia krawędzi, gwałtowne i wysokie podnoszenie się kredy na linii stopnia wewnętrznego — oto dalsze argumenty na korzyść tezy o młodo-trzeciorzędowej tektonice tego obszaru. Bez przyjęcia takich zmian tektonicznych niesposób również wyjaśnić wielu zjawisk morfologicznych i hydrograficznych, jak powstanie śródroztockich pasaży, a więc Padołów Zwierzynieckiego i Gorajeckiego, skreślenia Łady koło Frampola, obsekwencja i subsekwencja morfologiczna na linii przechylonego ku północy progu niższego (zewnętrznego) krawędzi. Teza linii tektonicznej jest tu nie tylko potrzebna, lecz ugruntowana dużą ilością oczywistych i sprawdzonych obserwacji, a przeto musi być utrzymana, mimo iż nowe badania geologiczne i geofizyczne nie znalazły biegu tej linii w głębszym, paleozoicznym podłożu pogranicza Kotliny Sandomierskiej i Roztocza. Ruchy młode trwają tu niemal do naszych czasów, o czym świadczą tarasy rzeczne, wypaczone i podniesione w miejscu, w którym doliny Szumu, Sopotu, Jelenia i Tanwi przecinają krawędź. W każdym razie, gdy mówimy tu o ruchu, a więc o zmianie poziomu dwu obszarów, tzn. Wyżyny Lubelskiej i Kotliny Sandomierskiej w stosunku do siebie, powinniśmy mieć na uwadze, że jest to przede wszystkim silniejszy ruch wypiętrzania jednej bryły (wyżyny) niż obniżania drugiej (kotliny).

Wysokie zrównania Roztocza, wypreparowane z nich centralne wzniesienia, wyspowe ostańce denudacyjne są w zasadzie przetrwałym do naszych czasów, wtórnie silnie już zmienionym krajobrazem posarmackim, plioceńskim. Jest on „zawieszony“ w stosunku do padołów peryferycznych Roztocza, a nawet w stosunku do niektórych zrównań wyżyny (płaskowyżów); oddzielony od nich krawędziami denudacyjnymi reprezentuje starszy etap rozwoju rzeźby plioceńskiej. Pogłębione padoły, a przede wszystkim wielkie bruzdy pasaży wewnętrznych są już elementem młodszym od tych zrównań. Gdzie w chronologii zdarzeń pliocenu umieścić powstanie krawędzi południowej — oto zagadnienie skomplikowane przez to, iż ruchy tektoniczne wzdłuż tej linii, jak powiedziałem, powtarzały się wielokrotnie a sięgają do czasów czwartorzędu. W każdym razie główny paroksyzm zmian dyslokacyjnych nastąpił w bardzo późnym pliocenie, skoro dzięki niemu zostały odcięte „głowy“ wielkich dolin poprzecznych Roztocza. A zatem ruch był młodszy od powstania tychże dolin. Dowodem młodości ruchu jest również i ten fakt, że krawędź ta ścina morfologiczne systemy kierunków Roztocza. Najwłaściwiej byłoby tę fazę decydujących dla współczesnego wyglądu krawędzi zmian tektonicznych umieścić tuż przed epoką lodową lub nawet już w czasie jej trwania. Z nią byłby związany drugi cykl dolin Roztocza, odmłodzenie, zaznaczone głębokim wcięciem się rzek. Są to zmiany, dla których w dalszym ciągu rozważań w części drugiej znajdę uzasadnienie klima-

tyczne. Wzmoczona więc działalność erozyjna wód płynących poprzedziła nowy okres, bogaty w nieznanne dotychczas na tym obszarze zdarzenia morfologiczne — epokę lodową.

ROZTOCZE W OKRESIE CZWARTORZĘDOWYM

Roztocze jest wyniosłością górującą wyraźnie ponad przyległymi krainami, tzn. Kotliną Sandomierską i Padołem Zamojskim. Ten fakt jest, zdaje się, decydujący w zakresie typu utworów i morfologii czwartorzędowej. W nim jest przyczyna wyjątkowego tutaj ubóstwa osadów starszego plejstocenu a dużej przewagi utworów zboczowych, pochodzących z młodszego plejstocenu.

Drugą cechą czwartorzędu Roztocza, którą możemy nawiązać do preglacialnej rzeźby tego obszaru, jest nagromadzenie osadów czwartorzędu wzdłuż pewnych linii, najczęściej wzdłuż starych dolin. Istnieją tu dwie tego typu główne formy wklęsłe, przecinające w poprzek wał Roztocza: opisane wyżej Padoły — Zwierzyniecki i Gorajecki. Mniejsze znaczenie mają w tym względzie doliny skośne i podłużne, jak górnego Wieprza, Łady, górnego Poru oraz cały szereg niewielkich poprzecznych pasażów i przełęczowych obniżen, spośród których przykładem może być obniżenie Bełzec — Narol. Między tymi dolinami i obniżeniami, w których zostały nagromadzone czwartorzędowe osady rzeczne i produkty zmywów zboczowych, wznoszą się pagóry i grzbiety zbudowane z kredy i trzeciorzędu, prawie pozbawione powłoki czwartorzędowej.

Utwory starszego plejstocenu, jak wspomniałem, a więc utwory tego zlodowacenia, które dotarło do Roztocza i przewaliło się przez ten wał, schodząc na nizinę Tanwi, zostały tu zupełnie prawie zniszczone. Płaty moreny dennej, zachowane gdzieś w dolinach, są na ogół wielką rzadkością — a występują raczej w zachodniej części Roztocza. Wspomnieć należy o grubym płacie szarozółtej gliny zwałowej, pokrywającej stoki Roztocza naprzeciw Turobina. Morena jest również utworem stosunkowo częstym w sąsiedztwie południowej krawędzi Roztocza, a więc na przykład koło Janowa Lubelskiego, gdzie występuje na wapieniach sarmackich lub koło Frampola (Karolówka). Znajduje się ona powszechnie pod piaskami i mułkami przyległej do krawędzi Roztocza części Kotliny Sandomierskiej (Równina Puszczańska według Chałubińskiej i Wilgata [13]). Między Biłgorajem a Frampolem glina zwałowa znajduje się pod przykryciem młodszych utworów czwartorzędu na głębokości 28 m, koło Płazowa na przedpolu wschodniej części krawędzi Roztocza (odcinek Narola), strop moreny dennej przypada średnio między 10 a 20 m głębokości.

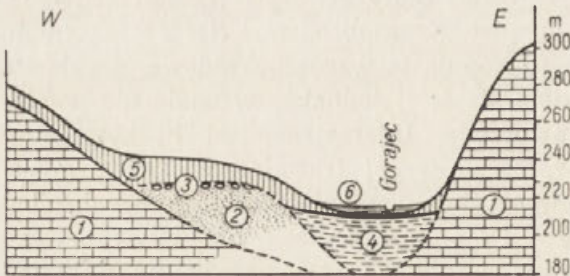
Resztką utworów lodowcowych na Roztoczu są głównie luźne bloki eratyczne zarówno w dolinach, jak też na grzbietach. Jest rzeczą charakterystyczną, że głązy te występują raczej na Roztoczu Środkowym, przeważnie w jego południowej części, w pobliżu krawędzi, a więc tam gdzie do dzisiaj zachowały się również płyty utworów trzeciorzędowych. Przykład ten widzimy dobrze między Krasnobrodem i Szczebrzeszynom. Północny pas tego odcinka — to kopulaste wzgórza kredowe, przykryte bądź to lessem bądź też piaskiem, częściej jednakże w ogóle nie powleczone żadnym utworem czwartorzędu. Uderzający jest tu kompletny brak moren lub narzutowców, co najwyżej trafiają się gdzieniegdzie, obmyte, wyżarte bloki piaskowców lub wapieni trzeciorzędowych, ślad dawnej pokrywy tych utworów. Natomiast w pasie południowym tego odcinka, w glinie wietrzeniowej na płatach trzeciorzędu, na przykład w okolicach wsi Szopowe i Górniki głązy narzutowe są dość częstym zjawiskiem. Zachodzi więc pytanie, czy te same warunki, którym płyty trzeciorzędu zawdzięczają tu swoje trwanie do naszych czasów, nie chroniły i nie chronią nadal resztek utworów starszego czwartorzędu. Fakt ten nasuwa myśl nie tylko o wielkiej degradacji w młodszym plejstocenie, lecz również i o tym, że denudacja tego okresu była różna w różnych obszarach, zależnie od warunków lokalnych, a więc typu skał lub typu morfologii.

Śledzenie dziejów Roztocza w plejstocenie jest najbardziej dostępne (gdyż możliwe w oparciu o skromny materiał dowodowy) wzdłuż starych preglacialnych dolin i padołów poprzecznych. Przykładem może być czwartorzęd samej doliny Gorajca oraz jej najbliższego sąsiedztwa.

Dolina znajduje się między dwoma grzbietami południkowymi, których kulminacje niewiele przekraczają 300 m n.p.m. Są to grzbiety działowe między Gorajcem a Wieprzem z jednej — a Gorajcem i Ładą z drugiej strony. W ogólnym rzucie uderza przede wszystkim wybitnie asymetryczny profil poprzeczny doliny (ryc. 83). Jej wschodnie zbocze jest strome, kredowe, zachodnie zaś urozmaica taras o wysokości bezwzględnej 235—240 m, tzn. wzniesiony około 25 m ponad dno doliny. Taras ten zauważył już P a w ł o w s k i [112], lecz autor ten nie znał jego budowy i nie zdawał sobie sprawy z jego znaczenia w plejstocenijskiej historii Roztocza. Na powierzchni tarasu przy drodze z Gorajca do Komodzianki odsłania się pod dwoma lessami (przedzielonymi glebą kopalną) bruk pomorenowy, złożony z bloków skał przeważnie północnych, krystalicznych, o średnicy około 0,5 m. W poziomie bruku występuje również 1-metrowa warstwa żwiru o typie fluwioglacjalnym, z wybitną przewagą elementów krystalicznych (ryc. 84). Poniżej ciągnie się w głąb zupełnie odmienna seria sedymentacyjna, piaski rzeczne, dobrze przemyte, na ogół gruboziarniste, zawierające często grube,

świetnie ogładzone, eliptyczne otoczaki kredowe. Materiałem północnym w piaskach są tylko drobne ziarenka skaleni.

Mamy więc tutaj pod lessem stary taras, którego powierzchnia — odjąwszy miąższość lessu — przypada na wysokości 228 m n.p.m. Morena,



Ryc. 83. Schematyczny przekrój przez dolinę Gorajca koło wsi Gorajec.

1 — kreda, 2 — piaski rzeczne starego zasypania plejstocenińskiego, 3 — bruk pomorenowy, 4 — seria dolinna środkowo-polskiego zlodowacenia, 5 — lessy, 6 — napływy holoceni i torfy

której pozostałością jest bruk, pochodzi zapewne z okresu jednego ze starszych zlodowaceń (zapewne zlodowacenie krakowskie), natomiast piaski rzeczne tarasu jestem skłonny uważać za utwór interglacjalny (przewaga kredy) który, być może, w stropie przechodzi w niegrubą serię fluwioglacjalną (żwiry o przewodze skał północnych). W każdym razie znajdujemy tu-

taj bezsporny dowód wczesno-plejstocenińskiego zasypania rzeczne na Roztoczu. Odbyło się ono jeszcze przed zlodowaceniem, które ogarnęło cały ten wał wyżyny.

Nie wiadomo jak głęboko w preglacjalnej rynnie Gorajca leżą owe piaski interglacjalne. Wiercenia we wsi Gorajec i Zastawie, założone u stóp wzmiankowanego tarasu w poziomie współczesnego dna doliny, przebiły do głębokości 22 m u góry less i jego deluwia a poniżej grubą warstwę szarych mułków i piasków z niewyraźnymi śladami i resztkami roślin, utwór wybitnie podobny do serii dryasowej doliny Wieprza i Poru. Należy więc sądzić, że dzisiejsza dolina Gorajca jest wymyta w piaskach starszego plejstocenu i wtórnie wypełniona typową serią dolinną, związaną ze środkowo-polskim zlodowaceniem. Przyjęcie tej koncepcji jest podstawą stratygraficzno-morfologicznego schematu doliny (przekrój — ryc. 83), który o tyle jest niepewny, iż nie znaleziono nigdzie kontaktu obu głównych serii osadowych doliny. Wielka faza erozyjna przypada tutaj w przerwie między osadzaniem się obu warstw, a więc odpowiada granicy starszego i młodszego plejstocenu, tzn. wielkiemu interglacjalowi.

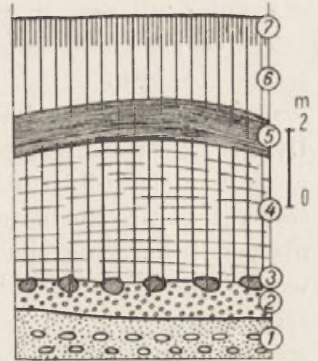
Ślady wielkiego zasypania dolin Roztocza w starszym plejstocenie znaleziono również między Gorajcem a Hutą Turobińską. Od tej wsi biegnie ku południowi dolina, uchodząca koło Goraja do Łady. Jest ona w znacznej części sucha, wzdłuż niej prowadzi szosa Lublin — Biłgoraj. Na prawym zboczu doliny, poniżej punktu wysokościowego 334,1 m (mapa 1 : 100 000 arkusz „Turobin“) odkopano pod warstwą lessu gruby

kompleks utworów fluwioglacjalnych około metrowej miąższości. Składają się na nie, u góry mułki i ily wstęgowe (1 m), poniżej piasek z warstwami żwiru, o przybliżonej miąższości 6 metrów. Żwiry w dolnej części są scementowane węglanem wapnia w zlepianiec. W utworze tym elementy skał północnych (krystaliczne kwarcyty, krzemienie oraz szare i żółtoszare wapienie) mają przewagę nad miejscowymi. Wśród tych ostatnich obficie występują otoczaki, a częściej gruz odwapnionej gęzy kredowej, ponadto piaskowce trzeciorzędowe i rozarte skorupki fauny trzeciorzędowej. Dodać należy, że podłożem fluwioglacjału jest tu również odwapniona, lekka opoka kredowa. Strop utworów sięga do wysokości 300 m n.p.m. Poza tą odkrywką wysokie piaski znaleziono jeszcze w innych punktach doliny. W górnej ich części występują duże, dobrze ogładzone, kuliste i eliptyczne otoczaki odwapnionej kredy.

Są to utwory, które typologicznie i stratygraficznie odpowiadają piaskom i żwirom Komodzianki, a więc pochodzą ze zlodowacenia krakowskiego.

Z doliny roztockiego odcinka Wieprza nie mamy takich materiałów, które by pozwoliły sprawdzić wnioski wysnute z analizy przekroju doliny Gorajca. Cytowane wiercenie w Szczebreszynie, czy też wiadomości uzyskane na podstawie informacji o otworach studziennych w Zwierzyńcu, mówią o tym, że dolina górnego Wieprza ma co najmniej 50-metrową serię utworów dennych, przeważnie piasków i żwirów. Przebite tu utwory mogą należeć do starszej serii osadowej (sprzed wielkiego interglacjału).

Utwory z czasów środkowo-polskiego zlodowacenia, jak wspominałem, cechuje w obrębie Roztocza przeważnie frakcja mułkowa, bardzo zbliżona do typu utworów serii dryasowej w krasnostawskim odcinku doliny Wieprza. Poza doliną Gorajca i Poru znaleziono je również w Padole Tomaszowskim (Sołokija — Wieprz). Otwór wiertniczy pod samym Tomaszowem Lubelskim natrafił na nie na głębokości 20 m, gdzie znajdują się pod przykryciem piasków i gruzów zboczowych. Również istnieją poszlaki występowania tychże mułków z roślinami w Kotlinie Sandomierskiej. Wydaje się, że wielkie doliny i padoły Roztocza zarówno wewnętrzne, jak też peryferyczne, znajdowały się w okresie zlodowacenia



Ryc. 84. Profil utworów plejstocenijskich w Komodziance.

1 — piaski z grubymi otoczkami kredowymi, 2 — żwir fluwioglacjalny, 3 — bruk głazów północnych, 4 — less dolny, 5 — gleba kopalna, międzylessowa, 6 — less górny, 7 — gleba współczesna

środkowo-polskiego w tych samych warunkach sedymentacyjnych co doliny całej wyżyny.

Wśród utworów czwartorzędu Roztocza duże znaczenie posiada less. Powszechnie występuje on tylko w zachodniej części Roztocza, jego jednolita pokrywa ku wschodowi urywa się zdecydowanie na linii Wieprza między Zwierzyńcem a Szczebrzeszynem. Lewe, zachodnie zbocza doliny Wieprza na wzmiankowanym odcinku pokrywa less o znacznej miąższości, podczas gdy po drugiej stronie doliny nie ma lessu zupełnie. Na powierzchni odsłania się kreda, którą tu i ówdzie powleka niegruba warstwa piasków zboczowych przemieszanych z odłamkami kredy. Utwory te częściowo opisano charakteryzując zbocza Kotliny Zamojskiej w okolicy Sąsiadki (fot. 33, 34, 35). Na wschód od południka Szczebrzeszyna less na Roztoczu występuje bardzo sporadycznie. Większe jego płaty notujemy na zboczach doliny górnego Wieprza koło Krasnobrodu, we wsi Bondyż i Jacnia. Duży płat jest również koło Hrebenego, na zachodnich zboczach doliny Sołokiji. Podrzędne znaczenie mają drobne wyspy lessu koło Bełżca (Bełzec — cegielnia i Chlewiska). Less pojawia się natomiast zwartą pokrywą dopiero na wschodnich stokach Roztocza koło wsi Potoczek, Suchowola i Szewnia. Jest to jednakże już początek wielkiej pokrywy lessowej Grzędy Sokalskiej.

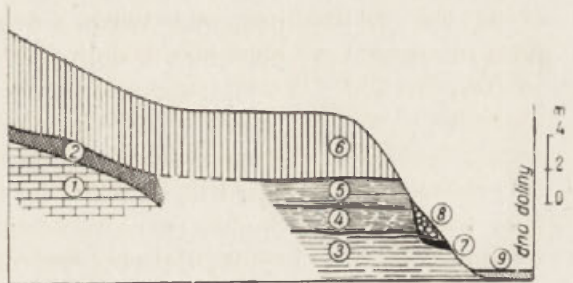
Less na Roztoczu leży najczęściej bezpośrednio na skałach kredowych, bez podkładu starszych utworów plejstocenu. Zdarza się nawet, że pod lessem są luźne głązy eratyczne. Natomiast rzeczą powszechną jest, że kreda pod lessem wykazuje ślady silnego zwietrzenia. Najczęściej lita skała kredowa jest przykryta gruzem zboczowym, na którym dopiero znajduje się less. Pod tym względem Roztocze przypomina stosunki znane z obu wierzchowin wyżynnych i tak jak tam, również tutaj można się dopatrywać okresu silnego wietrzenia mrozowego i silnych ruchów mas na zboczach w fazie poprzedzającej sedymentację lessu. Ten stan rzeczy znany jest na wzgórzach kredowo-lessowych nad Gorajcem, w okolicach Szczebrzeszyna, koło Jacni. W jednym z jarów na południe od Szczebrzeszyna (Błonie) znaleziono kopalną glebę rędzinną przedzielającą less od gruzów kredowych, wśród których znajdują się luźne bloki eratyczne. Warstwa gleby w dolnej części stoku jest soliflukcyjnie rozwleczona, bryły i jezory czarnoziemiu znajdują się w soliflukcyjnym, spągowym pokładzie lessowym. Podobnie przedstawia się sytuacja w Kaczorkach koło Krasnobrodu; gleba kopalna przedziela tam less od gruzu zboczowego. W innych odsłonięciach, na przykład w cegielni w Bondyżu (w dolinie Wieprza, 10 km na SE od Zwierzyńca), stwierdzono, że gruz kredowy znajduje się obficie w dolnej partii lessu. Ta część profilu lessowego jest zwyczajnie zboczowo smugowana, ma strukturę fluidalną. Fakt powyższy należy uznać za typowy dla Roztocza.

Z obserwacji tych wynika, że istniały na Roztoczu dwa okresy ożywionych ruchów zboczowych. Starszy jest zaznaczony pokrywą podlessowych gruzów kredowych, młodszy zaś soliflukcją lessową lub lessowo-gruzową dolnego piętra lessu. Na granicy obu pokryw stokowych jest warstwa ciepłego wietrzenia z glebą rędzinną lub czarnoziemną.

Podobnie jak w innych częściach Wyżyny Lubelskiej, tak też na Roztoczu są dowody dwudzielności lessu. Świadczą o tym takie profile, jak na przykład Komodzianka, Turzyniec oraz Krasnobród.

W Komodziance, na staro-plejstocenijskim, wyżej opisanym tarasie doliny Gorajca mamy less górny, typowy, grubości 3—4 m. Pod nim warstwa (do 1,5 m gruba) odwapnionej gleby lessowej, która ma strukturę spływową, podobnie zresztą jak less pod nią bezpośrednio leżący (fot. 36). Ten dolny less, słabo wapnisty, żółty, czarno nakrapiany ma nieco grubsze ziarno aniżeli less górny (ryc. 91).

Interesujący pod względem stratygraficznym jest profil lessowy w Turzyncu, na północ od Zwierzyńca. Tu w dole dawno zarzuconej cegielni polowej, położonej w bocznej dolinie między Turzyncem a Wywłóczką, odsłania się na zboczu doli-



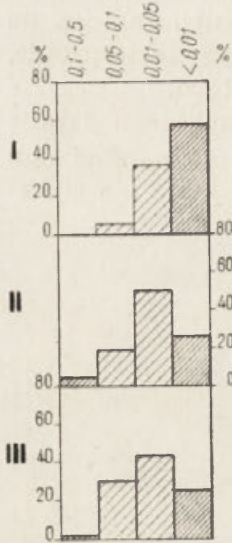
Ryc. 85. Profil lessowy w Turzyncu.

1 — kreda, 2 — lessowa gleba kopalna, 3 — mułki warstwowane, 4 — dolna mułkowata część soliflukcji, 5 — górna, ilasta część soliflukcji, 6 — less częściowo namyty, 7 — poziom węgielków (ognisko), 8 — zsunięty less i bryły gleby, 9 — piaski naprawione na dnie doliny

ny bezpośrednio na kredzie less odwapniony, próchniczny, pozostałość dolnego piętra lessowego, a nad nim gruby (do 7 m) pokład lessu młodszego. Gdy zbliżamy się do dna doliny ogólna miąższość lessu rośnie. Znajduje się tu jak gdyby płaski taras, 9-metrowej wysokości, w całości zbudowany z lessu lub produktów lessowych przemian zboczowych (ryc. 85). W jego dolnej części znajdują się warstwowane mułki lessowe, które od wyżej leżącego kompleksu oddziela warstwa piaszczysto-orsztynowa, być może ekwiwalent nieco wyżej na stoku leżącej gleby kopalnej. Górna seria lessowa składa się z dwu wyraźnych części — kompleks soliflukcyjny u dołu, zbudowany z bardzo zmiennego, partiami silnie zapiaszczonego materiału, który na ogół jest jednakowo zwarty i mocno ilasty (ryc. 86) oraz część górna tej serii, less o przewadze frakcji pyłowej. Są tu więc niewątpliwie dwa lessy, lecz ich struktura, a nawet układ jest wyraźnie zmodyfikowany przez namywy i soliflukcję.

Opisany profil turzyniecki występuje w obrębie małej, typowej,

suchej doliny roztockiej, o stosunkowo szerokim, równym, piaskiem pokrytym dnie. Taras lessowy jest podcięty przez wody, które sporadycznie pojawiają się na dnie doliny. Proces obniżania i rozszerzania dna jest tu wciąż aktualny. Świadczy o tym następujący fakt. Taras rozcina mały wąwóz, którego profil podłużny jest dostosowany do dna doliny. Na zboczach tarasu, w wąwozie, znalazłem resztkę dawnego dna wąwozu, z warstwą węgla (ognisko), wyglądającą raczej na zjawisko młode (może neolityczne?). Ślady ogniska zostały zasypane utworami zboczowymi, zsuniętym lessom i bryłami gleby. Wcięcie wąwozu i dna doliny poniżej poziomu dawnego dna, zaznaczonego poziomem węgielków, wynosi 1,5 m. Jest to miarą pogłębienia doliny.



Ryc. 86. Skład mechaniczny warstw profilu w Turzycu (ryc. 85).

I — górna część soliflukcji (warstwa 5), II — dolna część soliflukcji (warstwa 4), III — mułki warstwowane (warstwa 3)

Bardzo interesująco przedstawia się na Roztoczu problem pokryw młodszych od lessu, a więc późnoglacialnych lub postglacialnych. Na less wkraczają tu różne utwory, a więc gruzы zboczowe, piaski wydymowe, a najczęściej młode, pyłowe namywy.

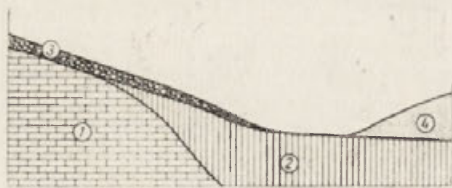
W Beżcu, w cegielni less jest przykryty na znacznej przestrzeni gruzem kredowym. Less wypełnia tu zakłębłość u stóp zbocza, zbudowanego z odwapnionej kredy. Mimo małego nachylenia powierzchni (3°) gruz kredowy został grawitacyjnie przesunięty na powierzchnię płata lessowego. Fakt ten świadczy o tym, że stokowe procesy grawitacyjne, zapewne kriogenicznie przyspieszone, były czynne jeszcze u schyłku sedymentacji lessu. W tej samej cegielni można również obserwować wkraczanie piasku wydymowego na less (ryc. 87).

Charakterystycznym zjawiskiem dla wschodniej części Roztocza (na E od Zwierzyńca) jest ogromne zapiaszczenie jej powierzchni, zarówno zboczy jak też den dolinnych. Fakt ten można łatwo wyjaśnić obfitością materiału piaszczystego, który pochodzi tu przede wszystkim z rozmycia miejscowych osadów trzeciorzędowych. Nie wiadomo ilokrotnie ten materiał był przeławiony w plejstocenie, w każdym razie dzisiaj tworzy on najmłodszą pokrywę, wyściełającą dna i zbocza dolin, przy tym przemytą i częściowo przewianą. Nie jest to pokrywa jednolita, wolne od niej są wyniosłości Roztocza, pagóry i grzbiety, na powierzchni których odsłania się przeważnie gruzem powleczone kreda. Piaski występują w postaci rozległych odosobnionych płatów lub raczej smug, związanych z zakłębłościami terenu. Towarzyszą one przede wszystkim dolinom i for-

mom padolowym, które poprzecznie przecinają Roztocze. Tak więc ogromne nagromadzenie tych piasków śledzimy wzdłuż całej doliny górnego Wieprza powyżej Zwierzyńca, zwłaszcza w okolicy Kaczorek, Krasnobrodu i Zielonego. Widzimy je wzdłuż Padołu Zwierzynieckiego między Zwierzyńcem a Majdanem Kasztelańskim, w padołach południowej krawędzi Roztocza (np. Padół Józefowski), na północno-wschodnich stokach Roztocza, wzdłuż doliny Sołokiji między Tomaszowem Lubelskim a Lubyczą Królewską, w roztockich obniżeniach poprzecznych, jak koło wsi Malewyszczyna, Bełzec — Narol, Lubycza — Święcie — Chlewiska. W tym ostatnim obniżeniu łatwo daje się zauważyć związek piasków z trzeciorzędem, zachowanym na szczytach wzgórz koło Huty Lubyckiej. Piaski schodzą od czapy trzeciorzędowej rynnami dolin w dół, gdzie gromadzą się wzdłuż obniż. padołów i przełęczy (ryc. 88).

Nie ulega wątpliwości, że wzmiankowane piaski są produktem i zarazem dowodem ogromnej denudacji, działającej niegdyś na stokach wzgórz Roztocza. Są to ślady wielkiego rozmywania starszych pokryw sedymentacyjnych i ich splukiwania ze stoków w zakłębłości terenu. Są to więc utwory deluwialne. Nasuwa się pytanie, kiedy dokonał się ów proces zmywny? O wieku piasków świadczy między innymi ich stosunek do lessu. Widoczne jest to w rozmieszczeniu obu utworów. Deluwia piaszczyste są niezależne od lessu i na ogół oba utwory wzajemnie się wykluczają. Tam natomiast, gdzie sąsiadują one ze sobą, można stwierdzić wkraczanie piasku na less. Koło Krasnobrodu (Podklasztor), Bełzca i Chlewisk znajdują się małe płyty glin lessowych, zupełnie zagrzebane i przykryte deluwiami piaszczystymi. Jest rzeczą charakterystyczną, że less pod piaskiem uległ zupełnemu odwapnieniu, co świadczy o dużej czynności ługowania wód namywających piaski.

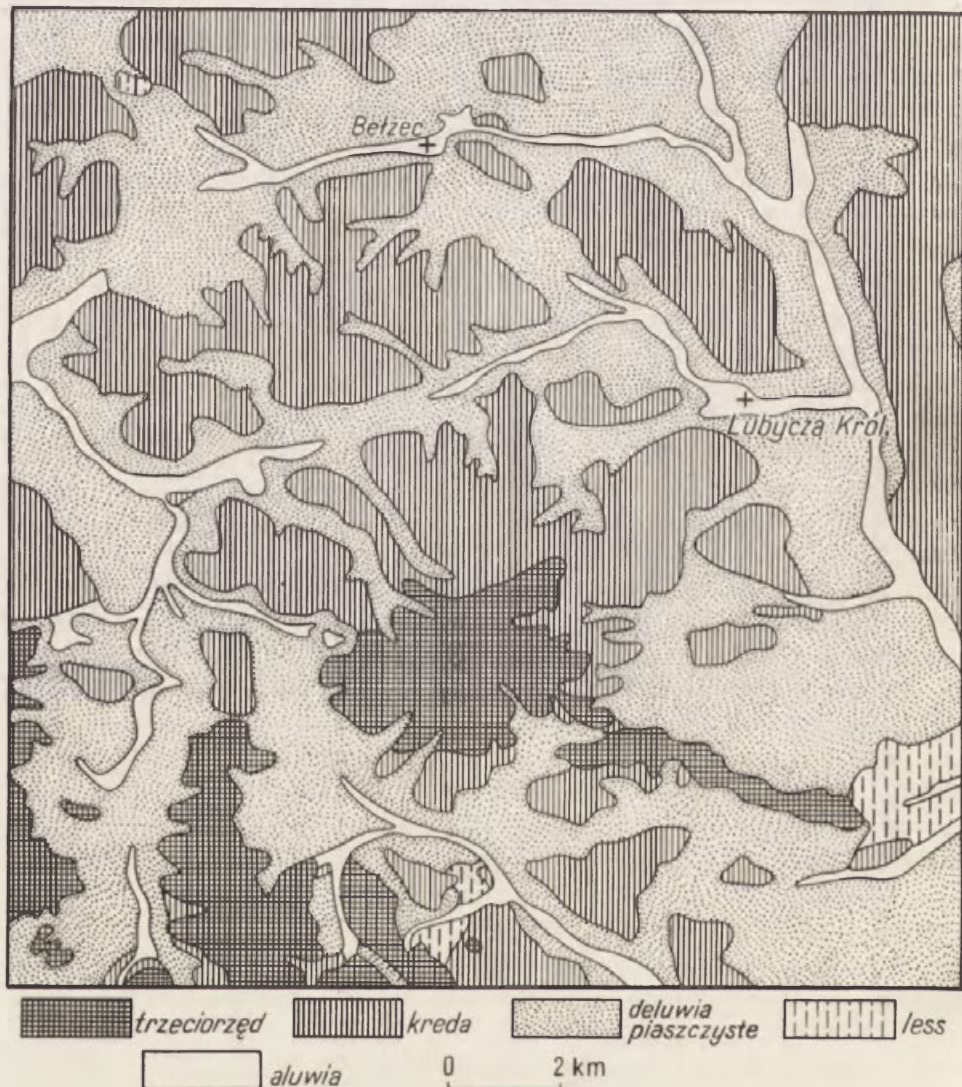
Innym dowodem wieku piasków jest to, że najczęściej przykrywają one bezpośrednio kredę. Starszy plejstocen przed sedymentacją piasków uległ zupełnemu zniesieniu, a gdzieś ocalał w postaci luźnych głazów północnych. W piaskach rzadko kiedy spotykamy materiał eratyczny, najczęściej tylko drobne ziarenka skaleni są dowodem ich związku z materiałem lodowcowym, natomiast mnóstwo jest w piaskach gruzu kredowego. Wszystkie owe fakty zdają się przemawiać za tym, że okres tworzenia się tych deluwii przypada na czas ostatniego zlodowacenia i to raczej na schyłkową fazę tej epoki. Piaszczyste deluwia współczesnej powierzchni Roztocza można więc uznać za ekwiwalent piasków wierz-



Ryc. 87. Położenie lessu w cegielni w Bełczu.

1 — kreda, 2 — less, 3 — gruz kredowy, 4 — piasek wydmy

chwinowych wyżyny, które również powlekają starsze podłoże, a w dolinach wkraczają na less. Oczywiście wniosek ten dotyczy najmłodszej, górnej pokrywy deluwii, pod którą w dolinach mogą się znajdować



Ryc. 88. Rozmieszczenie piasków deluwialnych na południowym Roztoczu

starsze pokrywy, pochodzące ze starszych zlodowaceń. Trudno określić miąższość tej pokrywy, gdyż zmienia się ona w dół stoków. Na zboczach dolin nie przekracza ona na ogół grubości kilku metrów (4—5 m), u stóp zaś zboczy jej miąższość jest dużo większa, a w Tomaszowie Lubelskim przewiercono ją dopiero na głębokości 20 metrów.

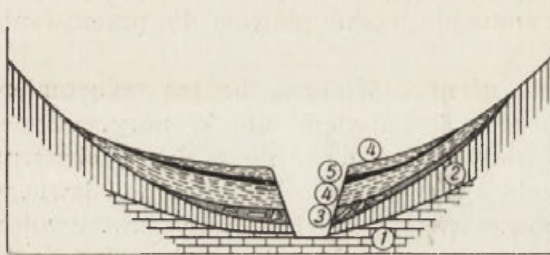
Z deluwiami piaszczystymi zbcocy związane są piaski den dolinnych, będące utworem tego samego typu i tej samej genezy. Wzdłuż doliny górnego Wieprza, zwłaszcza między Krasnobrodem a Zwierzyńcem, ciągnie się zbudowany z owych piasków taras, a raczej dwa tarasy — wyższy około 10—12 m, niższy 3—7 m wysokości — ponad poziomem rzeki i ponad tarasem zalewowym (ryc. 79). Przy bliższym zbadaniu okazuje się, że owe dwa tarasy należy uznać za dwa piętra stożków napływowych, podnoszących się wyraźnie w górę bocznych dolinek i rynien, a połączonych ze sobą piaskami napłukanymi na dno doliny głównej bezpośrednio ze stoków. Stożki niższe są włożone w stożki wyższe. Na stożkach wyższych jest namyty materiał pylasty, którego nie ma na stożkach niższych. Godny wzmianki, chociaż niezupełnie jasny jest fakt, że Wieprz rozcina poprzecznie niższe stożki (Nowa Wieś koło Krasnobrodu, Kaczorki), a więc nie omija ich, jak to zwyczajnie się dzieje, gdy boczne napływy zmuszają rzekę główną do przesuwania biegu (fot. 33).

Całą pokrywę akumulacyjną górnego Wieprza, będącą połączeniem stożków, można właściwie uważać za jeden wielki stożek, który w Zwierzyńcu koło stacji kolejowej Biały Słup zlewa się z drugą obszerną powierzchnią piaszczystą, rozciągającą się u ujścia doliny dawnego Wieprza (ryc. 79). Na tej powierzchni jest zbudowany Zwierzyniec. W samym osiedlu wysokość powierzchni stożkowej ponad poziom rzeki wynosi 7 m. W rozcięciu stożka widać, że seria sedymentacyjna piasków nie jest jednolita — wśród niej bowiem wyróżnia się w połowie wysokości warstwa pni drzewnych, rozdzielająca piaski na dwa pokłady. Jest to dowodem, że górna część piasków tarasowych jest raczej młoda, zapewne postglacjalnego (postlitorinowego) wieku. Stożek zwierzyniecki kończy się tuż na północ od osiedla, linią skośnie biegnącą w poprzek doliny. Poniżej więc Zwierzyńca dnem doliny jest taras zalewowy, a stożki dolin bocznych wygasają u ujść tychże dolin.

Piaszczyste deluwia i stożki są typowe, jak wspomniałem, dla Roztocza Środkowego. Połać zachodnia tej krainy, posiadająca prawie zwartą powłokę lessową, ma również obfite, młode pokrywy deluwii, lecz są to utwory pyłowe, bardzo podobne do lessu. Mają one już swoją historię, gdyż wielokrotnie były uważane za less. Przyznawano im duże znaczenie stratygraficzne, bowiem w ich spągu znaleziono ogromne pnie i korzenie drzew, przeważnie dębowych, które miały być pozostałością staroplejstoczeńskich lasów Roztocza. J u r k i e w i c z [57] jeszcze w roku 1872 pisał, że w okolicy wsi Jędrzejówka i Komodzianka (8 km na ENE od Frampola) znajduje się pod glacialnym „lessem“ torf i czarne pnie drzew, które uważał on za resztki preglacjalnego lasu. Po nim K r i s z t a f o w i c z [74] rozpoznał już wprawdzie nadkład torfów i warstwy drzew-

nej jako utwór warstwowany, lecz badacz ten popełnił błąd poprzednika, nazywając owe pyły warstwowane lessom glacialnym, tym samym przyznając im, jak też kopalnym drzewom, wiek plejstoceniński. Florę z torfów profilu Jędrzejówki opracowała następnie B r e m ó w n a [8], stwierdzając m. in., że „...stan zachowania szczątków flory zielnej i stosunkowo świeżych pni dębowych, słabo tylko szerniałych, wskazuje na niezbyt dawne ich pozostawanie w ziemi“. Bremówna nie znalazła tu żadnych przewodnich roślin interglacialnych. Autorka potwierdza w ten sposób moje sugestie wysunięte na podstawie badań w okolicy Komodzianki jeszcze w roku 1949 i skłania się w rezultacie do tego, że można „...uznać florę kopalną Jędrzejówki za subfosalną florę postglacialną“.

Stosunki geologiczne postglacialnych namywów pyłowych w okolicy Komodzianki przedstawiają się następująco: jest tu grzbiet działowy



Ryc. 89. Schematyczny przekrój ilustrujący położenie gleb, zagrzebanych w mułach lessowych Roztocza.

1 — kreda, 2 — less, 3 — dolny poziom gleby z korzeniami i pniami drzew (poziom subfosalny starszy), 4 — mułki lessowe, 5 — gleba czarnoziemna (poziom subfosalny młodszy)

(kota 313), rozcięty z obu stron, a więc od północy i południa całą siecią typowo „lessowych“ wąwozów (fot. 37). Najbardziej interesujący i znany wśród okolicznej ludności jako miejsce częstego znajdowania „czarnych dębów“ jest wąwóz południowy, równoległy do grzbietu między kotami 295,5—313 (mapa 1 : 100 tysięcy, arkusz „Biłgoraj“). Jego schematyczny przekrój, będący zarazem przekrojem typowym dla wąwozów tej

części Roztocza, podaje ryc. 89. Do głębokości 10 m wąwóz rozcina napławiony, warstwowany pył lessowy, w swoich cechach makroskopowych niczym się nie różniący od warstwowanego lessu. Podobieństwo jest bardzo łudzące nawet i przez ten charakterystyczny dla profilów lessowych fakt, że część górna mułków jest barwy żółtej, dolna siwej. Mułki są czarno nakrapiane, wapniste.

Na ścianie przekroju można dostrzec dwa poziomy gleby czarnej. Płytko pod powierzchnią znajduje się poziom górny, gleba czarnoziemna, częściowo namyta. W samym spągu mułków jest poziom dolny, zawierający mnóstwo resztek roślinnych i wyglądający tu i ówdzie jak masa mułkowo-torfiasta. Spotyka się w niej liczne gałęzie drzew, a co ważniejsze pnie i korzenie drzew. Pnie układają się równoległe do poziomemu glebowemu, są zapewne przyniesione z góry, ze stoków. Są również resztki



Fot. 37. Gęsto rozcięte dolinami lessowe Roztocze Zachodnie. Okolice Komodzianki



Fot. 38. Bruzda erozyjna (żłobina) rozcina wylesioną powierzchnię lessów Roztocza Zachodniego.

Pierwszy etap powstania parowów okolic Komodzianki



Fot. 39. Ślady młodej denudacji na tarasie Wieprza w Kaczorkach koło Krasnobrodu.
Obniżenie powierzchni zaznaczone wysokością obnażonych korzeni sosny wynosi 1 m

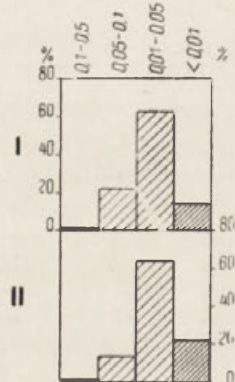
Współczesne procesy denudacyjne (głównie erozja gleb) dostarczają materiału dla świeżych namywów u stóp zboczy i w obrębie den dolinnych (fot. 39). Jest to trzecia (obok peryglacjalnej i postglacjalnej) współczesna pokrywa deluwiów. Widzimy ów proces zwłaszcza w obrębie wspomnianych wyżej, charakterystycznych dla Roztocza, krótkich płaskodennych dolinek, wyraźnie asymetrycznych w przekroju poprzecznym, jak na przykład lewoboczne dolinki Wieprza między Zwierzyńcem a Szczebrzeszynom, dolina w Podklasztorze koło Krasnobrodu. Dna tych dolinek niemal corocznie są zamulane świeżym piaskiem, zdartym ze stoków. Piasek osadza się tu na utworach plejstocenijskich, m. in. również na lessie. Nazwa wsi „Namule“ leżącej między Krasnobrodem a Kaczorkami, u ujścia takiej płaskodennej dolinki, pozostaje w związku z dobrze zaobserwowanym, aktualnie żywym procesem „namulania“ piasków i pyłów. Wieś Kawęczynek (6 km na SW od Szczebrzeszyna) stoi na takim stożku piaszczystym, utworzonym u początków suchej płaskodennej dolinki. Stożek narasta współcześnie, na jego powierzchni znaleźć można wśród piasku świeże otoczaki i gruz kredowy. Piasek w czasie wiosennych roztopów wkracza na pola uprawne i przedłuża granice stożka.

Osobnej wzmianki wymagają plejstocenijskie oraz postglacjalne procesy i formy eoliczne. Obfitość piasków sprzyjała formowaniu się wydm, które, rzecz oczywista, pokrywają głównie piaszczyste tarasy i stożki w dolinach. Wielkie ich nagromadzenie znajdujemy w Padole Zwierzyńskim w okolicy Kaczorek, dalej koło Krasnobrodu, Tomaszowa Lubelskiego i Bełżca. Są to piaszczyste wały, w stosunku do biegu dolin podłużne lub poprzeczne, wyciągnięte zarówno w kierunku południkowym, jak też równoleżnikowym. W niektórych z trudnością można rozpoznać ich zarysy paraboliczne. Wydmy okolic Bełżca wykazują wyraźną asymetrię zboczy, przy większej stromizmie zbocza wschodniego. Dla Roztocza jest również charakterystyczne występowanie wydm na połączonych grzbietach i stokach. Ten typ wydm powstał z przewiania lokalnych piasków deluwialnych. Wreszcie wspomnieć również należy o ruchomych piaskach i aktualnie formujących się wydmach w miejscach wylesionych koło Krasnobrodu i Tomaszowa Lubelskiego. Są to jednakże wydmy morfologicznie nietypowe, w których nie ujawnia się przewaga jakiegokolwiek kierunku wiatru (fot. 40).

Drugim dowodem peryglacjalnej i postglacjalnej działalności eolicznej na Roztoczu są głązy urzeźbione przez wiatr. Występują one na kulminacjach Roztocza, przy czym ważną jest rzeczą, że utworzone są wyłącznie z miękkich materiałów miejscowego trzeciorzędu, a więc tortońskich piaszkowców i wapieni litotamniowych oraz sarmackich wapieni — mszywiolowych i serpulidowych. Natomiast łącznie z nimi występujące na grzbietach Roztocza głązy kwarcytowe i krystaliczne nie wykazują zna-

ków. Jest rzeczą charakterystyczną, że często u podstawy stożków, pod mułkami, jest seria żwirów kredowych. Przykładem tej budowy pokrywy postglacjalnej jest stożek, u wylotu tej dolinki w Sasiadce, na zboczach której poniżej grodziska znane są dwa pokłady lessu (opisane w rozdziale IX).

Obserwacje w okolicy Frampola, Gorajca i Sasiadki pozwalają zatem ściślej odtworzyć morfologiczną historię postglacjalną Roztocza. Widzimy tu przede wszystkim potężne pokrywy utworów namytych, dla stratygrafii których ważne są oba wyróżnione wyżej poziomy gleb subfossylnych. Jestem skłonny uważać zmiany pierwszego okresu (po dolnym poziomie subfossylnym) za proces naturalny, odpowiadający zmianom klimatycznym postglacjalu. Przeobrażenia drugiego okresu (po górnym poziomie subfossylnym) mogły być już spowodowane działalnością człowieka — a więc byłyby oddźwiękiem wyniszczenia lasu i zaprowadzenia uprawy rolnej. Są to więc zmiany typu erozji lub denudacji gleb. Do nich należy również rozdebrzenie starych, namytych utworami wyścielonych niecek. Niszczycielski proces dzikich strug denudacyjnych jest dzisiaj jeszcze w pełnym rozwoju. Jary tej części Roztocza przedstawiają dziki krajobraz, dalej corocznie pustoszony przez wgrzyzające się w miękką i mniej spoiwą od plejstoceńskich lessów pokrywę namywów. Na stokach tworzą się żłobiny erozyjne (fot. 38), które stają się zaczątkiem nowych wąwozów.



Ryc. 91. Skład mechaniczny lessu i holocenijskich deluwii lessowych w okolicy Goraja.

I — lessowe namyty holocenijskie — Jędrzejówka, II — less dolny — Komodziejanka

Nasuwa się kwestia, czy pyłowe deluwia Roztocza Zachodniego można uważać za utwór synchroniczny z piaszczystymi deluwiami Roztocza Południowego. Utwory te w zasadzie odpowiadają sobie, tworzą bowiem w obu tych obszarach najmłodszą, najbardziej zewnętrzną pokrywę akumulacyjną. Można snuć przypuszczenie, że deluwia piaszczyste zaczęły tworzyć się wcześniej aniżeli deluwia pyłowe. Pierwsze bowiem w swej głównej masie są osadem peryglacjalnym, formowały się już w bezleśnym okresie glacialnym, tzn. w tym czasie, gdy równolegle tworzyła się na Roztoczu pokrywa lessowa. Namyty pyłowe powstały jako produkt niszczenia lessu w młodszym okresie ubóstwa roślinnego, po postglacjalnym optimum klimatycznym. Jest rzeczą jasną, że w tym czasie deluwia piaszczyste tworzyły się nadal, teraz jako utwór synchroniczny z namywami pyłowymi. Tę młodszą pokrywę piaszczystych deluwii rozpoznać łatwo można tam, gdzie wkracza ona na less. Przykłady takie są częste na Roztoczu.

Współczesne procesy denudacyjne (głównie erozja gleb) dostarczają materiału dla świeżych namywów u stóp zboczy i w obrębie den dolinnych (fot. 39). Jest to trzecia (obok peryglacjalnej i postglacjalnej) współczesna pokrywa deluwiów. Widzimy ów proces zwłaszcza w obrębie wspomnianych wyżej, charakterystycznych dla Roztocza, krótkich płaskodennych dolinek, wyraźnie asymetrycznych w przekroju poprzecznym, jak na przykład lewoboczne dolinki Wieprza między Zwierzyńcem a Szczebrzeszynem, dolina w Podklasztorze koło Krasnobrodu. Dna tych dolinek niemal corocznie są zamulane świeżym piaskiem, zdartym ze stoków. Piasek osadza się tu na utworach plejstocenijskich, m. in. również na lessie. Nazwa wsi „Namule“ leżącej między Krasnobrodem a Kaczorkami, u ujścia takiej płaskodennej dolinki, pozostaje w związku z dobrze zaobserwowanym, aktualnie żywym procesem „namulania“ piasków i pyłów. Wieś Kawęczynek (6 km na SW od Szczebrzeszyna) stoi na takim stożku piaszczystym, utworzonym u początków suchej płaskodennej dolinki. Stożek narasta współcześnie, na jego powierzchni znaleźć można wśród piasku świeże otoczaki i gruz kredowy. Piasek w czasie wiosennych roztopów wkracza na pola uprawne i przedłuża granice stożka.

Osobnej wzmianki wymagają plejstocenijskie oraz postglacjalne procesy i formy eoliczne. Obfitość piasków sprzyjała formowaniu się wydm, które, rzecz oczywista, pokrywają głównie piaszczyste tarasy i stożki w dolinach. Wielkie ich nagromadzenie znajdujemy w Padole Zwierzyńskim w okolicy Kaczorek, dalej koło Krasnobrodu, Tomaszowa Lubelskiego i Bełżca. Są to piaszczyste wały, w stosunku do biegu dolin podłużne lub poprzeczne, wyciągnięte zarówno w kierunku południkowym, jak też równoleżnikowym. W niektórych z trudnością można rozpoznać ich zarysy paraboliczne. Wydmy okolic Bełżca wykazują wyraźną asymetrię zboczy, przy większej stromizmie zbocza wschodniego. Dla Roztocza jest również charakterystyczne występowanie wydm na połączonych grzbietach i stokach. Ten typ wydm powstał z przewiania lokalnych piasków deluwialnych. Wreszcie wspomnieć również należy o ruchomych piaskach i aktualnie formujących się wydmach w miejscach wylesionych koło Krasnobrodu i Tomaszowa Lubelskiego. Są to jednakże wydmę morfologicznie nietypowe, w których nie ujawnia się przewaga jakiegokolwiek kierunku wiatru (fot. 40).

Drugim dowodem peryglacjalnej i postglacjalnej działalności eolicznej na Roztoczu są głązy urzeźbione przez wiatr. Występują one na kulminacjach Roztocza, przy czym ważną jest rzeczą, że utworzone są wyłącznie z miękkich materiałów miejscowego trzeciorzędu, a więc tortońskich piaszczowców i wapieni litotamniowych oraz sarmackich wapieni — mszywołowych i serpulidowych. Natomiast łącznie z nimi występujące na grzbietach Roztocza głązy kwarcytowe i krystaliczne nie wykazują zna-

mion eolizacji. Jest to fakt, którego niesposób na razie inaczej wytłumaczyć jak tylko tym, że rzeźbotwórcza działalność wiatru była tu stosunkowo słaba, skoro uległy jej tylko skały miękkie. Nie jest wykluczone, że taka interpretacja powyższych spostrzeżeń okaże się niewłaściwa, jeśli uwzględnimy to, że dla całej Wyżyny Lubelskiej charakterystyczny jest brak lub wielkie ubóstwo głazów rzeźbionych przez wiatr.

Głazy urzeźbione przez wiatr bardzo obficie występują na spłaszczeniach wierzchołkowych koło wsi Szopowe, Górniki i Szozdy (na S od Zwierzyńca). Są to przeważnie formy o kształcie wrzecion, przypłaszczone (z podwójną krawędzią) osełek, są wreszcie wśród nich typowe graniaki (np. trójgraniaki), o graniach silnie stępionych, wręcz zaokrąglonych. Zwracają również uwagę formy nietypowe, fantastyczne, przypominające siekierki, słabo nacięte, kuliste buły litotamniowe itp. Przypominają niekiedy otoczaki rzeczne, co spowodowało pomyłkę Ludwika Sawickiego [149], gdy pisał o nich w 1933 r., że są „... wspaniale urzeźbione przez erozję wód płynących“ i że „...reprezentują niewątpliwie pozostałość preglacjalnych sedimentów rzecznych“. Głazy występują na powierzchni, częściej jednakże tkwią w brązowożółtej, ciężkiej glinie piaszczystej, która cienką warstwą powleka wapienie lub wapienste skały trzeciorzędowe. Jest to holocenińska zwietrzelina rędzina tych skał, produkt młodego wietrzenia chemicznego. Fakt ten wyjaśnia nam pewne zniekształcenie pierwotnej rzeźby eolicznej głazów. Są to formy, które od czasu swego powstania w klimacie suchym uległy wtórnie chemicznemu „obwietrzeniu“. Wypływa z tego wniosek dotyczący ich wieku. Rzeźbotwórczą działalność wiatru należy odnieść do ostatniego okresu peryglacjalnego, tworzenie się zaś ciężkich glin i chemiczne wietrzenie przypadająby przede wszystkim w ciepłej i wilgotnej fazie postglacjalnego optimum klimatycznego, a więc w tej fazie, która w obszarach lessowych dała dolny czarnoziem subfossylny, torfy i puszcę dębową.

Osobnym zagadnieniem jest sprawa asymetrii profilu poprzecznego dolin Roztocza. Aczkolwiek tego typu doliny i dolinki występują na całym Roztoczu, to jednak są one bardziej typowe i powszechne na tzw. Roztoczu „lessowym“, a więc w części zachodniej tego regionu. Jest regułą, że wszystkie niemal dolinki południkowe lub zbliżone do tego kierunku (np. NE—SW) mają wschodnie zbocza strome, zachodnie łagodne. Reguła taka obowiązuje niezależnie od tego, czy zbocze wschodnie jest na przykład zboczem prawym czy lewym doliny. Typową więc asymetrią odznaczają się dolinki turobińskiego odcinka Roztocza w okolicy Tarnawy, Olszanki i Radeczniczy. Tak na przykład piękna, asymetryczna, sucha dolinka, uchodząca do doliny Poru naprzeciw Turobina (Olszanka), ma wschodnie zbocze zbudowane z gliny zwałowej, zachodnie z lessu (fot. 41). Oś dolinki biegnie u stóp zbocza wschodniego, a okreso-



Fot. 40. Ruchome piaski w dolinie Wieprza pod Krasnobrodem



Fot. 41. Roztocze w okolicach Huty Turobińskiej.
Dolina o zboczach symetrycznie nachylonych



Fot. 42. Asymetryczna dolinka rozcinająca krawędź Roztocza na południe od Turobina



Fot. 43. Asymetryczna dolinka koło Goraja.
Na zboczu lewym (wschodnim) ukazują się skały kredowe (jasne plamy)

we wody opadowe w dolinie i dzisiaj jeszcze pogłębiają jej asymetrię, atakując prawe zbocze.

W bardzo ciekawej sytuacji topograficznej znajdują się asymetryczne doliny lewego (wschodniego) dorzecza Łady pod Gorajem (ryc. 78 na str. 217). Szereg dokładnie południkowych dolinek (z których jedna, wyżej opisana, jest linią głównej szosy Lublin — Biłgoraj) schodzi ku południowi do skośnie biegnącej doliny Łady. Wszystkie owe dolinki na 1—2 km przed ujściem zmieniają gwałtownie kierunek, skręcają pod kątem prostym i już jako dolinki równoleżnikowe uchodzą do Łady. Są one wybitnie asymetryczne, na stromych zboczach wschodnich wysoko odsłania się kreda, na zachodnich jest less. Szczególny kontrast nachylenia zboczy cechuje ujściowe odcinki dolinek, w okolicach skrętu ich biegu (fot. 42). Profil morfologiczny w poprzek dolinek przypomina układ zębów piły. Zaznaczyć należy, że sama dolina Łady prawie nie wykazuje żadnej asymetrii.

Dolinki, o których tu mowa, są formami starymi. Opisany wyżej zlepieniec fluwioglacjalny, znaleziony w jednej z nich, świadczy o ich staro-plejstoczeńskim wieku. Należy jednakże oddzielić od siebie dwa pojęcia — wiek doliny i wiek jej asymetrii. W tym wypadku asymetria profilu poprzecznego doliny jest wyraźnie młodsza od powstania samej doliny. Mamy tu przykład bocznego rozwoju doliny, przesuwania jej osi z zachodu ku wschodowi. Należy sobie wyobrazić, że doliny owe uchodziły niegdyś do doliny Łady pod kątem ostrym. W miarę wędrówki dolinki ku wschodowi tworzył się i wydłużał nowy, równoleżnikowy odcinek, za pośrednictwem którego przesuwająca się bocznie dolinka utrzymywała połączenie z doliną główną. Przesunięcie nastąpiło na wschód od rynny, wypełnionej fluwioglacjałem, jest więc młodsze od zlodowacenia, które nawiedziło Roztocze; przypadało zapewne w młodszym, lessowym glacie. Taki wniosek odpowiada widocznej zresztą w profilu poprzecznym dolinek asymetrii układu pokrywy lessowej.

A zatem przykład dolinek okolic Goraja udowadnia, że wędrówka osi południkowych dolinek z zachodu ku wschodowi jest zjawiskiem młodo-glacjalnym i wiąże się z działaniem procesów peryglacjalnych. Dodać należy, że równoleżnikowe dolinki, uchodzące do Łady lub też do opisanych asymetrycznych dolin południkowych, asymetrii w nachyleniu zboczy nie wykazują (fot. 43).

Taki stan rzeczy nie jest regułą. W lessowej (północnej) części Wyniosłości Szczebrzeszyńskiej jest szereg suchych dolinek równoleżnikowych, uchodzących do doliny Wieprza. Wszystkie one odznaczają się pewną asymetrią profilu poprzecznego — wszystkie mają bardziej strome zbocza północne niż południowe. Nie jest to jednakże kontrast tak

silny jak w opisanych wyżej dolinach południkowych, czy prawie południkowych.

Na Roztoczu Środkowym są dolinki asymetryczne bez pokrywy lessowej. Dolinki uchodzące do doliny Wieprza koło Krasnobrodu i Kaczorek mają asymetrię typową dla Roztocza, tzn. zbocza wschodnie strome, zachodnie łagodne. Są to dolinki suche, płasko- i szerokodenne. Godne uwagi jest to, że bieg ich często znacznie odchyła się od kierunku N—S. Tak na przykład silnie asymetryczna dolinka w Podklasztorze koło Krasnobrodu ma kierunek NW—SE. Jest to kierunek, który daje na Roztoczu na ogół słabszy stopień asymetrii aniżeli odchylenia od azymutu N—S w stronę przeciwną. Łagodniej nachylone zbocza zachodnie są wysoko wyścielone deluwiami piaszczystymi, na zboczach przeciwnych odsłania się kreda.

Osobnym zagadnieniem dla Roztocza jest sprawa młodych, czwartorzędowych ruchów tektonicznych oraz ich wpływu na rzeźbę powierzchni ziemi. Jak stwierdzono w poprzednim rozdziale, tego rodzaju ruchy były tu bardzo żywe pod koniec trzeciorzędu, zwłaszcza w pasie południkowej krawędzi. S a m s o n o w i c z [141] zwrócił uwagę na to, że drgania skorupy ziemskiej mogą tu być bardzo młode, albowiem potok Sopot jest głęboko wcięty w pokrywę utworów czwartorzędowych właśnie na linii krawędzi. Poza tym z dawna już przypuszczano (m. in. N o w a k [107]), że znane szypoty i wodospady górnej Tanwi i jej dopływów są związane właśnie z młodymi przesunięciami skał na linii krawędzi. Profil morfologiczny, jaki wykonałem wzdłuż potoku Szumu, zdaje się potwierdzać pogląd Samsonowicza. Potok ten między Góreckiem Starym a Kościelnym przecina na przestrzeni 4 km niższy (zewnątrzny) stopień krawędzi. Wzdłuż potoku widoczny jest piaszczysty taras, w górnej części potoku wyraźnie dywergentny w stosunku do jego profilu podłużnego. Wysokość względna tarasu w Górecku Starym u stóp krawędzi stopnia wyższego wynosi 3 m, a w Górecku Kościelnym na linii krawędzi stopnia niższego (Brzezińska Góra) osiąga blisko 20 m. Począwszy od tego miejsca poziom tarasu szybko opada i na krótkiej przestrzeni dochodzi znowu do kilku metrów. Mamy tu przykład konwergencji przebiegu linii tarasu w stosunku do profilu potoku. Potok rozcina tu nie tylko piaski plejstocenijskie, które są warstwowane, czasami muliste, a więc typu rzecznego, lecz głęboko sięga w kredę i pokrywające ją ły trzeciorzędowe. Profil podłużny potoku jest na tej przestrzeni zaburzony dwiema liniami szypotów. Profil tarasu w ogólnym przebiegu jest wypukły, profil potoku wklęsły. Maksimum postulowanego wypiętrzenia przypada na linii krawędzi stopnia niższego.

C h a ł u b i ń s k a, K ę s i k, M a r u s z c z a k i W i l g a t [14] w „Przewodniku Zjazdu PTG“ dali pierwszą geomorfologiczną charakterystykę

szypotów Tanwi, jej dopływu Jelenia oraz Potoku Sopockiego. Z opisu tego, jak też z przykładów demonstrowanych przez autorów w terenie uczestnikom zjazdu wynika, że wiek poziomu piaszczystego ciągnącego się wzdłuż tych rzek oraz przykrywającego nierówną powierzchnię kredową, jest ten sam co wiek wspomnianego wyżej tarasu Szumu. Identyczny jest tu również stosunek tej dawnej powierzchni sedimentacji rzecznej do współczesnego profilu podłużnego rzek. Jej dywergencja i konwergencja w miarę oddalania się od zewnętrznej krawędzi Roztocza, młode, beztarasowe doliny wcięć rzecznych poniżej tej powierzchni, znamienne „wypaczenie“ tarasu piaszczystego na linii krawędzi stopnia zewnętrznego — oto liczne, chociaż jeszcze pod względem geologicznym nie ugruntowane dane przemawiające na korzyść tezy o młodo-czwartorzędowym dźwignięciu się Roztocza.

Sprawą istotną jest odcyfrowanie wieku pokrywy piaszczystej, w którą wcięta jest Tanew i jej dopływy, gdyż tylko w ten sposób będzie można ściślej określić czas najmłodszego ruchu krawędzi Roztocza. Nie ma na to niestety dostatecznie pewnych dowodów w odsłoniętych brzegach potoków, gdyż piaski leżą najczęściej bezpośrednio na kredzie. Piaski tworzą serię pod względem sedimentacyjnym jednolitą, ciekawą jedynie przez warstwę struktur kriogenicznych, znalezionych przez Wilgata w środku pokładu 16-metrowej warstwy nad Tanwią, tuż poniżej ujścia potoku Jeleń. Z cytowanych wyżej wierceń w okolicy Plaźowa, gdzie ciągnie się ta sama piaszczysta powierzchnia Równiny Puszczańskiej, wynika, że pod piaskami rzeczными znajduje się warstwa mulistopiaszczysta lub ilasta, barwy szarej, stalowej z niepewnymi resztkami roślin, a poniżej szara morena. Z doliny zaś Gorajca, która jest łącznikiem między czwartorzędem Wyżyny Lubelskiej i Kotliny Sandomierskiej, wiemy, że owe mułki i ły z resztkami roślin przedłużają w głąb Roztocza i w Kotlinę Sandomierską serię dryasową doliny Poru i Wieprza. A zatem, nawiązując w sposób zresztą luźny obserwacje z dorzecza Tanwi do ustalonego dla wyżyny schematu stratygraficznego, można wnioskować, że mułki i ły odpowiadające wyżynnej serii dryasowej pochodzą z czasów zlodowacenia środkowo-polskiego, poniżej znajduje się morena krakowska, a powierzchniowa seria piaszczysta pochodzi z ostatniego glacjału. Wynika to zresztą już z tego faktu, że jest to ostatnia wielka seria sedimentacji rzecznej Kotliny Sandomierskiej. Taka interpretacja stratygrafii utworów plejstocenu przedpola krawędzi Roztocza jest odmienna od poglądów S a m s o n o w i c z a [141] i R ü h l e g o [139], którzy górnej warstwie piasków przypisują wiek środkowo-polskiego zlodowacenia.

Podany sposób rozumowania zbliża nas do wniosku, który pośrednio już został wyprowadzony z wyglądu wcięć erozyjnych potoków krawę-

dziowych, a więc z wielkiej ich świeżości oraz z braku w nich tarasów. Wcięcia są postglacjalne. Wiek ten przypisać należy również temu dźwignięciu, dla którego linią zawiasową jest zewnętrzny brzeg niższego stopnia krawędziowego. Amplituda ruchu w stosunku do powierzchni sedymentacyjnej ostatniego zlodowacenia wynosi już co najmniej 20 metrów, a wiele oznak wskazuje na to, że ruch ten trwa nadal. Szypoty i wodospady są tym najmłodszym progiem w profilu podłużnym potoków, który dzisiaj ulega wstecznej wędrowce w głąb Roztocza. Przesunięcie nie dotarło nawet do wewnętrznej krawędzi Roztocza, tzn. nie przekroczyło padołu, jaki dzieli obie krawędzie.

Ruch postglacjalny wzdłuż stopnia niższego nie jest zresztą jedynym tego rodzaju zjawiskiem w czwartorzędowej historii krawędzi Roztocza. Zdają się wskazywać na to zaburzenia spadku profilu podłużnego potoków oraz zmienna szerokość dolin w głębi Roztocza. Są to zapewne ślady dawnych odmłodeń, które w stosunku do brzeżnej linii tektonicznej „zawędrowały“ dalej w górę rzek, aniżeli postglacjalne lub późnoglacjalne zaburzenia strefy szypotów. Amplituda tych starych załomów uległa oczywiście zmniejszeniu oraz zatarciu przez sedymentację rzek poniżej odcinków zwiększonego spadku. Przykładem może tu być dolina Łady, która powyżej Goraja ma spadek mały (0,7‰) i dno szerokie, poniżej zaś tego miasteczka (Abramów, Radzięcín), lecz jeszcze przed wewnętrzną krawędzią Roztocza, zwiększa spadek do blisko 2‰. Jest to wyższy (stary) stopień profilu podłużnego rzeki, niezależny od stopnia młodszego, widocznego w postaci odcinka zwiększonego spadku na krawędzi zewnętrznej tuż na brzegu piaszczystej Równiny Puszczańskiej koło wsi Rzeczyca. Dodać należy, że potoki i rzeki północnego skłonu Roztocza tego rodzaju zaburzeń w spadku profilu podłużnego nie mają, co jest dowodem, że młoda tektonika południowej krawędzi nie sięga poza główny dział Roztocza.

Streszczając wyniki tego rozdziału stwierdzić można, że rozwój morfologii plejstoceniowej Roztocza szedł następującymi etapami:

1. Zlodowacenie (krakowskie), przykrycie Roztocza gliną zwałową, wypełnienie dolin piaskami i żwirami fluwioglacialnymi oraz rzecznyymi.
2. Głęboka erozja w dolinach, po czym nastąpiło osadzenie utworów mułkowo-piaszczystych serii dryasowej. Na stokach dolin i grzbietów trwa równocześnie intensywne niszczenie skał przez procesy wietrzenia i ruchy mas gruzowych. Jest to starsza soliflukcja odpowiadająca starszemu okresowi peryglacjalnemu.
3. Etap młodszego peryglacjalnego zaznacza się silnym niszczeniem powierzchni ziemi, co jest kontynuacją potężnej degradacji z poprzednich okresów peryglacjalnych. W rezultacie Roztocze zostaje ogołocone w dużej swej części nie tylko ze starych utworów lodowcowych, lecz również

ze skał trzeciorzędowych. Jest to faza wielkiego przemieszczania mas skalnych na nachylonych powierzchniach przez działanie soliflukcji i spłukiwanie. Jednocześnie na całym zachodnim Roztoczu i gdzieś w środkowej części tego wału osadza się pył lessowy, będący głównie produktem miejscowego wietrzenia. Wśród zmian morfologicznych zanotować należy tworzenie się nowych dolin oraz wtórną modelację niektórych starych dolin w kierunku zwiększania różnicy nachylenia zboczy (powstanie dolin asymetrycznych).

4. W okresie postglacjalnym nastąpiło jeszcze dwukrotne ożywienie procesów stokowych przez niszczenie pokryw leśnych Roztocza. Wilgotne fazy małej degradacji stoków i bujniejszej roślinności, które poprzedzają fazy wielkich zmywów postglacjalnych, zaznaczają się dwoma poziomami gleb subfosalnych.

5. Na Roztoczu mamy więc w sumie cztery pokrywy utworów stokowych, przedzielone jednym poziomem gleby fosylnej i dwoma poziomami gleb subfosalnych. Są to: starsza pokrywa peryglacjalna, przeważnie gruzowa, młodsza pokrywa peryglacjalna, piaszczysto-pylasta, starsza pokrywa postglacjalna, piaski i pyły oraz młodsza pokrywa postglacjalna, składająca się również z piasków i pyłów.

6. Przez cały plejstocen i holocen trwają odziedziczone po trzeciorzędzie ruchy wypiętrzające wzdłuż południowej krawędzi Roztocza. Skutki ich działalności w dziedzinie morfologii ograniczone są do południowego skłonu Roztocza.

CZĘŚĆ DRUGA

MORFOLOGIA PRZEDCZWARTORZĘDOWA WYŻYNY LUBELSKIEJ

GŁÓWNE KIERUNKI MORFOLOGICZNE WYŻYNY LUBELSKIEJ
ORAZ ICH ZALEŻNOŚĆ OD PRZEWODNICH RYSÓW
STRUKTURY PODŁOŻA

Systemy kierunków morfologicznych. Wystarczy przejrzeć jakąkolwiek, choćby przeglądową mapę Wyżyny Lubelskiej, aby stwierdzić niezwykle regularną i przejrzystą siatkę wodną tego obszaru. Zauważył to już Lencewicz [86], który zwrócił uwagę na zależność kierunków dolin od ogólnego układu tektonicznego wyżyny. W systemie hydrograficznym wyżyny wyróżnił on rzeki konsekwentne, jak Wieprz, Bystrzyca oraz subsekwentne, jak na przykład Chodel i Wyżnica.

Istnieje ścisły związek pomiędzy prostym układem hydrograficznym wyżyny a jej kierunkowym układem morfologicznym, wyrażonym przebiegiem dolin, grzbietów, krawędzi. Obserwacje tych kierunków w terenie oraz ich analiza na szczegółowej mapie topograficznej pozwoliła wydobyć główne linie morfologiczne wyżyny, które przedstawiono na mapie — ryc. 92. Jest to układ morfologiczny w pewnym stopniu już uproszczony a przez to schematyczny. Każdemu z tych kierunków odpowiada kierunek drugi, poprzeczny w stosunku do pierwszego. Zaznaczone na mapie kierunki — to przewodnie linie morfologicznej subsekwencji wyżyny, poprzeczne do mniej charakterystycznych i dlatego na mapie nie wypuklonych kierunków konsekwentnych.

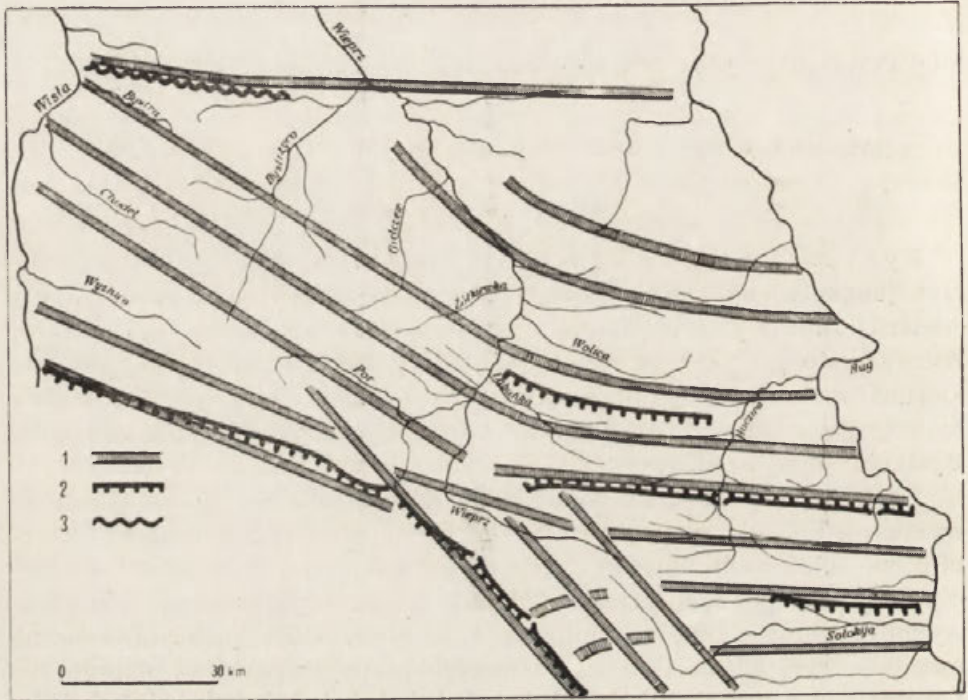
W morfologii wyżyny między Bugiem a Wisłą dominują 3 kierunki, są to: W—E, NW—SE i WNW—ESE.

Pierwsze dwa wkraczają na wyżynę od wschodu i południo-wschodu. Należy do nich równoleżnikowy kierunek wołyński i skośny (NW—SE) kierunek Rزتocza, charakterystyczny również dla zachodniego Podola, zwanego Opolem.

Częstość kierunku równoleżnikowego na Wołyniu, wyrażona dużą ilością równoleżnikowych dolin, jest zdumiewająca. Zachowują ten kierunek prawie wszystkie dopływy Bugu i Styru. Zaznacza się on również w przebiegu grzęd wołyńskich. Jedną z owych grzęd, potężną Grzędą Sokalską, przekracza ku zachodowi Bug (rozcięta zaledwie wąską doliną

przełomową tej rzeki) a nie zmieniający swego kierunku i ogólnych cech rzeźby, zrasta się z Wyżyną Lubelską.

Południowa krawędź Grzędy Sokalskiej, dolina Sołokiji, górna i dolna Huczwa, wszystkie prawoboczne i lewoboczne dopływy tej rzeki, południowa i północna krawędź Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego — oto



Ryc. 92. Główne kierunki morfologiczne Wyżyny Lubelskiej.

1 — panujące kierunki morfologiczne, 2 — krawędzie w kredzie i trzeciorzędzie, 3 — krawędź w utworach czwartorzędowych

równoleżnikowe, wołyńskie elementy morfologiczne w rzeźbie południo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej.

Kierunek roztockki przejawia się przede wszystkim w przebiegu głównego grzbietu i głównych krawędzi Roztocza Środkowego. Naśladuje go wiernie Padół Tomaszowski (górną Sołokiją) i kotlina źródeł Wierpra, na linii którego, na południe od Tomaszowa Lubelskiego, widzimy ostre starcie kierunku Roztocza z kierunkiem wołyńskim. Roztocze na tym odcinku jest wyraźną zaporą dla równoleżnikowej rzeźby wołyńskiej, która wygasa już na prawym brzegu górnej Sołokiji.

Na północ od Tomaszowa Lubelskiego sytuacja zmienia się wyraźnie. Kierunki wołyńskie i roztockie przecinają się jeszcze wzajemnie, lecz

jednocześnie z obu tych zdecydowanie dotychczas niezależnych od siebie linii wyrasta kierunek nowy, jakby pośredni, WNW—ESE, który za Pawłowskim [112] można by nazwać „kierunkiem lubelskim“. W obszarze między Wieprzem a Wisłą kierunek ten bezwzględnie dominuje, zwłaszcza w układzie dolin drugo- i trzeciorzędnych. Podporządkowane mu ciągi dolin przerzucają się z dorzecza w dorzecze, ujawniając tym samym swoją ścisłą zależność od linii strukturalnych podłoża. Jest rzeczą znaną, że nawet małe, świeżo utworzone, często suche dolinki dostosowują się do tych przewodnich linii kierunkowych. Takie rozdolenie wyżyny doprowadziło do powstania długich i równoległe do siebie zorientowanych grzbietów, stwarzających ów charakterystyczny dla Wyżyny Lubelskiej krajobraz bardzo falistej powierzchni. Szczególnie typowy przykład takich bruzd równoległych znajdujemy w samym „sercu“ wyżyny, między dwoma dopływami Wieprza, Żółkiewką i Giełczwią na obszarze Wierzchowiny Giełczewskiej.

Kierunki form wyżyny są tak zdecydowane i stałe na znacznych przestrzeniach, że można je z pożytkiem określać w stopniach róży kierunków. Jest to nawet konieczne, bowiem w zachodniej części wyżyny, w dorzeczu Wisły, istnieją obok siebie dwa kierunki, przecinające się pod dość ostrym kątem. W obrębie więc „kierunku lubelskiego“, ogólnie przyjętego jako WNW—ESE, należy wydzielić dwa warianty, których kątowe odchylenia od południków wynoszą: $N60^{\circ}W$ i $N70^{\circ}W$. Oba zdecydowanie różnią się od kierunku roztockiego, którego wartość kątowna wynosi $N40^{\circ}W$.

Pierwszy z owych wariantów ($N60^{\circ}W$) ujawnia się w przebiegu doliny Bystrej, Chodla, w krawędzi Płaskowyzu Kazimierskiego, w szeregu małych dolin dopływów Bystrzycy i Giełczwi, wreszcie w biegu samej doliny Poru i misternym nacięciu wyżyny przez lewoboczne dopływy Wieprza między Klemensowem a Izbicą. Drugie odchylenie kierunku lubelskiego ($N70^{\circ}W$) naśladuje dolina Wyżnicy, dolina górnego Wieprza oraz południowa krawędź Wyżyny Lubelskiej na zachód od Frampola.

W morfologicznym układzie kierunkowym Wyżyny Lubelskiej dolina Wieprza ma szczególną pozycję. Dokładnie na linii tej doliny kończy się zasięg form kierunku wołyńskiego i roztockiego, a zaczynają się formy kierunku lubelskiego. Wieprz rozdziela więc wyżynę na dwie części, odrębne pod względem orientacji elementów morfologii. Na przedłużeniu linii środkowego Wieprza ku południowi, w tzw. strefie padołów wewnętrznych Rostocza (Zwierzyniec), załamuje się krawędź Rostocza (NW—SE), a jej miejsce zajmuje właściwa krawędź południowa Wyżyny Lubelskiej o kierunku WNW—ESE. Równoleżnikowy kierunek wołyński, panujący we wschodniej części wyżyny przechodzi w kierunek lubelski łagodniej aniżeli kierunek Rostocza. Widać to dobrze w odginianiu się

ku północy prawobocznych dopływów Wieprza, Łabuńki i Wolicy, oraz krawędzi rowu Zamojskiego.

Częstość i uporczywa trwałość tych samych kierunków na wyżynie wskazuje z góry na pewien ich związek ze strukturą podłoża. Rozpatrzmy ów związek biorąc pod uwagę możliwość następujących wpływów strukturalnych:

1. Powierzchnie strukturalne i paleomorfologiczne, ich rozciągłość i kierunek spadku.

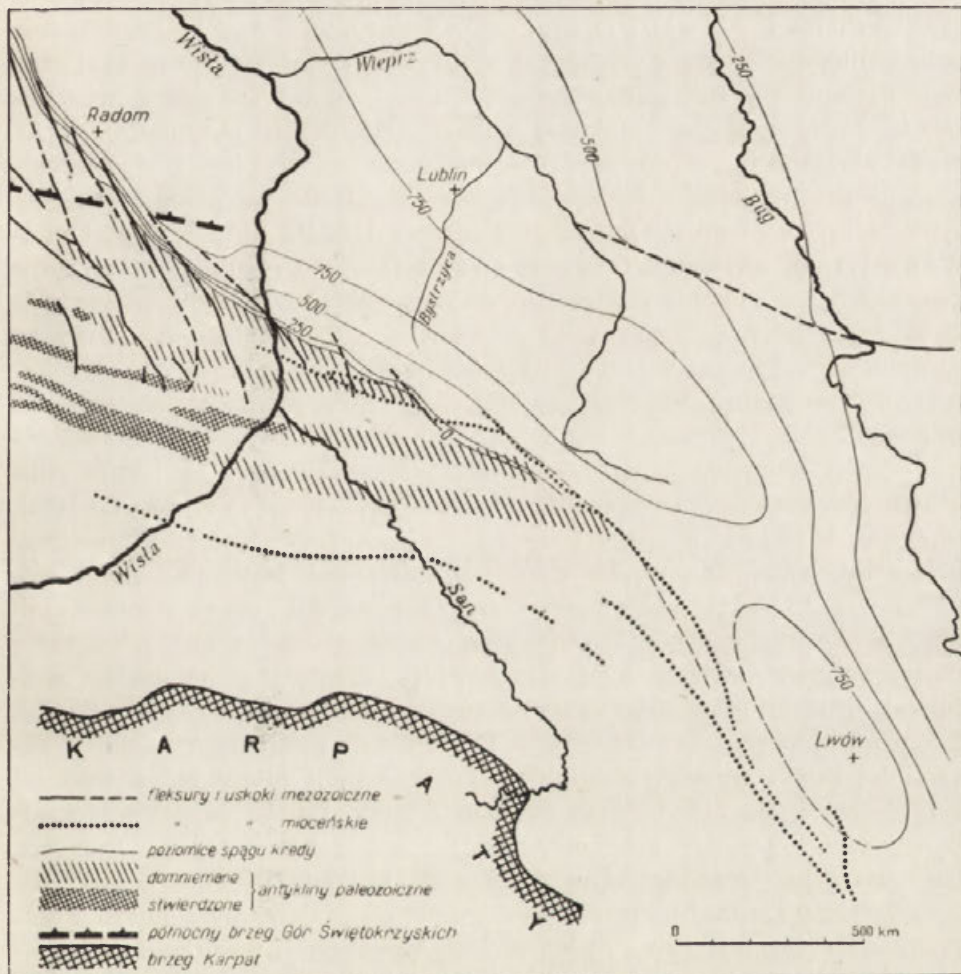
2. Litologię podłoża, zwięzłość skał, ich odporność na działanie czynników atmosferycznych i wody.

3. Linie nieciągłych deformacji tektonicznych, spękania ciosowe.

Powierzchnie strukturalne i paleomorfologiczne. W nawiązaniu do tego punktu należy przypomnieć ogólne cechy budowy geologicznej wyżyny (ryc. 93). Decydujące znaczenie mają tu utwory środkowej i górnej kredy, które wypełniają wielką geosynklinálną zakłębłość, tzw. niekę lubelską (lub lwowsko-lubelską). Oś niecki, wyznaczona olbrzymią miąższością kredy (ponad 700 m), biegnie w kierunku NW—SE, a więc mniej więcej zgodnie z doliną Wieprza poniżej Krasnegostawu. Najmłodsze utwory kredowe, a więc utwory danu, występują w północno-zachodniej części wyżyny, w obszarze Płaskowyżu Kazimierskiego oraz w okolicy Lublina. Cienkie płyty glaukonitycznych gez i wapieni danu sięgają na obszar Wierzchowiny Giełczewskiej. Profil P o ż a r y s k i e g o [123] wzdłuż Wisły udowadnia, że idąc od strefy danu ku południowi wkraczamy w bardzo szybko zmieniające się, coraz starsze pasy kredy, a więc mastrychtu, kampanu, santonu, emszeru i turonu. Starsze piętra kredy odsłaniają się na powierzchni również ku wschodowi, lecz prawie do Bugu jest to tylko kreda mastrychtu. Południową granicą niecki lubelskiej są odkryte przez S a m s o n o w i c z a [81] i P o ż a r y s k i e g o [127] antykliny Rachowa i Gościeradowa, w osi których wychodzi na powierzchnię jura.

A zatem w obrębie wyżyny mamy dwukierunkowy spadek powierzchni strukturalnych. Główne ich pochylenie związane z zachodnim skrzydłem synkliny jest zorientowane ku NE lub NNE. Znacznie słabszy jest upad warstw wschodniego skrzydła synkliny, a kierunek jego jest W lub SW. Dolinami i rzekami konsekwentnymi w stosunku do tego układu tektonicznego jest Wieprz na odcinku Zwierzyniec — Krasnystaw oraz większość lewobrzeżnych dopływów tej rzeki, jak Bystrzyca, Czerniejówka, Kosarzewka i częściowo Giełczew. Sytuacja Wieprza jest przez to interesująca, że rzeka ta poniżej Krasnegostawu zmienia kierunek na prawie prostopadły w stosunku do kierunku poprzedniego, górnego odcinka. Płynąc prawie w osi synkliny lubelskiej Wieprz jednakże jest nadal w pewnym sensie rzeką konsekwentną, albowiem w tym kierunku

zstępuje on zgodnie z zapadaniem się osi synkliny ku NW. W prawobocznych dopływach Wieprza można by również doszukiwać się pewnych cech konsekwencji, lecz większość z nich, wykorzystując podłużne linie słabszej odporności podłoża, jest raczej typu subsekwentnego.



Ryc. 93. Poziomice spągu kredy i struktura zachodniego brzegu niecki lwowsko-lubelskiej według Wł. Pożaryskiego

Powierzchnie warstw, które uległy w dawnych okresach lądowych modelującemu działaniu czynników erozyjno-denudacyjnych, są nie tylko płaszczynami strukturalnymi, lecz również paleomorfologicznymi. Takie powierzchnie powstały na wyżynie w trzeciorzędzie, a najważniejszą z nich była powierzchnia paleogenu. Obszernie będę mówił o niej w na-

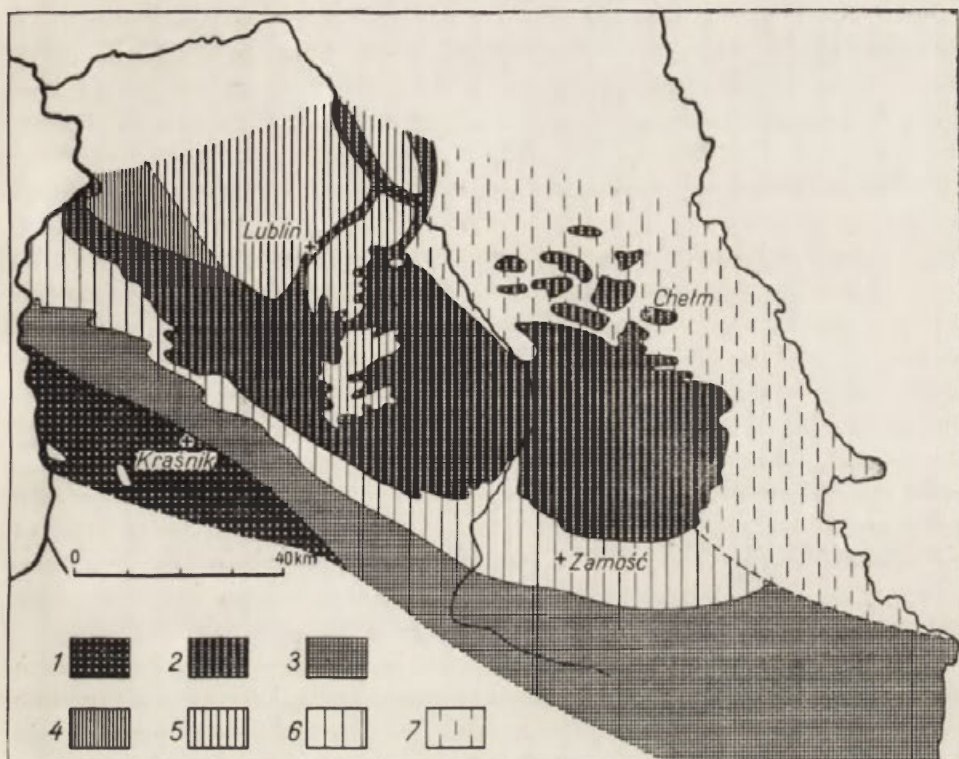
stępnym rozdziale, tu wspomnę, że w dolnym trzeciorzędzie powstały na wyżynie wyniosłości, związane głównie z bardziej odpornymi na denudację opokami mastrychtu. W tym czasie został uformowany guz Wierzchowiny Giełczewskiej, z którego rozplywały się na boki rzeki. Taka jest geneza radialnego układu dolinowego tej wierzchowiny.

Warunki litologiczne — odporność skał. Zagadnienie zmian litologicznych, a w tym przede wszystkim zwięzłość skał, ma w morfologii Wyżyny Lubelskiej ogromne znaczenie. Od dawna wiadano, że kreda lubelska zmienia się petrograficznie w poziomym ujęciu, chociaż zmiana ta na ogół na krótkich przestrzeniach nie jest dostrzegalna. Już zdawał sobie z tego sprawę P u s c h [130], wyróżniając tu trzy typy opok — wapnistą, marglistą i piaszczystą. Po nim K r i s z t o f a w i c z [77], a zwłaszcza S i e m i r a d z k i [157] rozróżniają na wyżynie pasy kredy o zmiennej odporności. Ten ostatni wydzielił piaszczystą zwartą „opokę nagórzańską“ na Roztoczu, miękką „opokę urzędowską“ w południowej części wyżyny, „twarde margle mniej lub więcej glaukonitowo-piaszczyste“ w części środkowej wyżyny (Krasnystaw), oraz miękką „opokę chełmską“. Autor ten rozpoznał bieg warstw we wschodniej części wyżyny, a doliny Bugu i Wieprza uważał za formy subsekwentne, zorientowane zgodnie z biegiem warstw. S t a r z y ń s k i [164], a po nim M i k l a s z e w s k i [100] usiłowali odcyfrować obraz litologiczny kredy lubelskiej, biorąc pod uwagę przestrzenną zmienność ilości węgla wapnia w tychże skałach. Starzyński określił „opokę urzędowską“ jako skałę miękką, silnie wapnistą, „opokę nagórzańską“ jako skałę mniej wapnistą, zwięzłą, a przy tym łupliwą. Autor ten był już na właściwej drodze, lokalizując zmienność litologiczną kredy nie tak jak Siemiradzki w pasach NNW—SSE, lecz zgodnie ze znanym dzisiaj w zachodniej części wyżyny kierunkiem subsekwencji lubelskiej, a więc od WNW—ESE. Starzyński pisze również o gezie (opoka krzemowa) środkowej części wyżyny oraz o zwięzłej opoce piaszczystej na Roztoczu (co zresztą już wcześniej zauważył Ł o m n i c k i [91]).

Właściwą jednakże syntezę litologiczną zawdzięczamy dopiero Pożaryskim. Krystyna P o ż a r y s k a [122] w nawiązaniu do prac S u j k o w s k i e g o [165] dała wnikliwą charakterystykę petrograficzną materiałów kredowych wyżyny. Władysław P o ż a r y s k i szeregiem swoich prac [123, 124, 125, 127] udowodnił, że zmienność litologiczna kredy lubelskiej wynika z ogólnych założeń strukturalnych wyżyny a mianowicie jest ona zgodna z porządkiem narzuconym układem tektoniki.

Załączona mapka — ryc. 94 — wykonana przez prof. W. P o ż a r y s k i e g o specjalnie dla niniejszej monografii, wskazuje rozmieszczenie kredowych utworów wyżyny według ich odporności na działanie czynników rzeźbotwórczych oraz wieku. Jest to obraz po części jeszcze schema-

tyczny, gdyż brak na razie dostatecznych materiałów dla bardziej szczegółowej mapy. Najodporniejszą okazuje się dolno-kredowa opoka południowo-zachodniej części wyżyny, między Kraśnikiem a Wisłą, niewiele od niej różni się opoka górnego masyf, przewijająca się szerokim pasem



Ryc. 94. Mapka odporności skał mezozoicznych na Wyżynie Lubelskiej według Wł. Pożaryskiego.

Skala odporności od odpornych do mało odpornych: 1 — opoka twarda — kampan, santon, emszer, turon, 2 — opoka dość twarda z przeławieniami marglu, opoka marglista na peryferii — masyf górny wyższy, 3 — opoka — masyf dolny, 4 — geza z wapieniem i marglem — dan, 5 — opoka marglista z rzadkimi wkładkami wapieni — dan, 6 — margiel z rzadkimi wkładkami opoki — masyf górny niższy, 7 — kreda pisząca — masyf górny niższy, masyf dolny; skały jury i kredy środkowej mają bardzo zmienną odporność i ograniczone występowanie w jądrach antyklin w SW narożu wyżyny. Linie ciągłe — granice pięter i poziomów. Linie przerywane — granice typów litologicznych w obrębie poziomów

przez środkową część wyżyny. Buduje ona strefę wierzchwinową wyżyny. Między nimi ciągnie się warstwa stosunkowo miękkich, silnie wapienistych margli, wzdłuż których powstała oś subsekwencji wyżyny — bruzda biegnąca od Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego po Kotlinę Chodla.

Formy wyżynne w grubych zarysach naśladują obraz odporności skał.

Pas wierzchowin i obniżenie Zamość—Opole (Chodel) dostarczają dobrych przykładów tej ogólnej zależności. Odnosi się to również do doliny Bugu w szerokim znaczeniu tej nazwy oraz do Kotliny Dubienki, zbudowanych z najmniej odpornego materiału wyżyny, miękkiej kredy piszącej. W Pagórach Chełmskich zwięzła opoka występuje na ich szczytach. Są tu niegrube płyty tej skały, ocalałe na cokołach kredy piszącej. Fakt ten, na który zwrócił już uwagę Jurkiewicz [56] i Siemiradzki [157], świadczy nawet o lokalnym znaczeniu dla rzeźby odpornych partyj kredowych. Odwrotna sytuacja jest jednakże na Wierzchowie Giełczewskiej, gdzie w najwyższych częściach pozostały jako resztki denudacyjne płyty stosunkowo miękkiej opoki marglistej danu. Fakt ten nie podlega więc wspomnianej regule, nie ma tu wiernej zależności rzeźby od odporności skał. Nie potwierdza jej również sytuacja Roztocza. Wał ten tylko co do kierunku jest zgodny z ogólną rozciągłością pasów litologicznych wyżyny, natomiast hipsometrycznie wyraźnie przeczy korelacji odpornościowej. Roztocze jest zbudowane ze stosunkowo kruchej piaszczystej opoki dolnego mastrychtu, mającej mniejszą odporność na działanie czynników niszczących aniżeli skały wierzchowin i Płaskowyżu Urzędowskiego. Mimo to wał ten wznosi się wyraźnie wyżej od sąsiednich obszarów. Wierzchowina Giełczewska obniża się szybko ku zachodowi, a fakt ten również nie znajduje wyjaśnienia w zmianie zwięzłości skał. Nie ma też uzasadnienia w utworach kredowych północna krawędź wierzchowin.

Streszczając więc rozważania, dotyczące wpływu odporności skał kredowych na formy Wyżyny Lubelskiej, stwierdzamy:

1. Najsilniejsza tego rodzaju zależność występuje w zakresie form wklęsłych, padołowych i kotlinowych, zwłaszcza biegnących zgodnie z subsekwentną osią wyżynną. Zależność ta ujawnia się więc przede wszystkim w podłużnej orientacji form.

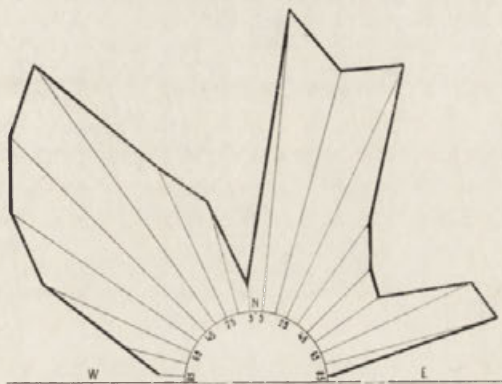
2. Wpływy litologiczne nie zaznaczają się zupełnie lub też zaznaczają się bardzo słabo i niepewnie w pionowym rozwoju form wyżyny. W tym zakresie znaczenie tektoniki i odległości form od baz erozyjnych jest bezsprzecznie większe aniżeli znaczenie litologii.

Uskok i spękania ciosowe. A teraz sprawa spękań skalnych, których wpływ na formy wyżynne niejednokrotnie był podnoszony. W zachodniej części wyżyny Samsonowicz [141], Czarnocki [18] i Pożaryski [125] dostrzegli zgodność kierunku południowej krawędzi wyżyny oraz niektórych odcinków doliny Wisły z kierunkami uskoków i mniejszych szczelin w skałach kredowych. O spękaniach skał Roztocza wspomina Łomnicki [91], a pierwsze statystycznie i graficznie opracowane pomiary szczelin kredowych publikuje Czyżewski [20] oraz Malicki [93]. Mojski [101] wspomina o zależności małych dolinek dorzecza Bystrzycy Lubelskiej od spękań kredy.

Wśród własnych materiałów posiadam pomiary z kilkadziesiąt kamieniołomów, rozrzuconych przeważnie na obszarze dorzecza Wieprza. Podać należy, że wyraźne szczeliny występują w zwężonych opokach mastrychtu w pasie wierzchołków i na Roztoczu. Natomiast skały margliste padołów lub chełmsko-hrubieszowska kreda pisząca są bardzo słabo spękane. Również margliste skały danu w północno-zachodniej części wyżyny mają niewyraźne i co do kierunku niepewne spękania. Szczeliny opok odznaczają się pewną regularnością, dają na ogół układy kierunków do siebie prostopadłych, mają duże, przeważnie pionowe upady. Charakterystycznym zjawiskiem są również wygładzone lustrzane ściany świeżo odsłoniętych szczelin, co jest bezsprzecznie dowodem przesunięć brył skalnych na linii wytworzonych szczelin. Spotyka się je często na Roztoczu w okolicy Bełżca, Zwierzyńca i w sąsiedztwie południowej krawędzi tych wzgórz. Ten typ szczelin sporadycznie występuje na wyżynie, zwłaszcza w okolicy Piasków Luterskich i Biskupic, owych „białych“, zbudowanych z margli kredowych miasteczek, w okolicy których liczne kamieniołomy odsłaniają pięknie spękaną, wapnistą opokę.

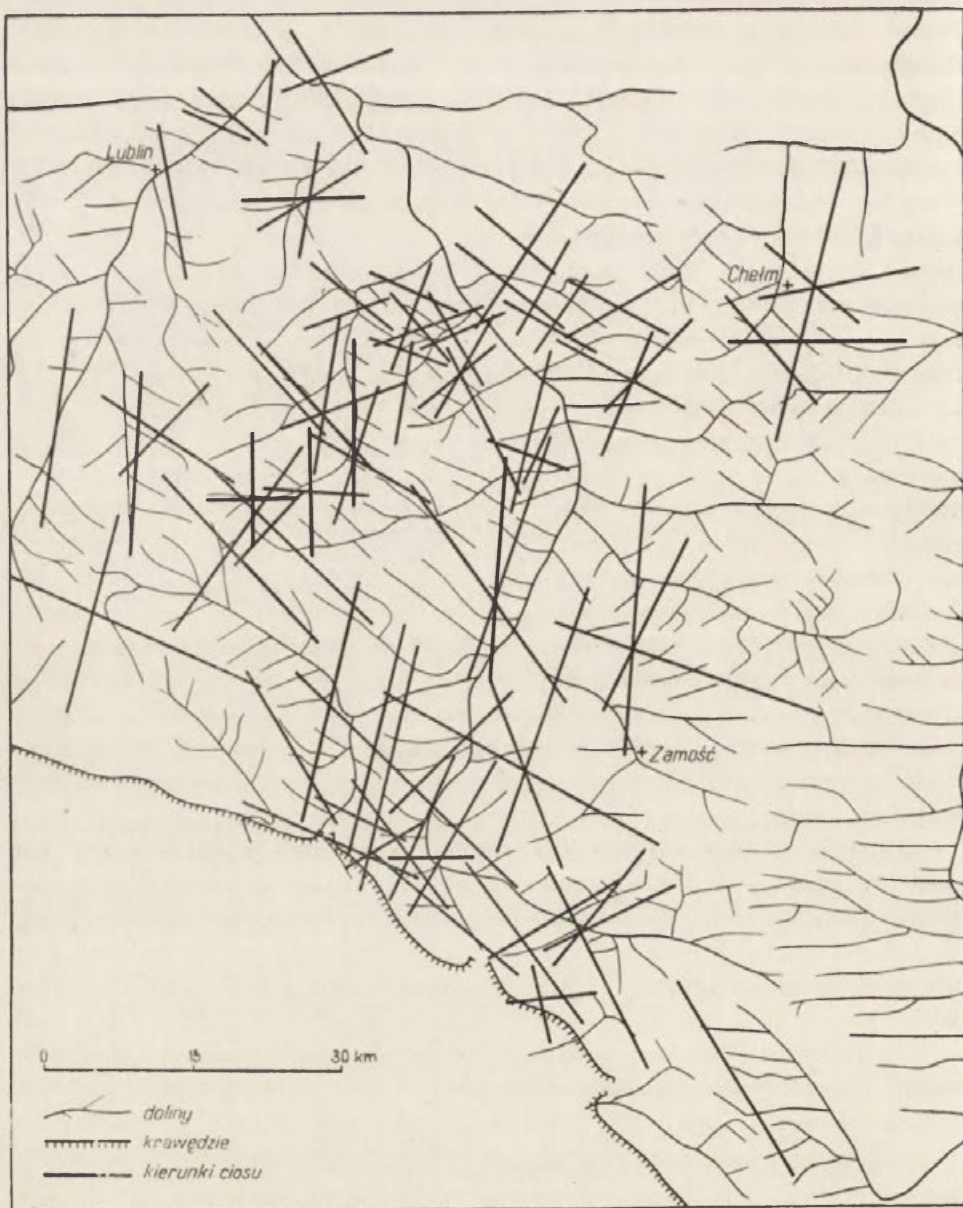
O korelacji biegu dolin z kierunkami spękań ciosowych świadczy już diagram ogólny, w którym zestawiono cały materiał pomiarowy z dorzecza Wieprza (ryc. 95). Potężne maksimum w ćwiartce NW — to wiązka przewodnich linii kierunku lubelskiego i roztockiego. Wielkie skupienie spękań około kierunku NNE wytycza biegi konsekwentnych dolin wyżyny.

Obraz bardziej przekonywający, bo w szczegółach opracowany, uzyskano przez lokalizację kierunków spękań na mapie sieci dolinnej dorzecza Wieprza* (ryc. 96). Zgodność rysów morfologicznych z liniami



Ryc. 95. Diagram spękań kredowych

* Na mapie tej nie wykreślono wszystkich pomierzonych w odkrywkach spękań. Byłoby to technicznie niemożliwe, a nie dałoby, sądzę, właściwego obrazu predyspozycji strukturalnych rzeźby. Sposób przygotowania materiału mapy był następujący: dla każdej odkrywki lub zespołu blisko siebie położonych odkrywek zestawiono spękania w róży kierunków. Na mapę nanoszono tylko kierunki lokalnych maksimum, gdyż one ujawniają nam najczęściej powtarzające się w danym miejscu kierunki spękań, które oczywiście powinny mieć wpływ na rzeźbę — jeśli ten wpływ w ogóle istnieje.



Ryc. 96. Linie spēkañ i sieć dolinna

spękań jest tu dość znaczna. Odnajdujemy więc pewien związek biegów Wieprza, Giełczwi i Bystrzycy z kierunkami spękań. Widzimy tu również, że linie spękań są zgodne z krawędziami Padolu Zamojsko-hrubieszowskiego; ujawniają przejście tych krawędzi, należących do systemu wołyńskiego w kierunek lubelski. Równoległe pocięcie wyżyny przez sieć małych dolin, naśladowujących kierunek lubelski, rozwinęło się również na kanwie spękań.

Sprawa spękań kredowych Roztocza była dokładniej omówiona w odnośnym rozdziale (Część pierwsza, rozdział IX). Należy przypomnieć, że szczeliny kredowe, zwłaszcza w pobliżu południowej krawędzi tego obszaru, mają znaczny wpływ na formy terenu. Dużą rolę odgrywają tu spękania równoleżnikowe lub prawie równoleżnikowe (WNW—ESE). Są to zjawiska, które często przekraczają rozmiary ciosu i mogą być uważane za szczeliny uskokowe, zmieniające w pionie wzajemne położenie brył skalnych. Cytowane przykłady z badań S a m s o n o w i c z a [141], C z a r n o c k i e g o [18] i P o ż a r y s k i e g o [125] są tego dowodem. Duży jest wpływ na formy terenu spękań o kierunku NW—SE. A zatem oba stwierdzone na Roztoczu systemy kierunków morfologicznych posiadają nawiązanie do strukturalnych linii typu spękań i uskoków.

Jednocześnie mamy na Roztoczu przykłady rażąco przeciwne. Dolina górnego Wieprza (na wschód od Zwierzyńca), mimo iż naśladuje starszy kierunek morfologiczny Roztocza (WNW—ESE) nie ma żadnego związku z siecią lokalnych spękań. Są to spękania typowe dla Roztocza Środkowego (NW—SE) i z nimi pozostają w zgodzie krawędzie tej części wału.

Wynik analizy kierunków spękań kredowych uzupełnia nasze wnioski w kwestii wpływu elementów strukturalnych na formy rzeźby wyżynnej. Różnice w odporności skał kredowych wytyczają wyłącznie kierunki subsekwencji — spękania nawiązują do tego kierunku podłużnego, ponadto stwarzają one nowe cięcia poprzeczne, z którymi na ogół są zgodne konsekwentne rzeki wyżyny. Ich wpływem są objęte również drobne formy wyżynne, małe dolinki i krawędzie, w czym nie biorą żadnego udziału zmiany litologiczne. Nie można jednakże powiedzieć, że zależność dolin od spękań na wyżynie jest bezwzględna, tzn. że każda dolina nawiązuje do przeważającego kierunku spękań. Najwyższy stopień zależności dolin od spękań da się zauważyć jedynie w kierunkach poprzecznych, a więc morfologicznie konsekwentnych. Sądzić należy, że mimo pewnej sugestii ujęcia graficznego (ryc. 96) morfologiczna rola spękań skalnych jest często drugorzędna. W tym względzie mają one znaczenie tylko wówczas, jeżeli jakiś bardziej wpływający na rzeźbę czynnik z grubsza wytyczy ogólny kierunek morfologiczny, zbliżony do kierunku spękań. Podkreślają one wówczas ten kierunek, uplastyczniają go swoim wpływem na biegi małych form, względnie wprowadzają niewielkie od-

chylenia od tego ogólnego kierunku. Tak więc subsekwencję wyżyny wytycza głównie zmienność petrograficzna podłoża — podkreślają ją szczeliny kredowe, zwłaszcza te, które biegną wzdłuż granicy pasów różniących się pod względem odporności skał. Konsekwencję wyżyny wyznacza ogólny upad warstw kredowych. Rzeki konsekwentne chętnie drażą doliny wzdłuż spękań zgodnych z nimi co do kierunku, bądź niewiele odchyłających się od nich. Natomiast nie mają wpływu na biegi dolin wiązki spękań poprzecznych lub prawie poprzecznych do kierunku dolin.

Powyższe uwagi o drugorzędnej roli morfologicznej spękań skalnych w stosunku do pierwszorzędnego znaczenia dla rzeźby twardości (odporności) skał oraz spadku ich powierzchni pierwotnej (upadu warstw) nie dotyczą południowej krawędzi wyżyny i Roztocza, gdzie spękaniami skalnym, często o typie uskoków, należy przyznać, jak powiedziałem, pierwszorzędną rolę w morfologii.

Chronologia kierunków morfologicznych. Chronologia kierunków morfologicznych wyżyny łączy się ściśle z chronologią formowania się struktury geologicznej, a więc z następstwem ruchów tektonicznych, działających w tym obszarze. Tu należy odwołać się raz jeszcze do zamieszczonej wyżej syntetycznej mapy Pożaryskiego, która podaje zasadnicze rysy strukturalne niecki lubelskiej. Kolejność powstawania poszczególnych elementów strukturalnych jest następująca:

1. Elementy staro-paleozoiczne, świętokrzyskie, przedłużające strukturę świętokrzyską ku wschodowi. Jest to grzbiet kambryjski, zorientowany prawie równoleżnikowo, z lekkim odchyleniem ku południowi*.

2. Elementy orogenezy waryscyjskiej, które stworzyły pierwsze zarzysy „depresji nadbużańskiej“ Olczaka [110] lub „niecki lwowsko-lubelskiej“ Pożaryskiego [127] i Najdina [105]. Kierunek całego obniżenia jest NW—SE, a więc skośny do kierunków świętokrzyskich. Te ostatnie zanurzają się na linii depresji — zapadają tu w głąb. Niecka przerywa połączenie paleozoiku świętokrzyskiego i wołyńskiego.

3. Elementy orogenezy młodo-kimeryjskiej. Są to fleksury i uskoki, o kierunku NW—SE lub WNW—ESE. Strukturę tę dokładnie prześledził Pożaryski [124] na zachód od Wisły oraz w południowo-zachod-

* J. Czarnocki [16] wyróżnił w Górach Świętokrzyskich najstarsze fałdy kambryjskie, pre-ordowickie, które biegną prawie równoleżnikowo. Mają one decydującą rolę w tektonice tego obszaru. Góry Świętokrzyskie, mimo iż przeszły po tej orogenezie bardzo skomplikowany rozwój tektoniczny, zachowały do dzisiaj morfologiczne znamiona (kierunek), pochodzące jeszcze z tych zamierzczłych czasów dziejów ziemi. „Kierunek świętokrzyski“ — bo tak nazwał go Czarnocki — przedłuża się ku wschodowi, zaznacza się w całej wschodniej części Wyżyny Kielecko-sandomierskiej, przenika poza Wisłę na Wyżynę Lubelską.

niej części Wyżyny Lubelskiej. Stwierdza on, że linie tej orogenezy łamią się na wale paleozoicznym, wygasają na nim lub zbieżnie z nim się schodzą. Do nich między innymi należą antyklina Rachowa i Gościeradowa. Należą tu również podkredowe uskoki na przeciwnym skrzydle niecki lwowsko-lubelskiej, jak na przykład linia tektoniczna biegnąca od Rejowca na Horodło (kierunek WNW—ESE).

4. Elementy orogenezy trzeciorzędowej, alpejskiej. W tym czasie nie powstał żaden nowy kierunek tektoniczny, lecz wiele starych kierunków zostało odświeżonych. Faza ta rozpoczęła się bardzo wcześnie, a więc wówczas, gdy morze danu zalewało okolice Puław.

Jest rzeczą zdumiewającą, jak wyraziście zaznaczają się w morfologii wyżyny stare elementy strukturalne. Wydaje się to dziwne, ponieważ transgresja górno-kredowa w zasadzie wyrównała nierówności starej struktury. Niwelacja sedymentacyjna jest widoczna zwłaszcza w ogromnej miąższości utworów kredowych w osi niecki lubelskiej. Zatarte więc były morfologiczne znamiona struktury paleozoicznej i mezozoicznej. Jeżeli jednakże kierunki owych struktur wgłębnych są widoczne w dzisiejszej powierzchni, to natychmiast wyłania się problem zasadniczy, w jaki sposób zostały one przekazane ku górze? Istnieją w tym względzie dwie możliwości: albo kredowe dno morskie przybrało postać zła-godzonych form wgłębnych, albo tektonika pokredowa odświeżyła założenia starych struktur. Pierwsza możliwość odpada wobec stwierdzenia wielkiej miąższości osadów kredy, pozostaje więc druga. I tu wkraczamy w dziedzinę, której wiele uwagi poświęcono na poprzednich stronich. Ta druga ewentualność obejmuje bowiem wpływ różnej odporności kredy oraz siatki uskoków i ciosu tych skał na formy powierzchni. Skośne ustawienie warstw kredowych i ich tektoniczne pocięcie uskokami i szczelinami ciosu jest młodsze od danu, należy więc do orogenezy trzeciorzędowej.

Istniały na wyżynie prawdopodobnie dwie trzeciorzędowe fazy wstrząsów tektonicznych, mających morfologiczne znaczenie. Wynika to z tego, że spękania ciosowe, będące wynikiem tych ruchów, należą do dwu systemów kierunkowych. Z różnicy wiekowej tych systemów zdawali już sobie sprawę Siemiradzki i Zych [159] pisząc: „Nie ulega wątpliwości, że krzyżują się tutaj co najmniej dwa systemy spękan tektonicznych, jeden — przedmioceński, należący do przedgórze Wyżyny Świętokrzyskiej, drugi — pomioceński, stanowiący przedłużenie Lwowsko-Tomaszowskiego Roztocza“. Do starszego systemu należy zaliczyć dyslokacje paleogeńskie (ścinające od południa rów tarłowski), o których wspomina Samsonowicz [141]. Pożaryski [125] stwierdza nad Wisłą koło Piotrowic i Opoki liczne szczeliny i uskoki, przeważnie W—E lub WNW—ESE, pochodzące sprzed zalewu dolno-

tortońskiego (litotamnia). Należą one również, moim zdaniem, do starszego systemu spękań. Pragnę tutaj dodać, że koło Rejowca, gdzie na kredzie występują wyspowo utwory miocenu (sarmat), niektóre szczeliny kredowe są wypełnione materiałem sarmackim. Jest to dowodem ich przedmiocenińskiego wieku.

Chronologiczne następstwo i względny wiek kierunków morfologicznych wyżyny możemy również w przybliżeniu odtworzyć przyjąwszy, że formy kierunku młodszego tną lub barykadują elementy kierunku starszego. Roztocze jest więc młodsze od równoleżnikowych grzęd i dolin wołyńskich, gdyż ścina je na linii górnej Sołokiji. Natomiast kierunek wołyński wiekowo odpowiada kierunkowi lubelskiemu, czego dowodem jest wzajemne przejście kierunków.

Kwestia wieku i genezy grzęd Wołynia, a więc kierunku wołyńskiego, jest dotychczas otwarta. Wydaje się bardzo prawdopodobna predyspozycja tektoniczna lub paleogeograficzna tych form, lecz pewności w tym względzie nie mamy. Niegdyś Nowak [108] uważał je za ślad łączności tektonicznej dewonu Pełczy z Górami Świętokrzyskimi. Ostatnia praca Samsonowicza [143] wyklucza możliwość takiego związku, stwierdza bowiem, że w podłożu kredy wołyńskiej warstwy paleozoiczne biegną południkowo. Z drugiej strony znane jest w granicach Wyżyny Lubelskiej i jej południowego sąsiedztwa przenikanie odnowionego w trzeciorzędzie kierunku świętokrzyskiego ku wschodowi. Jest bardzo prawdopodobne, że Grzęda Sokalska naśladuje bieg tych antyklin paleozoicznych, które prześlędzono we wschodniej części Wyżyny Kielecko-sandomierskiej, a dalej w podłożu północnej części Kotliny Sandomierskiej. Forma ta leży dokładnie na przedłużeniu owych elementów starej struktury geologicznej. Niedawno znaleziono tu ukryte w głębi linie tektoniczne o biegu równoległym do krawędzi Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego. Wprawdzie, gdy idzie o tę ostatnią formę, mamy pewne jej uzasadnienie w pasie miękkich margli zamojskich, lecz pamiętać jednakże należy, że owe słabo odporne skały skracają stąd ku północy zgodnie z biegiem Bugu, a mimo to padół i grzęda zachowują swój równoleżnikowy kierunek dalej na wschodzie, na Wołyniu. W tym przebija się wpływ starszych od kredy elementów wgłębnych. Jak doszło do przekazania tego kierunku dzisiejszej (i paleogeńskiej) powierzchni poprzez kredę, stosunkowo mało związłą i nie okazującą szczególnej podatności na cios, trudno wyjaśnić. Należy jedynie stwierdzić, że niewyraźne spękania, jakie tu prześlędzono, mają wydłużenie W—E, a więc na ogół zgodne z kierunkiem paleozoicznym.

Wynikałoby z tego, że kierunek wołyński, tak jak lubelski, należy wiązać z młodą tektoniką pokredową, która ujawnia się w biegu warstw i siatce ciosu. Pierwsza okoliczność — bieg warstw — powstała przez to,

że zróżnicowane pod względem litologicznym warstwy górno-kredowe uległy silniejszemu wyniesieniu na południu, wzdłuż starych linii antyklinalnych, które permanentnie tu trwają wciąż odświeżane przez cały mezozoik. Oś niecki lwowsko-lubelskiej została poprzecznie podniesiona w okolicy Sokala. Intersekcyjna powierzchnia odsłoniła pasy skał słabej odporności, które stały się łatwym łupem ożywionej w ich obrębie denudacji. Ruch tektoniczny spowodował również powstanie drugiego momentu kierunkowości morfologicznej, tzn. spękań. Ich biegi zostały również dopasowane do wspólnej podstawy, a więc do elementów wgłębnej budowy. Przypuszczam, chociaż nie mam na to dowodów, że jest to cios starszy, przedmioceniński.

A teraz sprawa wieku roztockiego kierunku morfologicznego (NW—SE), który, jak powiedziałem, jest młodszy od kierunków wołyńsko-lubelskich. Kierunek ten odpowiada młodszyemu, potortońskiemu systemowi ciosu. Na Roztoczu Środkowym w dorzeczu górnego Wieprza kierunek ten krzyżuje się z kierunkiem form wołyńsko-lubelskich, przebiega przez linie systemu paleozoicznego, idące od antykliny Rachowa przez Gościeradów do Krasnobrodu i źródeł Wieprza. W tzw. strefie padołów poprzecznych (Padół Zwierzyniecki i dolina Gorajca) zbiegają się wszystkie kierunki morfologiczne wyżyny, a tektonicznie zmniejszona odporność skał jest zapewne przyczyną wielkich obniżeń wału Roztocza. Tu jest kluczowy bastion zagadnień morfologii naszego terenu.

Na Roztoczu Zachodnim silnie zaznacza się właściwy, roztockie kierunek morfologiczny (NW—SE) biegiem doliny Łady oraz towarzyszącymi jej pasmami wzgórz i krawędzi. Całość jednakże wału, która w obszarze zwierzynieckim została przecięta w kierunku WNW—ESE, naśladuje już kierunek lubelski. Wiek tego kierunku w morfologii zdarzeń tektonicznych jest ten sam, co wiek skośnego kierunku (roztockiego) Roztocza Środkowego, a więc mimo zmiany biegu jest to wiekowo jednolity system morfotektoniczny. Wynika więc z tego, że potortońska morfotektonika, której zawdzięcza swoje powstanie prostolinijny grzbiet Roztocza, uległa tak jak bezpośrednio starsze systemy tektoniczne załamaniu się na linii oddziaływania ukrytych elementów paleozoicznych.

Nie tylko kierunek roztockie, lecz wszystkie kierunki subsekwentne wyżyny — jak wyżej stwierdzono — ulegają wyraźnej zmianie na linii doliny Wieprza, która wytycza granicę między wołyńsko-roztocką a lubelską połącią wyżyny. Na podstawie tych cech morfologicznych można już wnosić, że linia Wieprza ma szczególną predyspozycję w strukturze wgłębnej podłoża, w każdym razie predyspozycję ważniejszą i dobitniej zaakcentowaną, aniżeli Wisła lub Bug, które to rzeki nie dzielą krain morfologicznych. Istnienie tej predyspozycji jest faktem udowodnionym na drodze geologicznej i geofizycznej. Stanowi ją właśnie owa

wielka depresja, niesłusznie może nazwana „depresją nadbużańską“, wypełniona utworami górnej kredy, których miąższość, jak wskazuje wiercenie w Lublinie (S u j k o w s k i [165]), przekracza 800 m. Jest to niecka lubelska, która przedłuża się ku północy w nieckę mazowiecką a ku południowi w nieckę lwowską.

I tu widzimy znów to wielkie prawo, które tak kapitalnie przejawia się w morfologii wyżynnej — permanencja kierunków. Przecież Wieprz jest rzeką poligenetyczną, powstanie jego biegu należy odnieść do czasów trzeciorzędu. Pewne odcinki tej doliny uformowały się w paleogenie, a inne są jeszcze młodsze. Zakłęśłość waryscyjska trwa więc i odnawia się mimo zmiennych kolei innych zdarzeń geologicznych, transgresyj i regresyj mórz.

Drugą taką linią permanencji morfologicznej jest południowa krawędź wyżyny. Ta linia oparta o północny skłon cokołu paleozoicznego ustawicznie przebija się przez młodsze osady mórz, staje się zawsze granicą morfologiczną. Dzieje się to niezależnie od tego, jaki jest wzajemny stosunek hipsometryczny rozdzielonych obszarów. Dzisiejsza krawędź jest więc formą inwersyjną w stosunku do budowy wgłębnej tego obszaru — opada ku południowi, gdy powierzchnia paleozoiczna zanurza się ku północy. Mimo zmiany spadku kierunek formy został jednak utrzymany.

Rozdział ten można zamknąć następującymi wnioskami:

1. Kierunki morfologiczne Wyżyny Lubelskiej są bardzo silnie związane z przewodnimi rysami struktury geologicznej tego obszaru, zależne są zwłaszcza od pasów zmiennej odporności skał kredowych oraz od siatki uskoków i spękań ciosowych.

2. Na wyżynie zaznaczają się kierunki konsekwentne, prawie południkowe i subsekwentne, równoleżnikowe lub skośne (NW—SE). Kierunki subsekwentne mają znaczenie dominujące w całokształcie rysów morfologicznych tego obszaru. Wśród nich wyróżniono kierunki: lubelski (WNW—ESE), roztockie, (NW—SE); do nich częściowo należy również kierunek wołyński (W—E).

3. Kierunki subsekwentne są odzwierciedleniem starych, wgłębnych założeń, pochodzących z orogenezy staro-paleozoicznej (świętokrzyskiej), waryscyjskiej i młodo-kimeryjskiej, a odnawianych w młodszych podkreślowych fazach morfotektonicznych.

4. Istnieje permanencja pewnych linii morfologicznych, które można nazwać osiami morfologicznej ewolucji tego obszaru. Są to: linia doliny Wieprza oraz linia południowej krawędzi wyżyny.

5. Na całej wyżynie poza Roztoczem odporność skał kredowych i ogólne ich nachylenie (powierzchnie strukturalne) ma dla morfologicznej kierunkowości znaczenie pierwszorzędne w porównaniu z wazną, chociaż już drugorzędną rolą spękań ciosowych. Na rzeźbę oddziałują głównie te

spękania, których kierunek jest zgodny z wpływem czynnika wyższego rzędu.

6. Kierunki głębnych elementów geologicznych ujawniają się we współczesnej rzeźbie przede wszystkim w układzie form subsekwentnych, związanych z biegiem słabo odpornych margli kredowych. Kierunki te są przekazywane aktualnej powierzchni również za pośrednictwem uskoków i spękań ciosowych skał kredowych, których system dopasowuje się do form starszego podłoża.

7. Roztockie kierunki morfologiczne jest młodszy od kierunku lubelsko-wołyńskiego. Przymuszałny ich wiek: pierwszy powstał po toronie, drugi zaś odnieść należy do paleogeńskiej fazy orogenicznej.

ELEMENTY MORFOLOGII PALEOGENU

Powstanie i rozwój rzeźby Wyżyny Lubelskiej nie jest sprawą prostą jak by to wynikało z pozornie nieskomplikowanej budowy geologicznej tego terenu. Naczelne rysy tej rzeźby wywodzą się, jak to wyżej uzasadniono, ze starej mezozoicznej a nawet paleozoicznej struktury podłoża. Ewolucja morfologiczna wyżyny trwała przez cały trzeciorzęd i czwartorzęd. Stwierdzamy tu w tym czasie kilka faz tektonicznych, którym towarzyszy ożywienie procesów degradacyjnych — widzimy tu działania rzeźbotwórcze tak różnorodnych czynników, jak rzeki, fale morskie i lodowce. Oblicze morfologiczne wyżyny jest w całym tego słowa znaczeniu poligenetyczne. Obok młodych elementów rzeźby powstałych w całości we współczesnym okresie lądowym wyżyny, znajdujemy tu elementy paleogeograficzne, które przetrwały pod przykryciem młodszych (neogeńskich) osadów z morfologii dolno-trzeciorzędowych łądów.

W tym miejscu uważam za potrzebne sformułowanie niektórych pojęć, dotyczących rzeźby minionych okresów geologicznych. Stosunek aktualnej powierzchni morfologicznej do elementów tej rzeźby może być bardzo różnorodny, zależnie od tego, czy dawny relief uległ „sfosylizowaniu“ w ścisłym tego słowa znaczeniu, tzn. został zagrzebany pod osadami (morskimi lub lądowymi) młodszych okresów, czy też odsłonięty, nie przykryty przetrwał do naszych czasów. Węższy zakres pojęcia „rzeźba kopalna“ obejmuje elementy reliefu, ekshumowane spod pokrywy młodszych od tej rzeźby sedymentów. Szerszy zakres pojęcia związanego z tym terminem dotyczy każdej morfologii, która powstała w dawnych okresach geologicznych, a przetrwała do naszych czasów, niezależnie od tego, czy była ona czasowo zakonserwowana pod przykryciem pokrywy osadowych. Wreszcie mamy sytuację pośrednią, tam gdzie powierzchnia

paleomorfologiczna została tylko częściowo zagrzebana — jak na przykład wówczas, gdy stare doliny lub w ogóle formy wklęsłe utonęły pod przykryciem młodszych osadów, ponad którymi sterczą formy wypukłe tego starego krajobrazu.

Charakteryzując morfologię paleogenu, a ściślej mówiąc rzeźbę przedoligocęską Wyżyny Lubelskiej, idę po linii węższego lub pośredniego pojęcia słowa „rzeźba kopalna“. To samo dotyczy uwag, które wypowiadam w następnym rozdziale odnośnie do rzeźby miocenijskiej tego obszaru. Z tego czasu pochodzą prawdziwe fosylne elementy morfologiczne, które po sarmacie zostały ekshumowane przez późno-trzeciorzędową i czwartorzędową działalność czynników denudacyjnych.

Punktem wyjścia rozważań nad wiekiem rzeźby wyżyny jest stwierdzenie, że formy tego terenu są młodsze od skał, z których przeważnie są zbudowane, a więc młodsze od górnej kredy. Ważne jest w tym względzie spostrzeżenie Pożaryskiego [123] o obecności w osadach danu w okolicy Puław otwornic mastrychtu, pochodzących z rozmycia skał południowej części wyżyny. Dowodzi to, że pierwsze zręby ładu, na którym rozwinęła się rzeźba wyżyny, istniały już u schyłku kredy i w najstarszym trzeciorzędzie, początkowo tylko na południu, w miarę zaś ustępowania morza danu ogarnęły również część północną. Ten ład niezależnie od przyszłych zalewów mórz trzeciorzędowych stał się trzonym przyszej wyżyny.

Wynurzony obszar był intensywnie rzeźbiony przez wody płynące i czynniki denudacji w eocenie. Jak to ostatnio udowadnia Pożaryski [125], powierzchnia niektórych skał kredowych, a więc opoki i gezy, uległa zwiertzeniu przez odwapnienie*. Następuje transgresja dolno-oligocęska, po której jeszcze kilkakrotnie morza miocenijskie zalewają niektóre części wyżyny. Ostatni zalew przypada w sarmacie. Możemy więc mówić o okresie lądowym paleogeńskim (przedoligocęskim) i o rzeźbie tego okresu oraz o lądzie i morfologii posarmackiej. To są dwa główne etapy rozwoju rzeźby wyżyny, nie licząc krótszych momentów jej przemian pomiędzy poszczególnymi transgresjami miocenijskimi. W okresie paleogeńskim powstają zasadnicze elementy paleomorfologiczne wyżyny, natomiast lądowy okres posarmacki doprowadza do wytworzenia się nowej rzeźby, którą można uważać już za współczesną, a która bądź to

* Do opisanych przez Pożaryskiego [125] stanowisk odwapnionej kredy na Wyżynie Lubelskiej dodam znane mi odkrywki tych utworów w dolinie Ciemięgi na N od Lublina, zwłaszcza w Ciecierzynie. Żwiru odwapnionej opoki spotyka się często w piaskach czwartorzędowych głównego tarasu Wieprza na S od Łęcznej. Wymyte przez rzekę nie tona, lecz płyną na powierzchni wody, gdyż ich ciężar właściwy jest mniejszy od ciężaru właściwego wody. Odwapniona opoka jest zjawiskiem powszechnym na całym Rostoczu.

nakłada się na morfologię paleogeńską, podporządkowując się predyspozycji strukturalnej podłoża, bądź też przez nowe kierunki morfologiczne, uformowane w związku z nachyleniem powierzchni utworów mioceńskich, zaciera rysy morfologii paleogeńskiej.

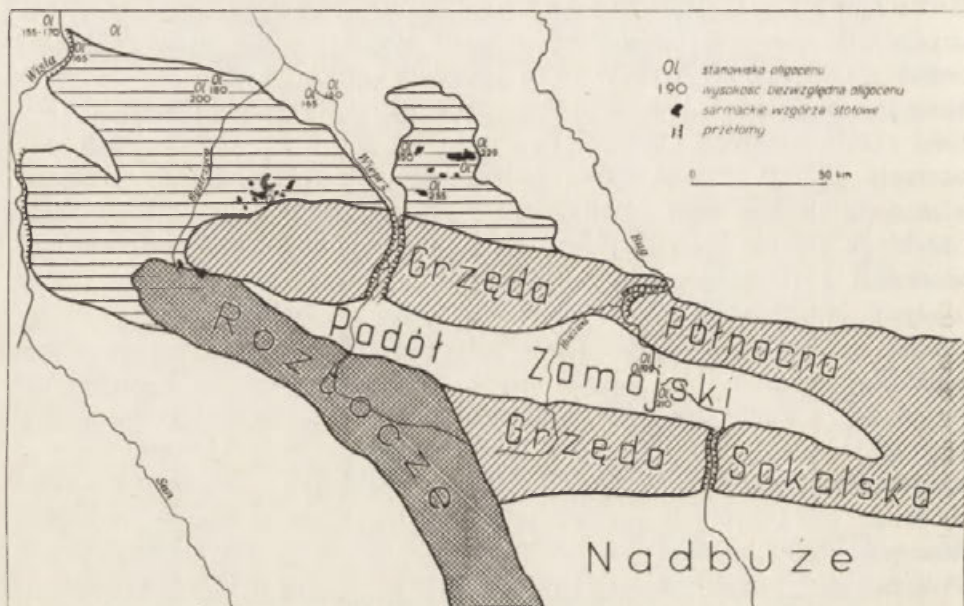
Istnieje opinia, którą wypowiedzieli dawniej *K r i s z t a f o w i c z* [75], *L u d w i k S a w i c k i* [148], *K o w a l e w s k i* [69], a potem potwierdzili *P o ż a r y s k i* [125] oraz *J a h n i T u r n a u - M o r a w s k a* [45], o przedoligocieńskim pochodzeniu rzeźby wyżyny. Teza ta da się tylko częściowo utrzymać. Wpływ form przedoligocieńskich w morfologii wyżyny jest bezsprzecznie bardzo duży, lecz nie on wyłącznie decyduje o całości rzeźby naszego obszaru. Postaram się niżej udowodnić, że z tym okresem należy wiązać tylko jeden kierunek morfologiczny wyżyny, a mianowicie kierunek równoleżnikowy (wołyński), natomiast wytyczenie biegu południkowego głównych dolin, ustabilizowanie się skośnego kierunku roztockiego, który tak dobitnie zaznacza się w morfologii wyżyny, jest dziełem młodszych, pooligocieńskich zmian.

Do utworów oligocieńskich, występujących na wyżynie i obszarach bezpośrednio z nią sąsiadujących, zalicza się zielone, glaukonityczne piaski, z lśniącymi żwirkami kwarcowymi i rogowcowymi, czasami również zielonej gliny. Na ogół uważa się je za dolny oligocen, chociaż dokładniejsze sprecyzowanie ich wieku wobec braku skamielin natrafia na trudności. Utwory te występują w zwartej masie na wschodzie Niziny Mazowiecko-podlaskiej, bezpośrednio w spągu osadów czwartorzędowych. Południowa granica zwartego oligocenu biegnie na ogół równolegle do kierunku północnej krawędzi wyżyny, od Dębłina przez Lubartów po Włodawę. Dalej na wschód przenika na południowe Polesie, zachowując na ogół ten sam równoleżnikowy kierunek.

Na południe od tej granicy oligocen występuje sporadycznie zarówno na Wyżynie Lubelskiej, jak też na Wołyniu, w formie szeroko rozrzuconych i w różnych warunkach topograficznych położonych stanowisk, które można uważać za resztki niegdyś zwartej, a potem erozyjnie zniszczonej pokrywy sedymentacyjnej. Na załączonej mapce (ryc. 97) zestawiono owe nieliczne zresztą stanowiska oligocenu Wyżyny Lubelskiej, posługując się materiałem z własnych obserwacji terenowych oraz wiadomościami z literatury. Ich rozmieszczenie, wysokość bezwzględna oraz stosunek do podłoża kredowego pozwalają na wysnucie pewnych wniosków, odnośnie do rzeźby paleogeńskiej.

Na pierwszy rzut oka widać, że punkty oligocenu grupują się w północnej części wyżyny, w pasie równoleżnikowym — a więc układają się równolegle do granicy zwartego oligocenu we wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej. Oligocen występuje tu tylko w obrębie niskiego i średniego poziomu wyżyny, nie wkracza na poziom wysoki, to

znaczy nie sięga powyżej poziomu 270 m, która jest dolną granicą tego poziomu. Nasuwa to przypuszczenie, że wysoka centralna część wyżyny, ciągnąca się w postaci szerokiego wału od górnej Bystrzycy po Hrubieszów, w ogóle przez zalew oligoceński nie była objęta. Przemawia za tym fakt, że oligocenu nie znaleziono w przełomowej dolinie Wieprza, rozdzielającej od siebie obie wierzchowiny. Sześć wierceń wykonanych na



Ryc. 97. Rzeźba paleogenu

dnie doliny między Tarzyniechami a Krasnymstawem nie stwierdziło tu oligocenu, mimo że niektóre z tych otworów przebiły cały czwartorzęd i osiągnęły w jego spągu kredę. Zaznaczyć należy, że stosunkowo wąska tu dolina Wieprza kryje pod osadami czwartorzędową głęboką na 50 m (poniżej współczesnego dna doliny) rynnę.

Na południu wyżyny zielone piaski oligocenu pojawiają się dopiero w kotlinach Padołu Zamojńskiego. Ta wielka, podłużna zakłębłość, przypominająca rów tektoniczny, ma kształt wrzeciona i sięga od Turobina po Gorochow (Horochów) na Wołyniu w ZSRR. Dzieli ona grzędy wołyńskie na grzbiet południowy, zwany Grzędą Sokalską i grzbiet północny, nazwany przez *Borusiewicza* [5] Wyżyną Torczyńską. Oba grzbiety są zbudowane z kredy, która odsłania się spod pokrywy czwartorzędowej w rozcinających grzędy dolinach, zwłaszcza w sokalskim przełomie Bugu.

Rzut oka na mapę (ryc. 97), na której w sposób nieco schematyczny przedstawiono kredowe wyniosłości Wyżyny Lubelskiej i przylegających

do niej części Wołynia, wyjaśnia, że obie krainy mają wspólny równoleżnikowy kierunek wałów grzędowych. Wierzchowina Giełczewska i Grabowiecka leżą dokładnie na przedłużeniu Grzędy Torczyńskiej; po części słuszna jest propozycja Borusiewicza [5], żeby ciąg tych wyniosłości objąć wspólną nazwą — Grzęda Północna. Ponieważ oligocen jakby omija owe grzbiety kredowe, a znajduje się tylko wzdłuż ich granicy północnej, bądź też w rozdzielającym je obniżeniu zamojskim, stąd przypuszczać należy, iż grzędy wołyńskie wraz z ich przedłużeniem na Wyżynie Lubelskiej, reprezentują element paleomorfologiczny przedoligoceni. Jest rzeczą jasną, że przełomy Bugu i Wieprza przez owe grzędy są młodsze — o czym zresztą będzie jeszcze mowa.

Pewne wnioski paleomorfologiczne nasuwa również stosunek utworów oligocenu do podłoża kredowego w północnej części wyżyny, a więc w owym pasie, gdzie znajdują się sporadycznie stanowiska zielonych piasków. Śledząc wysokość bezwzględną tych stanowisk łatwo stwierdzić, że najniższe położone punkty oligocenu występują w granicach dzisiejszych dolin. Koło Łęcznej zielone piaski schodzą nawet poniżej aktualnego dna doliny Wieprza (sprawdzona odkrywka K r i s z t a f o w i c z a [75] koło wsi Zakrzew oraz nowe odsłonięcie oligocenu na polach wsi Bobrowniczne na SE od Łęcznej). Podobne jest położenie oligocenu w Jakubowicach Końskich, w dolinie Ciemięgi oraz w cegielni Krowica na wschód od Wieprza. Sytuacja wzmiankowanych stanowisk wskazuje na to, że obszerne, wykorzystane przez Wieprz trójkątne obniżenie, które z uwagi na zamykający je od północy wał kredowy nazywam Kotliną Dorohuczką, jest elementem paleogeńskim. Kotlina ta wchodzi klinem w wyżynę i sięga po Krasnystaw.

W świetle powyższych faktów stopniowo staje się zrozumiała różnorodność morfologiczna dzisiejszej doliny Wieprza. Poniżej Krasnegostawu Wieprz płynie szerokim obniżeniem paleogeńskim, odpreparowanym spod pokrywy oligoceni. Wiercenie R y c h ł o w s k i e g o [136] w Ciechankach wskazuje na to, że oś tego obniżenia biegnie na wschód od Łęcznej w okolicy Puchaczowa. Wał kredowy zamykający kotlinę stworzył warunki plejstoceni epigenezy, dzięki której powstał łączynski przełom Wieprza.

Dolina Wieprza zmienia się radykalnie w górę od Krasnegostawu. Ten odcinek przełomowy, sięgający po Tarzymiechy, jest bezwzględnie młodszy od oligocenu, co wynika z następujących morfologicznych jak też geologicznych danych:

1. Przełom rozcina poprzecznie paleogeński wał obu wierzchów wyżyny, jest więc wobec braku dowodów antecedenencji formą młodszą od wału.

2. W przełomie nie znaleziono dotychczas ani w odkrywkach ani wierceniami utworów oligoceńskich. Wypełniają go tylko osady czwartorzędowe.

Co do genezy przełomu, to bardziej prawdopodobne wydaje się jego wsteczno-erozyjne pochodzenie, chociaż nie da się i tutaj również wykluczyć epigenezy, jako jednego ze sposobów powstania doliny. Paleogeńska hydrografia południowej części wyżyny miała napewno ścisły związek z Padolem Zamojsko-hrubieszowskim, który wówczas istniał już jako ważne obniżenie morfologiczne. Jeden z potoków, spływających ze zboczy wału wierzchwinowego ku Kotlinie Dorohuckiej mógł wstecznie przepiłować wał, otwierając tym sposobem nową drogę dla wód Kotliny Zamojskiej. O możliwości epigenetycznego powstania doliny będę mówił w następnym rozdziale, którego treścią jest posarmacka morfologia wyżyny.

Słów kilka wypada tu jeszcze poświęcić przedoligoceńskiej morfologii doliny Wisły. Ostatnie badania Pożaryskiego [125] nad oligocenem okolic Puław nie potwierdzają dawnej opinii Krisztafowicza [76] i Ludwika Sawickiego [144] o istnieniu tu paleogeńskiej rynny, w którą miały być włożone utwory oligoceńskie. Oligocen leży tu prawie na równej powierzchni, rozwijającej się szeroko ku zachodowi. W tę kredowo-oligoceńską powierzchnię wrzyna się przełomowa dolina Wisły pod Puławami — ponad nią wznosi się zachodnie zbocze wyżyny ze śladami brzegu morza oligoceńskiego koło wsi Parchatka (Pożaryski [125]). Wynika więc z tego, że istnieje pewna przedoligoceńska predyspozycja biegu Wisły, lecz powstanie samego przełomu jest zjawiskiem pooligoceńskim. Przełom ten pod względem położenia (poniżej kotliny Chodła), ogólnych cech krajobrazu, genezy, a może nawet wieku, zbliża się do łączynskiego przełomu Wieprza, chociaż od tego ostatniego jest dużo większy. Uderza nas moment charakterystyczny, chociaż może przypadkowy, że wysokość bezwzględna oligocenu w obu kotlinach przełomowych jest ta sama. Wisła pod Puławami wcięła się silniej w oligoceńską i przedoligoceńską powierzchnię aniżeli Wieprz pod Łęczną, co jest zresztą zrozumiałe, z uwagi na żywszą działalność erozyjną rzeki głównej w stosunku do pracy dopływu.

Streszczając wyżej wypowiedziane uwagi o przedoligoceńskim obliczu Wyżyny Lubelskiej wypada raz jeszcze uświadomić sobie fakt, że całe rozumowanie na ten temat oparte jest na stosunkowo szczupłym materiale. Oligocen zachował się tu fragmentarycznie, a rozpoznany jest tylko według cech litologicznych a przy tym stratygraficznie nierozpoznomowany. Głównym elementem rzeźby przedoligoceńskiej wyżyny są formy kierunku wołyńskiego, reprezentowane przez centralny wał wierzchwinowy, Padół Zamojsko-hrubieszowski i Grzędę Sokalską. Bardziej

szczegółowy obraz rzeźby paleogeńskiej zachował się w północnej części wyżyny. Należy tu przede wszystkim Kotliną Dorohucką. Piaski oligoceńskie spotyka się na dnie kotliny, na jej zboczach, a nawet na pobliskich wyniosłościach kredowych, najczęściej pod utworami sarmatu, koło Rejowca i Chełma (Gruszów — 255 m n.p.m., Dziewicza Góra — 229 m n.p.m., Podgórze koło Janowa — 250 m n.p.m.). Deniwelacje zagrzebanej tu pod oligocenem rzeźby paleogeńskiej dochodzą do 90 m. Przypomnieć należy, że wczesno-paleogeńska żywa działalność rzeźbotwórcza, która doprowadziła do wspomnianych deniwelacji w krajobrazie wyżyny, jest zjawiskiem powszechnym całego Rostocza i Podola (Z i e r h o f f e r [194]).

Jest bardzo prawdopodobne, że transgresja oligoceńska, jak przypuszczał K o w a l e w s k i [69], sięgała na południe wyżyny po Rostocze. R o g a l a [132] znalazł koło Rawy Ruskiej oligocen ściślej datowany, bo zawierający faunę, lecz facjalnie, a prawdopodobnie wiekowo, różni się on od oligocenu wyżyny. Wspomnieć również wypada o notowanych przez Ł o m n i c k i e g o [91] zielonych glaukonitowych piaskach w spągu trzeciorzędu Rostocza, jak na przykład koło Glińska, Rawy Ruskiej i Potylicza oraz o takichże piaskach w Trzydniku koło Kraśnika (wg K o w a l e w s k i e g o [69]), co może nasuwać przypuszczenie o dalekim zasięgu oligoceńskiej transgresji. S i e m i r a d z k i [157] w „Geologii Polski“ wręcz pisze o tym, że wał Rostocza miał wpływ na zasięg morza oligoceńskiego, był jego barierą południową i zachodnią. W każdym razie zielone piaski są tylko na północno-wschodnim skłonie Rostocza.

WYŻYNA LUBELSKA W MIOCENIE

Morza neogenu kilkakrotnie wkraczały na Wyżynę Lubelską, zatapiając nie cały jej obszar, lecz niektóre jej fragmenty. Są przypuszczenia o obecności na wyżynie osadów helwetu (K o n i o r [67]), które mają wypełniać istniejące z czasów paleogenu stare zagłębienia w kredzie. Więcej danych mamy o transgresji morza tortonu, które jak sądzi K o w a l e w s k i [69] zalewało tylko południową część wyżyny. Osady tego wieku, głównie reprezentowane przez żwiry kredowe i grube bulaste wapienie litotamniowe, spotyka się koło Kraśnika, Gościeradowa, Trzydnika i Szastarki. Godnym podkreślenia wydaje się fakt, że w osadach tortonu jest zagrzebana bogato urzeźbiona powierzchnia kredowa. Koło Szastarki torton występuje głównie w obrębie starych dolin dzisiaj odpreparowanych przez czynniki erozji i denudacji.

Nie wiadomo jak daleko morze tortonu sięgało ku północy. Osady jego znane są na Wołyniu w równoleżnikowym pasie odpowiadającym

Wyżynie Lubelskiej. Resztki tortońskich utworów w postaci głazów piaszczystych i wapiennych znaleźć można na Grzędzie Sokalskiej. Przemyte i zniszczone bryłki tortońskich wapieni litotamniowych występują w obrębie Padolu Zamojsko-hrubieszowskiego (we wsi Hołubie nad Bugiem). Są one tutaj wprawdzie na drugorzędnym złożu, co słusznie stwierdził już Pr ó s z y ń s k i [128], lecz jest bardzo prawdopodobne, że zostały one tu przyniesione z niewielkiej odległości. W preglacjalnych osadach na wyżynie w okolicy Bychawy i Chełma znajdujemy otaczaki krzemienne, rogowcowe i kwarcytowe, które na Wołyniu tkwią wśród piasków i piaszczystych tortońskich. Starsze od dolno-sarmackich piasków ility, występujące w okolicy Chełma, Rejowca oraz w Kotlinie Hrubieszowskiej, przypuszczalnie należą również do tortonu. Sprawy więc tortonu Wyżyny Lubelskiej nie można zamknąć twierdzeniem, że utwory te nie sięgają poza Roztocze i południowo-zachodnią część wyżyny. Należy liczyć się z możliwością ich dalszego zasięgu ku północy, zwłaszcza we wschodniej części wyżyny.

Morfologiczne konsekwencje transgresji oligocenu i dolnego miocenu stwarzają na wyżynie obraz zgoła inny od zarysów rzeźby przedoligocenkiej. Osady tych mórz wypełniały równoleżnikowe wklęsłości powierzchni paleogeńskiej, zmniejszały różnice wysokości, przez to więc łagodziły ostrość, a może nawet zupełnie zacierają dominujący dotychczas w morfologii kierunek wołyński. To zasypanie bruzd i grzęd wołyńskich dokonało się na pewno w dorzeczu Styru a nie jest wykluczone, że również wzdłuż Bugu istniało analogiczne zjawisko. W ten sposób potortońska powierzchnia sedymentacyjna staje się powierzchnią inicjalną nowej rzeźby, w której kierunek morfologicznej konsekwencji jest zorientowany południkowo, a więc prostopadle do dawnego, wołyńskiego systemu hydrograficznego.

Ożywienie erozji i tworzenie się nowych dolin wydaje się w tym czasie bardzo prawdopodobne, bowiem w tortonie przypada ważna, geologicznie stwierdzona, faza orogeniczna, w czasie której został wypiętrzony grzbiet Roztocza. Cz a r n o c k i [18] i P o ż a r y s k i [125] piszą o uskockach i rowach tektonicznych, które wówczas powstały w południowo-zachodniej części wyżyny koło Opoki. Na Roztoczu utwory sarmatu leżą niezgodnie na tortonie a o obecności istniejącego już wówczas grzbietu świadczy m. in. utworzenie się w morzu sarmackim rafy serpułowo-mszywiolowej. W tortonie zarysowała się południowa krawędź Wyżyny Lubelskiej a w tym Roztocza. Opisane wyżej (por. rozdział „Roztocze“) odsłonięcia tortonu koło Józefowa, a zwłaszcza żwiru i bloki kredowe wśród wapieni litotamniowych, świadczą o tym, że już wówczas istniał brzeg zapadliska chrobacckiego, którego współczesnym przejawem morfologicznym jest Kotlina Sandomierska.

Jednym z najważniejszych dowodów tego zapadliska są ily krakowieckie, a więc ten utwór facji głębokowodnej, który wypełnia tutaj obszar dorzecza Tanwi i Lubaczówki. Aczkolwiek wiek iłów nie został dotychczas dokładnie określony, jednak wiadomo, iż utwór ten przykrywa wapienie litotamniowe dolnego tortonu, należy więc raczej do górnego tortonu, a może nawet do sarmatu. Krawędź wyżyny i Roztocza jest barierą północną, poza którą w zasadzie ily nie sięgają. Jest to ważny fakt paleogeograficzny a nawet paleomorfologiczny. Krawędź wyżyny staje się granicą, dzielącą dwie różne górno-tortonńskie strefy facjalne, co znów zgadza się z postulowaną wyżej linią brzegową. Widać wyraźnie, że pod koniec tortonu zwiększała się różnica wysokości między dnem zapadliska i jego brzegami. Dodać jednak należy, iż ily krakowieckie gdzieśkolwiek wkraczają w pas krawędziowy wyżyny, a nawet w jej strefę południową. Mam tu na myśli obecność tych utworów pod Frampołem już w obrębie niższego stopnia krawędzi, a nawet, jak podaje K o w a l e w s k i [69], znane jest stanowisko tych utworów koło Łychowa nad Karasiówką w odległości 5 km na północ od morfologicznej krawędzi „wyżynnej”.

Korzystając z dostępnych mi bardzo szczupłych materiałów geologicznych, dotyczących pogranicza Wyżyny Lubelskiej i Kotliny Sandomierskiej, nie mam należytej podstawy do wniosków w kwestii istoty i wieku ruchów tektonicznych, które zdecydowały o morfologii tego terenu. Domyślać się należy, że próg wyżyny istniał już przed tortonem, a więc powstał w orogenicznej fazie sawijskiej lub styryjskiej, tak zresztą jak większość kopalnych, dzisiaj w dużej mierze ekshumowanych jednostek morfologicznych przedmurza Karpat. Ważniejsze jednakże jest to, że również po tortonie nastąpiło ożywienie ruchów tektonicznych (uskokki, fleksury), dzięki którym torton brzegu wyżyny został strącony w kierunku zapadliska. Wydaje się, że ówczesna orogeneza miała sens szerszy, regionalny, jej ślady znajdują się poza Wyżyną Lubelską, a więc na Wyżynie Małopolskiej koło Opatowa (S a m s o n o w i c z [142]) i Miechowa (K r a c h [72]) oraz na Wołyniu (R ü h l e [138]). D ż u ł y ń s k i [30] pisze, że również na „Wyżynie Krakowskiej“ trwały ruchy potortonńskie, a Samsonowicz [81] wprost stwierdza, że jest to na obszarze Polski „...jakaś faza orogenezy alpejskiej, nienotowana zresztą w znanych schematach orogenicznych (S t i l l e g o)“. Również N a j d i n [105] widzi zakończenie tych ruchów na terenach położonych na południe od Wyżyny Lubelskiej na przełomie tortonu i sarmatu. Dodać wreszcie należy, że dyslokacje owych czasów, mimo swojego dużego znaczenia dla morfologii, nie sięgają zbyt głęboko w podłoże paleozoiczne, o czym zresztą informują najnowsze badania geologiczne i geofizyczne, które widzą raczej w ukształtowaniu starych masywów paleozoicznych przyczyny róż-

nego wykształcenia utworów mezozoicznych i trzeciorzędowych tej części kraju (najnowsze badania geologa prof. S. P a w ł o w s k i e g o).

Zestawiając i porządkując zdarzenia geologiczne, jakie miały miejsce w południowej oraz wschodniej części Wyżyny Lubelskiej (jak również w przyległej części Wołynia po stronie ZSRR) od oligocenu po torton, znajdujemy w nich wskazówki, świadczące o zupełnej zmianie dawnego przedoligocenijskiego „stylu“ morfologicznego i hydrograficznego wyżyny. Paleomorfologiczny kierunek równoleżnikowy został zastąpiony po tortonie południkowym splywem wód. Wielkie rzeki, jak Bug i Styr, pracują energicznie w związku z potortońskimi ruchami tektonicznymi, wcinają się w miękkie podłoże, a natrafiając w nim na poprzeczne wały kredowe rzeźbią epigenetyczne przełomy. Tak określiłem niegdyś [44] powstanie sokalskiego przełomu Bugu, a wnioski te dzisiaj jestem skłonny potwierdzić i uogólnić w odniesieniu do sąsiednich obszarów. W górę od Sokala będą to krótkie przecięcia grzęd Nadbuża (np. koło Kamionki Strumiłowej), poniżej zaś sokalskiego przełomu będzie to przejście Bugu przez tzw. „Grzędę Północną“ B o r u s i e w i c z a [5], której członem na Wyżynie Lubelskiej jest Wierzchowina Grabowiecka. Tutaj między Gródkiem (koło Hrubieszowa) a Uściługiem dolina Bugu jest wąska, a o przełomowym charakterze tej doliny świadczy również ukazywanie się na jej zboczach kredy, należącej do rozciętego w tym miejscu przez Bug i dość głęboko zasypanego utworami czwartorzędowymi starego wału paleogeńskiego. Pomiędzy obu przełomami Bug skośnym biegiem przekracza Padół Zamojsko-hrubieszowski, odchyła się więc znacznie na tym odcinku od swego ogólnego kierunku i usiłuje dostosować się do równoleżnikowej osi padołu. Bieg rzeki wydłuża się tu również przez liczne zakola. Wzmiankowane fakty świadczą o tym, że epigeneza Bugu w poprzek paleogeńskiego wału Grzędy Północnej dokonała się z dużym wysiłkiem pracy twórczej rzeki, która z trudem pokonała ukrytą w podłożu przeszkodę. Ślizgając się przy tym po zboczach wału i usuwając oligocenijskie i prawdopodobnie tortońskie osady padołu zmieniała kierunek i wydłużała swój bieg powyżej przeszkody. Mniej zasobna w wodę Huczwa nie zdołała przeciąć wału i gwałtownie skręciwszy koło Hrubieszowa popłynęła wzdłuż południowych zboczy grzędy do Bugu.

Nasuwa się pytanie, czy przełomowa dolina Wieprza na południe od Krasnegostawu zawdzięcza również swoje powstanie potortońskiej epigenezie? Mimo podobieństwa tej doliny do przełomów bużańskich trudno dać na powyższe pytanie wyczerpującą odpowiedź. Na obu wierzchowinach lubelskich, przez które przebiega się Wieprz, brak jest wyraźnych śladów tortonu, wyjąwszy podobne do tortońskich krzemienie w preglacialnych osadach w okolicy Krzczonowa. Dlatego krasnostawski prze-

łom Wieprza można równie dobrze interpretować jako formę regresyjną, o czym już pisałem wyżej.

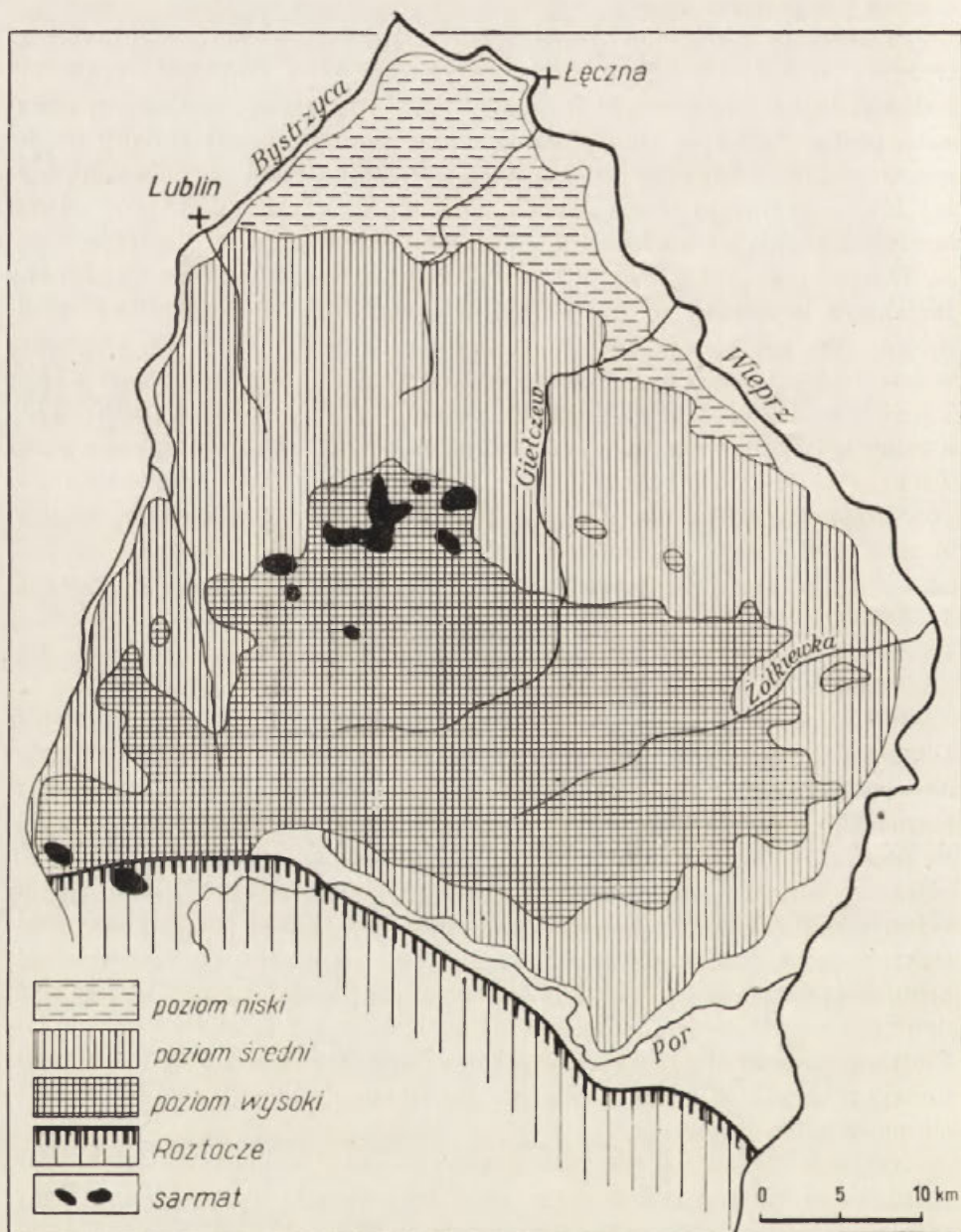
Przechodzę z kolei do rozpatrzenia tych zdarzeń morfologicznych na wyżynie, o których istnieniu możemy wnosić na podstawie położenia i składu utworów sarmackich. Pragnę się tu zastrzec, że pisząc o zmianach potortońskich w morfologii wyżyny mam na myśli zmiany posarmackie. Mimo że transgresję sarmatu od tortonu dzieli wspomniana wyżej faza ruchów, to jednak morfologia sarmacka jest pewnego rodzaju kontynuacją stylu morfologicznego, zapoczątkowanego w tortonie.

Wśród utworów sarmatu z grubsza można wydzielić dwie odmiany facjalne, a to utwory rafowe, serpulowe, wapienne położone blisko południowej krawędzi wyżyny, oraz utwory krzemionkowe, występujące w środkowej i północnej części tego obszaru. Ten drugi typ znany z prac Puschy [130], Jurkiewicza [56], Trejdosiewicza [179], a ostatnio bardzo wnikliwie pod względem petrograficznym opisany przez Turnau-Morawską [183], składa się z piasków, piaskowców i zlepów o spoiwie kwarcowym oraz z krzemionkowych i żelazistych oolitów. Z nich zbudowane są znane wzgórza stołowe koło Chełma, Rejowca oraz Piotrkowa (na S od Lublina). Kartowanie dla mapy geologicznej 1 : 300 000 wykryło dalsze płaty sarmatu facji krzemienistej nad górną Bystrycą Lubelską koło Sulowa oraz tuż przy krawędzi Roztocza koło Aleksandrówki.

W rozmieszczeniu tych płatów (ryc. 98) widzimy pewną prawidłowość. Ciągną się one pasem, który okala od zachodu i północy centralne wyniosłości wyżyny. Wydaje się, że nie cała wyżyna była objęta transgresją sarmacką — morze tego okresu sięgało zapewne długą zatoką lub cieśniną poprzez wyżynę, omijając od północy główny grzbiet kredowy. W tym również widzimy potwierdzenie tezy o paleogeńskim wieku guzów Wierzchowiny Giełczewskiej i Grabowieckiej. Transgresja wykorzystwała stare, paleogeńskie zakłębłości terenu, czego dowodem są resztki oligocenu, które zachowały się tu i ówdzie pod utworami sarmatu. Na ogół dno tych niecek posarmackich leży na tej samej wysokości. W Sulowie, Piotrkowie, koło Rejowca i Zawadówki kontakty kredy i sarmatu przypadają między 240 a 260 m n.p.m.* Pod koniec sarmatu morze rozpadło się na łańcuch jezior.

Na razie zajmę się pewnym zagadnieniem z dziedziny litologii sarmatu, które ma ważne znaczenie dla morfologii gór wyspowych, tak wyraźnie zresztą z występowaniem sarmatu związanych. Jest rzeczą wiadomą, że obecna mineralogiczno-petrograficzna natura tych utworów jest w du-

* Nie dotyczy to piasków sarmackich koło Czuczyc pod Chełmem. Jak twierdzi Kowalewski [68] są one młodsze od krzemienistych piaskowców o których tu mowa.



Ryc. 98. Układ poziomów morfologicznych w międzyczeczu Wieprz — Bystrzyca

zej mierze wynikiem przemian wtórnych. Pierwotne spoiwo piaskowców i zlepów było niewątpliwie wapienne, węglan wapnia został tu wypłukany i wtórnie zastąpiony krzemionką. Sprawę tę szczegółowo rozważa Turnau-Morawska [183]. Na pierwszym miejscu stawia autorka problem, kiedy i w jakich warunkach klimatycznych została uruchomiona krzemionka, która scementowała utwory sarmatu. Lewiński [88] wypowiedział niegdyś pogląd, że owe przemiany dokonały się w klimacie pustynnym w pliocenie. Turnau-Morawska opierając się na bogatym materiale analiz z prób pobranych ze wszystkich głównych płałów sarmackich wyżyny stwierdza w przeciwieństwie do Lewińskiego, że sylifykacja skał sarmackich, a w tym również tworzenie się charakterystycznych krzemionkowo-żelazistych oolitów, rozpoczęło się jeszcze w wodach morza sarmackiego, u schyłku jego istnienia. Był to proces syngenetyczny, związany już z morską diagenезą skały. Z wyników tej pracy, ważnych dla dalszych rozważań geomorfologicznych, warto przytoczyć następujące momenty:

1. Specyficzne warunki sedymentacji w płytkim, pełnym zatok morzu sarmackim stały się przyczyną tego, że utwory te nie są dzisiaj jednolite w rozciągłości poziomej. Warstwy piasków spojonych substancją krzemienistą tworzą soczewkowate skupienia i kongrecje wśród osadów piaszczysto-wapiennych.

2. Większe ławice piasków o spoiwie kwarcowym powstały blisko brzegu.

3. Zapoczątkowanie zjawisk sylifykacji jest związane z końcową fazą sedymentacji oraz okresem wynurzania się osadu z ustępującego i wysychającego morza. Dokonał się ten proces w warunkach zupełnie suchego klimatu.

Ze stwierdzeń tych wynika, że powierzchnia sarmatu gór stołowych wyżyny jest powierzchnią pierwotną, sedymentacyjną. Uległa ona cementacji u schyłku sarmatu i na początku pliocenu. Ten fakt osłabia bądź też wręcz wyklucza możliwość przyjęcia powierzchni degradacyjnej w poziomie wierzchołków gór stołowych.

Sarmat gór stołowych, wykształcony w facji piaskowców o spoiwie kwarcowym, reprezentuje strefę brzeżną morza sarmackiego. Wynika to również z przytoczonych wyżej (Część pierwsza, rozdział VII) spostrzeżeń paleomorfologicznych, dokonanych w grupie gór stołowych koło Piotrkowa (na S od Lublina). W najbardziej na północ wysuniętych wzniesieniach powierzchnia kontaktowa kredy i sarmatu znajduje się w poziomie 260 m. Ku południowi powierzchnia kredy stopniowo podnosi się, a czapa sarmacka w tym kierunku staje się coraz cieńsza. Na wzniesieniu Boży Dar (307 m n.p.m.), które spośród sarmackich stoliw zajmuje najbardziej południowe położenie, kreda sięga do 295 m n.p.m. Sarmat wy-

klinowuje się tutaj, a dalej na południu koło Giełczwi wznoszą się prawie do 300 m n.p.m., a więc do tej wysokości, poniżej której leży sarmat piotrkowski, nagie, nie pokryte trzeciorzędem garby kredowe. Jest to więc fragment południowego brzegu niecki sarmackiej. Kredowe wzgórza Wierzchowiny Giełczewskiej, zgodnie z wyżej przyjętą tezą, są częścią wypukłości paleogeńskiej.

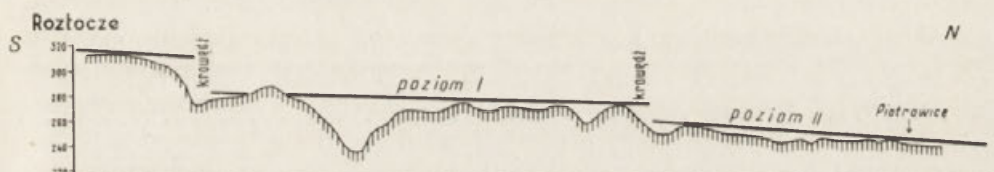
Cementacja utworów sarmackich była niejednolita zarówno w profilach pionowych, jak też poziomych. W ten sposób powstały płyty i soczewki skały dobrze scementowanej i zwartej, otoczonej materiałem bardziej kruchym lub sypkim. Różnice odporności na działanie czynników niszczących występują w utworach sarmackich bardzo wyraźnie i są one, jak to wynika z badań petrograficznych Turna u - M o r a w s k i e j [183], zjawiskiem częściowo pierwotnym, częściowo zaś wtórnym. Należy więc sobie wyobrazić, że cementacja dokonała się w wysychających zatokach morza sarmackiego lub też jeziorach typu szottów pustynnych. Owe formy wklęsłe miały decydujące znaczenie dla lokalizacji przyszłych form wypukłych, a więc gór wyspowych. Dzisiejsza morfologia wyspowa jest pewnego rodzaju odwróceniem rzeźby pierwotnej z okresu cementacji skał. Podobne warunki strukturalne dla rozwoju morfologii gór wyspowych istnieją również w sarmacie Wołynia i Podola, zwłaszcza w okolicy Krzemieńca (J a h n [43]). Stwierdzając powyższą analogię podtrzymuję swój dawny pogląd na rozwój krajobrazu gór wyspowych, oparty na przykładach wołyńskich z tą jednak uwagą, że w świetle nowych obserwacji z Wyżyny Lubelskiej pogląd ten musi być znacznie uzupełniony. Nie sądzę bowiem, że sama odporność skał wyjaśnia sprawę genezy tych form, wchodzi tu bowiem w grę złożony cykl ewolucyjny. Jest to jednakże już cykl pliocencki i będzie omówiony w następnych rozdziałach tej pracy.

SARMACKO-PLIOCENSKIE ZRÓWNANIA, POWSTANIE KRAWĘDZI WYŻYNNYCH I GÓR WYSPOWYCH

Ludomir S a w i c k i [145] wysunął niegdyś zagadnienie „prawierówni środkowo-polskiej“, pod pojęciem której rozumiał rozległą powierzchnię destrukcyjną, ciągnącą się przez wyżyny polskie od Odry po Bug. Powierzchnia ta opada z południa ku północy, „...wywołując tym samym wrażenie jakoby była dalszym ciągiem prawierówni pogórza karpackiego“ — pisze Sawicki. Jej powstanie należy odnieść do okresu karpackich ruchów tortońskich. Młodsze zaburzenia tektoniczne, prawdopodobnie w pliocenie, spowodowały rozbitcie prawierówni na oddzielne „skiby“.

Należy się zastanowić, czy hipoteza Sawickiego, postawiona na podstawie przeglądowych studiów terenowych w dolinie lub też bezpośrednio w sąsiedztwie wyżynnego odcinka doliny Wisły, znajduje potwierdzenie w świetle danych morfologicznych, zebranych z obszaru całej Wyżyny Lubelskiej. Analiza powinna obejmować dwa zagadnienia, a mianowicie: typ, ilość i stan zachowania poziomów morfologicznych wyżyny oraz — stosunek tych poziomów do budowy geologicznej terenu.

Gruntownych materiałów dla rozważania pierwszego problemu dostarczył wycinek wyżyny między Wieprzem a Bystrzycą — ten najmniej rozczłonkowany, zwarty, a przez to najbardziej typowy obszar „wyżynny“ terenu lubelskiego (ryc. 98). Wbrew utartemu pogładowi o istnieniu ciągłości nachylenia powierzchni szczytowej wyżyny stwierdzić należy, że międzyrzecze Wieprz—Bystrzyca ma wyraźnie schodowaty układ zrównań morfologicznych. Pozornie jednolita powierzchnia składa się w rzeczywistości z trzech odrębnych poziomów, rozdzielonych od siebie mniej lub więcej zniszczonymi krawędziami (ryc. 99).



Ryc. 99. Profil morfologiczny działu wodnego między Bystrzycą a Koszarzewką

Graniczne wysokości tych poziomów wynoszą: poziom niski (III) 180—195 m n.p.m., poziom średni (II) 220—250 m n.p.m., poziom wysoki (I) 270—300 m n.p.m. Każdy z owych poziomów można zrekonstruować łącząc płaskie wierzchołki garbów. Cechy morfologicznej ciągłości w obrębie wydzielonych pasów są niewątpliwe. Dowody podano w części pierwszej. Dopiero na granicy poszczególnych poziomów znajdujemy strome stopnie krawędziowe. Krawędź między poziomem niskim a średnim jest mniej wyraźna aniżeli krawędź rozdzielająca poziom średni od wysokiego. Dobite zaakcentowanie tej drugiej formy w terenie wynika jeszcze i z tego faktu, że poziom wysoki wyżyn kończy się ku północy pasem pagórków sarmackich, mających postać stoliw i urywających się stromym zboczem w kierunku poziomu średniego. Poziom wysoki mieści się cały w granicach Wierzchowiny Gielczewskiej, poziom średni i niski tworzy powierzchnię Płaskowyżu Świdnickiego.

Podobna jest sytuacja morfologiczna Wierzchowiny Grabowieckiej oraz przyległych do niej regionów wyżynnych. Wysoki poziom wierzchowiny (I) sięga 280—300 m. Opada on ku północy, lecz trudno wyznaczyć jego

północną granicę, albowiem nie kończy się tak zdecydowaną linią jak wysoki poziom giełczewski. Wierzchołki sarmackich wzgórz wyspowych okolic Chełma przedłużają ów poziom — ich wysokość (270—280 m n.p.m.) jest niewiele mniejsza od kulminacji Wierzchowiny Grabowieckiej. Drugą powierzchnią tego obszaru jest poziom średni 220—250 m n.p.m., będący zrównaniem cokołu kredowego gór wyspowych.

Poza guzami wierzchowin niepodzielnie panuje na wyżynie poziom średni (II) i niski (III), któremu podporządkowane są prawie wszystkie płaskowyże. Ujęcie moje jest po części schematyczne, w dużej mierze spowodowane sugestią mapy hipsometrycznej. Narzuca się jednakże ten obraz swoją regularnością, w czym sędzę kryje się sens genetyczny i wiekowy poziomów. Tak więc począwszy od doliny Bystrzycy Lubelskiej (która tworzy zachodnią granicę wysokiego poziomu wierzchowinowego) opada w kierunku Wisły powierzchnia, dobrze mieszcząca się w granicach wyróżnionego w bezpośrednim sąsiedztwie wierzchowin poziomu średniego (220—250 m n.p.m.). Natomiast nad samą Wisłą, bądź wzdłuż zatok towarzyszących dopływom Wisły, a więc wzdłuż Bystrej, Chodla i Wyżnicy panuje powierzchnia o wysokości około 200 m n.p.m. Przydzielam ją do poziomu niskiego. Znamienne jest to, że urywa się ona nad Wisłą na wysokości około 190 m n.p.m., natomiast w tym poziomie lub nieco poniżej niego są zawieszane doliny brzegu Wisły w obrębie Płaskowyżu Urzędowskiego i Kazimierskiego. Te stare doliny wychodzą w powietrze również ponad krawędzią Kotliny Chodla. Są to te elementy rzeźby, które Ludomir Sawicki [145] wyróżnił tu niegdyś jako formy plioceńskie, nazywając je „poziomem plioceńskim“ (70—90 m ponad dno doliny Wisły), „terasami plioceńskimi“ (40—50 m) lub też „szczątkami opuszczonych den dolinnych“.

Na południe od pasa wierzchowin sytuacja jest stosunkowo prosta. Prześlędzone w terenie i opisane (w pierwszej części pracy) zrównania, które ciągną się w obrębie Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego, należą do poziomu średniego. Są to listwy ściętej kredy, wydłużone zgodnie z biegiem osi padołu. Zarówno wysoki poziom wierzchowin, jak też kopulasta powierzchnia Roztocza i Grzędy Sokalskiej zamykają z obu stron ten charakterystyczny ciąg zrównań średnich padołu i w ten sposób formują wyraźnie krawędzie kotlin padołowych. Dwie kotliny, a więc Zamojska i Hrubieszowsko-tyszowiecka (razem wzięte), są wyżłobione poniżej poziomu średniego, co ujawnia się w tym, że powierzchnia działowa między tymi formami przypada w granicach wymienionego poziomu. Tutaj należą również stare elementy Roztocza, które urywają się i wychodzą w powietrze na krawędzi Kotliny Zamojskiej. Do tego wreszcie systemu zaliczam również listwy denudacyjne najbardziej zachodniej części Kotliny Zamojskiej, czyli tzw. Obniżenia Turobińskiego (dolina Poru).

Na mapie morfologicznej Maruszcza [14] wszystkie owe elementy rzeźby zostały wyróżnione jako niższy i wyższy taras nadzalewowy oraz niższe i wyższe garby kredowe w Padole Zamojskim. Wspomniany autor sugeruje raczej sens erozyjny tych form, według mnie jednakże są to bardzo rozległe elementy wielkiego systemu zrównań denudacyjnych. System ten nie jest zamknięty w padole, jego ujście wiedzie wzdłuż doliny Wieprza, a przede wszystkim wzdłuż doliny Bugu. Przez Płaskowyż Horodelski można znaleźć nawiązania średnich zrównań padołowych z poziomem cokołu gór wyspowych okolic Chełma, aczkolwiek należy zaznaczyć, że obszar ten swoją współczesną hipsometrią nie odzwierciedla w całości starej morfologii. Panuje tu bowiem gruba pokrywa lessu, spod której zaledwie w kilku miejscach wynurzają się guzy kredowe.

Roztocze góruje ponad Padołem Zamojsko-hrubieszowskim oraz ponad wysokim poziomem Wierzchowiny Giełczewskiej i na pozór wydaje się, że jest to kraina morfologicznie zupełnie odrębna. W „Części pierwszej“ wykazano, jak wyraźne są tu cięcia starych zrównań, obrzeżających cały ten wał wyżynny i wnikaających weń głęboko wzdłuż głównych dolin Gorajca i Wieprza. Na plan pierwszy wysuwają się tu dwie powierzchnie degradacyjne, ścinające kredę i trzeciorzęd, a więc starsza na wysokości bezwzględnej 300—320 m oraz młodsza na wysokości 280—290 m. Ponad powierzchnią wyższą wznoszą się wysokie grzbiety Roztocza (kryjące być może jeszcze starsze poziomy zrównań), oraz wyspowe ostańce denudacyjne. Zrównania roztockie opadają na ogół w kierunku północnym, są jakby nachylone ku wyżynie, oraz na zachód, zgodnie z obniżeniem się powierzchni szczytowej grzbietów.

Jest rzeczą interesującą, że najniższa spośród wyróżnionych powierzchni towarzyszy głębokiej dolinie Wieprza, ciągnie się wzdłuż niej aż do północnego brzegu Roztocza. Wydaje się prawdopodobne, chociaż nie jest to pewne, że również bezpośrednio wyższy poziom (300—320 m n.p.m.) opada zgodnie z biegiem dolin skierowanych ku wyżynie, a więc ku północy. Maruszcza [14] wprost określił wyróżnioną tu niższą listwę zrównań jako „taras erozyjny“. Ten fakt pewnej łączności zrównań z liniami dolin ma duże znaczenie dla wyjaśnienia stosunku rzeźby Roztocza do morfologii całej Wyżyny Lubelskiej. Degradacyjny poziom najniższy, którego wysokość koło Zwierzyńca wynosi 280 m n.p.m., odpowiada, moim zdaniem, średniemu poziomowi wyżynnemu. Można śledzić spadek tej powierzchni wzdłuż doliny Wieprza na północ od Zwierzyńca, chociaż jej łączność z poziomami Kotliny Zamojskiej nie jest bezpośrednio widoczna. Różnica wysokości między średnim poziomem padołu a niższym poziomem Roztocza na przestrzeni Zwierzyńca — Kotlina Zamojska wynosi 25 m. Jest to dopuszczalny spadek powierzchni ero-

zyjno-denudacyjnej; tyle samo wynosi różnica wysokości w obrębie współczesnego dna doliny Wieprza w wymienionym odcinku tej doliny.

Bezpośredni stosunek Roztocza do Wierzchowiny Giełczewskiej można śledzić w jednym tylko miejscu, w którym wysokie powierzchnie obu krain stykają się ze sobą. Jest to grzbiet działowy między Bystrzycą Lubelską a Kosarzewką i Porem. Poza tym na granicy obu obszarów są głębokie linie subsekwencji morfologicznej (głównie dolina Poru), zacierające właściwą ich łączność. Otóż w miejscu wskazanym wysoki poziom wierzchowinowy nie przekracza 290 m n.p.m., podczas gdy górna powierzchnia Roztocza wznosi się ponad 300 m n.p.m. Ten 20-metrowy wyraźny stopień świadczy o tym, że nie ma bezpośredniej łączności górnych powierzchni obu krain. Łączność ta została dopiero nawiązana w poziomie średnim.

W syntetycznym więc obrazie całej Wyżyny Lubelskiej wraz z Roztoczem można wydzielić trzy powierzchnie destrukcyjne a mianowicie:

1. Poziom wysoki (I) wierzchowinowy, który zajmuje największą powierzchnię w pasie obu wierzchin, osiągając tu wysokość 280—300 m n.p.m. Do systemu tego zaliczyłbym główną płaszczyznę degradacyjną Roztocza, która podnosi się wzdłuż tego wału z zachodu ku wschodowi, a w obrębie Roztocza Środkowego osiąga już wysokość 320 m n.p.m. Jest to prawdopodobnie powierzchnia tego samego wieku, co poziom górny wierzchin; łączność tych poziomów została w pewnym okresie przerwana.

2. Poziom średni (II) o wysokości przeciętnej 220—250 m n.p.m. Nie jest to krańcowa wysokość tej powierzchni, podnosi się ona na Roztoczu do 280—290 m n.p.m., a przeciętną wartość swego wzniesienia przekracza również w pasie wierzchin. O jedności tej powierzchni decyduje nie jej wysokość, lecz istniejące i możliwe do prześledzenia w terenie nawiązania pomiędzy jej płatami w poszczególnych regionach wyżyny. Jej typową i charakterystyczną cechą jest to, że od wielkich obniżeń śródwyżynnych (dolin, kotlin, padołów) podnosi się ona konsekwentnie ku wyniosłościom wyżynnym, a więc ku nabrzmieniom pasa wierzchin i Roztocza. Jest to więc jak gdyby równia pochyła, która otacza guzy wierzchowinowe i Roztocze.

3. Poziom niski (III) jest dobrze wykształcony tylko na krańcach wyżyny wzdłuż Wisły, nad Kotliną Dorohucką i Dubienki. Jego wzniesienie nie przekracza 200 m n.p.m. Ma on podobne cechy jak poziom średni, tzn. wyraźne nachylenie w kierunku brzeżnych obniżeń otaczających wyżynę.

Ustalenie zasadniczych cech morfologicznych, dotyczących rozmieszczenia i wzajemnego związku powierzchni, które już w poprzedniej części zostały określone jako elementy morfogenezy wyżyny, pozwala teraz

wrócić do przerwanych rozważań nad chronologią zdarzeń morfogenetycznych w trzeciorzędzie.

Zacznę od powierzchni najwyższej (I), która powinna być powierzchnią najstarszą. W określeniu wieku tego poziomu jest pomocny wyżej stwierdzony jego związek z osadami morza sarmackiego. Przypomnę, że powierzchnia tych utworów w pasie gór wyspowych jest ten powierzchnią pierwotną lub bardzo mało zdenudowaną. Dalej, strop sarmatu jest konsekwentnym przedłużeniem poziomu I. Wynika z tego, że poziom morza i jezior sarmackich lub też poziom ich dna stanowiły dolną bazę denudacyjną dla procesów rzeźbotwórczych, działających na pobliskich łądach. Ścięcie denudacyjne łądów było doprowadzone do tej właśnie podstawy. A zatem wysoki poziom wierzchowin jest wieku sarmackiego.

Powierzchnia Wierzchowiny Giełczewskiej przedstawia się jako łagodnie sklepiona kopuła, opadająca we wszystkich kierunkach. Sądzę, że jest to jej cecha pierwotna, aczkolwiek dowody tego, tzn. resztki brzeżnych osadów sarmackich ocalały tylko od strony północnej i zachodniej kopuły. Jej główne rzeki spływają radialnie (Por, Żółkiewka, Giełczew, Czerniejówka, Kosarzewka), należy je uważać za przetrwałe sarmackie linie hydrograficzne. Do tego systemu rzecznoego zaliczyć można również Bystrzycę Lubelską, której dolina powstała wzdłuż linii dawnego brzegu sarmackiego. Widzimy więc z tego, że paleogeńska wyniosłość Wierzchowiny Giełczewskiej odegrała decydującą rolę w morfologicznej i hydrograficznej ewolucji wnętrza wyżyny u schyłku miocenu.

W sferze domysłów raczej niż logicznych wniosków pozostaje sprawa rozwoju rzeźby sarmackiej południowo-wschodniej części wyżyny, gdzie brak na to dostatecznie pewnych dowodów geologicznych i geomorfologicznych. Przedsarmackie zjawiska tektoniki dotyczą południowej części Rostocza i mają znaczenie morfologiczne dla basenu zapadliska chrobackiego. Nie jest więc wykluczone, że rola morfologiczna Rostocza w sarmacie była podobna jak rola Wierzchowiny Giełczewskiej. Rify serpulowe tworzyły się tylko w południowo-zachodniej części wyżyny i w zachodniej części Rostocza, tu więc przypadała strefa brzegowa morza sarmackiego. Podobnie jak w pasie wierzchowin Rostocze Środkowe było zapewne łądem, którego powierzchnia podlegała tej samej degradacji, co wyniosłość wierzchowin. Dlatego najwyższe zrównania Rostocza łącznie nawet z poziomem 320-metrowym jestem skłonny uważać za powierzchnię sarmacką. Dowodem tego wieku jest i to, że wzmiankowany poziom (320 m) jest tak samo i tym samym uskokiem zerwany, co sarmackie serpulowo-mszywiolowe rify Rostocza Zachodniego. Fakt ten zbliża do siebie wiek rify i poziomu, zwłaszcza iż ten ostatni, co jest rzeczą wiadomą, jest na pewno młodszy od osadów tortonu. Sprawę komplikuje brak bezpośredniej łączności tego poziomu z wysokim zrów-

naniem wierzchowin, a więc próg krawędzi Roztocza, który dzieli oba systemy degradacyjne. Musimy się tu uciec do przyjęcia pewnych zmian tektonicznych, posarmackich, które owe różnice morfologiczne spowodowały. Do zagadnienia tego jeszcze powrócę, wyprzedzając jednakże chronologiczny bieg zdarzeń, powołuję się na opisane w „Części pierwszej“ (Roztocze) dowody posarmackiej tektoniki, którą prześledzono na granicy Roztocza i Wierzchowiny Giełczewskiej.

Sarmacka powierzchnia wierzchowin i Roztocza nie jest pod względem morfologicznym jednorodna. Nie można nazwać jej jednolitym i jednoznaczowym poziomem zrównania, jest to bowiem raczej pewien system morfologiczny, składający się z podstawowej, stosunkowo ciągłej powierzchni i wystających ponad nią pagórków denudacyjnych. Ten typ rzeźby cechuje Wierzchowinę Giełczewską, gdzie izolowane pagórki o wysokości około 10 metrów piętrzą się ponad równinami grzbietów wierzchowinowych. Podobna jest sytuacja na Roztoczu. Tu kontrast licznych ostańców denudacyjnych z górną powierzchnią zrównania jest jeszcze bardziej wyraźny. Dodać należy, że owe ostańce, w większości powiązane są z czapami twardych skał trzeciorzędowych. Trafiają się one jednakże i to nie rzadko w obrębie jednorodnej powierzchni opoki kredowej. Dotyczy to zwłaszcza północnej części Roztocza Środkowego. Jeszcze bardziej dziwną rzeczą jest to, że na Wierzchowinie Giełczewskiej pagóry ostańcowe są często zbudowane z miękkich skał danu, podczas gdy zrównana podstawa pagórków wymyta jest w zwięzłej opoce mastrychtu (por. mapę *P o ż a r y s k i e g o* — ryc. 94, str. 259). Całość obserwacji bezwzględnie świadczy o tym, że najwyższe ostańcowe pagórki Roztocza i wierzchowin są formą procesu a nie struktury, aczkolwiek część przykładów może nasuwać przypuszczenia tylko o „twardzielowym“ powstaniu tych elementów rzeźby.

Poziom podstawowy Roztocza, jak wyżej zazaczyłem, znajduje się raczej na brzegu wału, bądź też ciągnie się wzdłuż jego wielkich padołów i dolin. Nieodparcie nasuwa się myśl, iż poziom ten rozwijał się od zewnętrznych krańców ówczesnego ładu ku jego wnętrzu. Najwyższa i największa partia wyniosłości ostatecznie pozostała w środkowej części wału, a więc na jego osi, natomiast wśród brzeżnych powierzchni degradacyjnych przetrwały tylko ostańcowe, często twardzielowe, wzgórza wyspowe. W obrębie wierzchowin sytuacja jest podobna, aczkolwiek ich kulminacje są położone nie w środku guzów wierzchowinowych, lecz na ich krańcach.

Ostaniec Wierzchowiny Giełczewskiej wzgórze Boży Dar (307 m) jest przykładem szczególnie charakterystycznym i ważnym, albowiem wierzchołek jego jest zbudowany z utworów sarmackich. Fakt ten może być dowodem wieku owych epicyklicznych zmian, które doprowadziły do

częściowego zniszczenia górnej (starszej) powierzchni w obrębie poziomu I oraz spowodowały powstanie jego niższej (młodszej) powierzchni okalającej wzgórza wyspowe. Zmiany te były młodsze od dolnego sarmatu, do którego geolodzy (np. K o w a l e w s k i [68], P r ó s z y ń s k i [128]) zaliczają piaskowce, zlepy i oolity krzemionkowe Wyżyny Lubelskiej.

Takiemu ujęciu genezy wierzchowinowej rzeźby nie stoi na przeszkodzie fakt, iż powierzchnia podstawy ostańców jest prawie równoznaczna z powierzchnią bardziej odpornej opoki masystrichtu. Rozległość i stopień urzeźbienia tej powierzchni wyklucza możliwość uznania jej za poziom strukturalny. Zresztą różnica odporności między skałami danu i masystrichtu nie jest tak wielka, aby mogła mieć zasadnicze znaczenie morfologiczne.

Wynika więc z naszych rozważań, że najwyższe spośród obecnie zachowanych na Wyżynie Lubelskiej powierzchni morfogenetycznych pochodzą przede wszystkim z dolnego sarmatu oraz z okresu, który bezpośrednio po nim nastąpił. Było to wynurzenie osadów sarmackich i częściowe, płytkie ich rozcięcie. Jednakże baza denudacyjna nie uległa wówczas większym wahaniom, stąd monotonia rzeźby. Czas działania musiał być stosunkowo długi, skoro doszło do szerokiej planacji morfologicznej oraz do powstania krajobrazu ostańcowego. Ze względu na typ procesów degradacyjnych, ze względu na wsteczne ich działanie, widoczne w postaci przesuwania stoków najstarszych krawędzi ku wnętrzu wyniesień, sądzę, że było to zrównywanie typu pedyplanacyjnego. O tym świadczy również niezależność ostańców od budowy geologicznej a równocześnie ich jednolity styl morfologiczny. Stoki ich są stosunkowo strome i zawsze wklęsłe. Dodać należy, że podobne działanie morfogenetyczne odbyło się w następnym okresie lądowym wyżyny, w pliocenie. Z tego czasu pochodzą formy pedyplanacji bardziej wyraziste, przeto charakterystykę tego typu działań podaję niżej.

Analogiczne powierzchnie zrównań sarmackich mniej lub więcej dopasowanych do starych brzegowisk tego morza znane są z południowo-wschodniej części Wyżyny Kielecko-sandomierskiej. Odwołuję się do opisów L e n c e w i c z a [85], P i e t k i e w i c z a [116] i S a m s o n o w i c z a [142], którzy podali ich charakterystykę. Sytuacja morfologiczna jest tam bardziej prosta i łatwiejsza do odcyfrowania aniżeli na Wyżynie Lubelskiej, gdyż i budowa geologiczna tego obszaru jest lepiej znana. Sarmacka linia brzegowa jest tu ustalona; C z a r n o c k i i S a m s o n o w i c z wyróżnili strefę brzegowych osadów, delty itp. Sądzę, że nie są to — jak niektórzy zresztą przypuszczali — powierzchnie erozyjne.

Drugi z kolei generalny system morfogenetyczny wyżyny, czyli system zrównań średnich (najczęściej wysokość 220—250 m n.p.m.), rozwinął się w poziomie zdecydowanie niższym od poprzedniej powierzchni degrada-

cyjnej, co oczywiście nakazuje szukać tektonicznych przyczyn tego faktu, a więc jakichś ruchów, które objęły wyżynę pod koniec miocenu i na początku pliocenu. Jest możliwe, że już w sarmacie nastąpiło dźwignięcie części naszego obszaru i to w stopniu większym, aniżeli wyżej postulowany ruch, zaznaczony rozcięciem poziomym I. Uwagę taką nasuwa do tychczas należyce pod względem geologicznym nie opracowany sarmat okolic Chełma, skąd jeszcze w r. 1924 K o w a l e w s k i [68] sygnalizował młodszy od piaskowców gór wyspowych poziom sarmatu, wypełniający dolinę Uherki koło Czułczyc. Czyżby już w środkowym sarmacie nastąpiło tak głębokie, bo sięgające ponad 70 m, rozcięcie terenu? Poza tym zresztą przykładem z północnych krańców wyżyny, wewnątrz tego obszaru tak niskiej pozycji utworów sarmackich nigdzie nie stwierdzono.

Są jednakże dowody wypiętrzenia wyżyny już w okresie młodszym od sarmatu. Należy zwrócić uwagę na fakt następujący. Zbocza centralnych wzniesień wyżyny (wierzchowin) tworzą południowe brzegi basenów sarmackich. Profil z okolic Piotrkowa jest tego dowodem. Natomiast nigdzie nie mamy śladów północnych brzegowisk sarmackich. Musiały one leżeć na wysokości równej położeniu brzegów południowych a znajdowały się zapewne na północnych krańcach wyżyny lub też w przyległej południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej. Biorąc pod uwagę południowy profil na linii Lublina, stwierdzamy dzisiaj południowe brzegi morza sarmackiego w okolicy Piotrkowa na wysokości 300 m n.p.m. Ponieważ w miejscu tego profilu, w którym powinny przypadać północne brzegi basenu, nie ma osadu sarmatu a kreda lub oligocen są obniżone do 200 m n.p.m., zatem dziełem posarmackiej erozji i denudacji jest tu zniesienie warstwy co najmniej stumetrowej grubości. Ta cyfra może służyć zarazem jako miara posarmackiego dźwignięcia się Wyżyny Lubelskiej. Ruch ten musiał nastąpić jako warunek wzmocnienia procesów, które zniszczyły północne zbocza wypełnionej osadami sarmatu zakłęśności paleogeńskiej. We wschodniej części wyżyny, w południowym profilu Chełma pozostały bardziej wyraźne ślady tego dźwignięcia wyżyny w postaci konsekwentnego opadania warstw sarmatu ku północy.

W ten sposób za pomocą faktów morfologicznych i geologicznych znajdujemy drugą (obok tortońskiej) młodo-trzeciorzędową fazę tektoniczną wyżyny. Jest ona bezsprzecznie ważniejsza od poprzedniej zarówno pod względem amplitudy ruchu, jak też rozległości objętego ruchem obszaru. Z nią związane jest powstanie Wyżyny Lubelskiej w aktualnych rysach morfologicznych tej krainy. Epoka ruchów przypada po sedymentacji sarmackiej, a nawet już po diagenecie (cementacji) tych utworów. Ten moment nakazuje przesunąć ją co najmniej na początek

pliedzińca, jeśli nie dalej w przód. Odpowiada ona zapewne fazie rodaińskiej w schemacie Stillego.

Wydzwignięta bryła stała się teraz podłożem bardzo osobliwych zmian morfologicznych, które zostały zarejestrowane utworzeniem poziomu średniego (II). Przypominam, że nie jest to powierzchnia ciągłego, jednolitego spadku. Są to jakby płyty lub pasy, okalające wyniosłości wyżynne, a oddzielone od tychże wyniosłości krawędziami. Powierzchnia ta opada skośnie w kierunku wszystkich obniżen, zarówno peryferycznych, na krańcach wyżyny, jak też ku wewnętrznym zakłębłościom kotlin i padolów. Jest to w pełnym tego słowa znaczeniu powierzchnia podstokowa.

Drugą jej cechą jest wyraźnie denudacyjny charakter. Świadczy o tym jej związek z denudacyjnymi lub tektoniczno-denudacyjnymi krawędziami wyżynnymi. Liczne tego dowody zostały dostarczone w opisach regionu Pagórów Chełmskich i krawędzi Wierzchowiny Giełczewskiej w „Części pierwszej“. Poziom średni ścina skały danu i mastrychtu, ścina miękkie margle, kredę piszącą, bardziej odporne opoki i gezy. Stosunek jego do budowy geologicznej podłoża jest jasny, ścina on skały różnego wieku i różnej odporności. W okolicach Lublina i Chełma jest on powierzchnią cokołu, ponad którym wznoszą się góry wyspowe. Ani ocalałe na ich wierzchołkach płyty sarmatu, ani czapy zwężłej opoki mastrychtu nie są istotnym momentem, któremu góry zawdzięczają swoje istnienie. „Wyspowość“ tych form jest niezależna od ich budowy geologicznej, tworzą się one i w materiale miękkim i twardym, i w sytuacji, gdzie materiał twardy jest ponad miękkim, lecz również odwrotnie — są to więc typowe ostańce denudacyjne, których powstanie jest prostą konsekwencją ścinań degradacyjnych, odbywających się przez czas dłuższy w poziomie średnim. Stoki gór wyspowych są różnie nachylone i w tym zaznacza się twardość budujących je skał. Lecz wspólną dla nich cechą jest wklęsłość profilu, wyraźne odcinanie się stoku od powierzchni podstokowej. Są to znamiona ich wstecznego rozwoju morfologicznego.

Poziom średni wyżyny jest zatem powierzchnią degradacyjną, powstałą drogą pedyplanacji. Niesposób inną koncepcją wyjaśnić tego typu powierzchni i wzgórz ostańcowych. Uderza łagodne, lecz konsekwentne nachylenie poziomu, bardzo zbliżone do minimalnych spadków denudacyjnej transportacji. Spadki te wiodą zawsze w kierunku starych obniżen paleogeńskich, peryferycznych (wschodnia część Niziny Mazowieckopodlaskiej) lub wewnętrznych (Padół Zamojsko-hrubieszowski). Stąd wniosek, że pierwotne linie rozcięć erozyjnych, powstałych w czasie pliedzińskiego (posarmackiego) wyniesienia samego obszaru, przypadały prawdopodobnie w miejscach paleomorfologicznie uprzywilejowanych. Tu były pierwsze krawędzie, które rozwinęły się wstecznie, a śladem przesunięcia był pedyment.

O denudacyjnej, a nie erozyjnej genezie poziomu średniego oraz krawędzi, która ten poziom oddziela od bezpośrednio wyższej powierzchni wyżynnego zrównania, świadczy stosunek tych form do dolin erozyjnych. Doliny te rozcinają poziom średni w sposób ostry, między zrównaną powierzchnią a rynną doliny istnieje wyraźne załamanie. Przykładem są doliny Płaskowyżu Świdnickiego, a więc Bystrzycy Lubelskiej, Czarniejówki i Giełczwi, a także doliny Pagórów Chełmskich, na przykład Uherki. Doliny rozcinają krawędź na niewielkiej stosunkowo przestrzeni, nie cofają jej frontalnie, lecz rozbijają jej jedność. Doliny erozyjne są w tym zespole form elementem obcym. Niektóre z nich mają wprawdzie stare założenia w obrębie szerokich niecek denudacyjnych (jak np. Czarniejówka koło Piotrkowa), lecz można i tu oddzielić wąską rynną erozyjną od znacznie większej formy denudacyjnej poszerzonej pedymentem, równomiernie po obu stronach nachylonym. W strefie krawędziowej Wierzchowiny Giełczewskiej i Płaskowyżu Świdnickiego wyróżniono dwa typy dolin denudacyjnych, a więc doliny z dnem wyłącznie denudacyjnym oraz z dnem denudacyjnym rozciętym formą erozyjną. Ten drugi typ jest właśnie przykładem niewielkiego działania procesów erozji w obrębie poziomu średniego i krawędzi. Są to zresztą zdarzenia młodsze od fazy działania denudacyjnego, w czasie której na ogromną skalę tworzyły się formy pedyplanacyjne. Do sprawy erozyjnego odmłodzenia rzeźby wyżynnej w pliocenie jeszcze powrócę.

Analiza morfologiczna prowadzi do wniosku, że zrównania wyżynne a przede wszystkim jej poziom średni powstawały w warunkach klimatycznych zgoła różnych od współczesnych. Ten zespół form wymaga następujących warunków rozwoju: powierzchnia nie chroniona przez roślinność lub pokryta roślinnością jedynie w pewnej porze roku, intensywnie działające wietrzenie zwłaszcza mechaniczne, opad niewielki, lecz dostatecznie duży i dostatecznie skoncentrowany, żeby mógł spłukać i usunąć produkty wietrzenia. To są warunki klimatu półsuchego, stepów, sawann lub zanikających pustyń — warunki termicznych i opadowych zmian typu kontynentalnego. Jest rzeczą obojętną ogólna suma ciepłoty, ważny jest ruch temperatury, jej skoki i dobowe wahania, które przyczyniają się do wietrzenia mechanicznego. Ten ustrój klimatyczny, który sprzyja rozwojowi stoków i ich szybkiemu cofaniu się, wielkim ruchom mas zwietrzelinowych i zmywom powierzchniowym, jest w swoim oddziaływaniu morfologicznym zbyt dobrze dzisiaj znany*, aby mu w tym miejscu więcej uwagi poświęcać. Nie ulega wątpliwości, że typowy obraz

* Literatura podręcznikowa, jak Cotton [15], King [59] lub Sobolew [162], szereg bardziej znanych prac z obcych czasopism, jak artykuły Howarda [42], Kinga [60], Jessena [55] a w polskim piśmiennictwie Dylika [25], Galona [34] i autora [53], referuje należycie istotę procesów pedyplanacji.

morfologiczny Wyżyny Lubelskiej, z lekko nachylonymi szerokimi powierzchniami zrównań, ze strefami krajobrazu wzgórz wyspowych zawdzięcza swoje powstanie wielkim fazom klimatu półsuchego sprzyjającego pedyplanacji morfologicznej. Jest sprawą ważną, kiedy ten okres panował w pliocenie wyżyny i czy są jego potwierdzenia w innych faktach, poza przytoczonymi tu dowodami geomorfologicznymi.

Dzisiaj utwierdza się przekonanie, że pliocen, ten przedostatni, trwający około 8 mln lat okres dziejów ziemi był okresem wielkich zmian klimatycznych. Następowaly po sobie fazy klimatów wilgotnych i suchych — ciepłych i chłodnych — a głośna niegdyś koncepcja Becka [3] umieszcza w tym okresie dwa odrębne zlodowacenia. O pustynnym lub prawie pustynnym klimacie Polski w pliocenie pisali Lewiński [88] i Sujkowski [167]. Pierwszy z nich wysunął koncepcję, według której ily poznańskie, ten utwór wielkiego jeziora, obejmującego w pliocenie prawie całą północną Polskę, powstał jako osad, przyniesiony z wyżyn polskich. Działo się to w tym czasie, gdy wyżyny podlegały działaniu bardzo silnego wietrzenia pustynnego. Autor ów pisze o wietrzeniu mechanicznym i chemicznym, o tworzeniu się gruzów, o uruchomieniu krzemionki i tworzeniu się koloidów. Jednakże nie precyzuje on należycie swego poglądu, nie wyjaśnia więc, w jaki sposób materiał wietrzelin mógł być transportowany na wielką odległość, nie wyjaśnia jakie zmiany morfologiczne towarzyszyły transportowi i sedymentacji, a wreszcie nie określa również, w jakiej części długiego okresu plioceńskiego owe procesy należy umieścić.

Lewiński oraz Sujkowski widzieli jeden wielki okres gorącego i suchego klimatu, nie rozróżniali sarmackiej i późno-sarmackiej fazy pustynnej, która stworzyła chemizm erozyjnie jeszcze nierozciętych osadów sarmackich (na co zresztą uwagę zwróciła dopiero Turna-Morawska [183]), od niewątpliwie zupełnie odrębnej fazy klimatu, moim zdaniem, raczej półsuchego, który nastąpił po dźwignięciu się wyżyny. Ten drugi okres był morfologicznie i sedymentacyjnie ważniejszy od pierwszego, z nim można związać te ogromne masy materiału w postaci iłów, mułów i kwarcowych piasków, które pokrywają północną a częściowo i środkową Polskę. Gdybyśmy postawili znak równości między tą ilością materiału złożonego w jeziorze nizin polskich, a wielkością odbywającej się równocześnie degradacji morfologicznej na wyżynach, wówczas intensywność i rozległość tychże działań denudacyjnych przedstawiłaby się nam imponująco. Dlatego sądzę, że wielkie formy zniszczeń Wyżyny Lubelskiej, a więc cięcia poziomów na przestrzeni wielu kilometrów, cofnięte krawędzie i poszerzone doliny mają swoje osady korelacyjne w postaci plioceńskich utworów północnej Polski.

Nie jest jednakże sprawą pewną, a więc na przykład geologicznie

udowodnioną, czy ów znak równości możemy postawić między wprawdzie uzupełniającymi się wzajemnie, lecz w ogóle nie datowanymi zjawiskami wyżyn i nizin. Pliocen Niżu Polskiego nie posiada typowej i przewodniej fauny oraz flory. Podobnie zresztą przedstawia się sprawa poza granicami Polski, gdzie również klimat pliocenu nie jest dostatecznie znany. Jessen [55] w znanej syntezie paleomorfologicznej środkowej Europy z r. 1938, wypracowanej pod kątem widzenia morfologii klimatycznej, wyjaśnia krajobraz zrównań i gór wyspowych tego obszaru działaniem procesów klimatu półsuchego głównie w okresie starszego trzeciorzędu. Autor ten dodaje: „W jakim stopniu stosunki klimatyczne jeszcze w górnym miocenie i w dolnym pliocenie tym (przemianom morfologicznym — uzupełnienie autora) sprzyjały, nie decyduję się rozstrzygnąć“. Nie znajdujemy więc u Jessena danych, które by pozwalały wyjaśnić wiek lubelskiego krajobrazu wzgórz wyspowych. Nie można go bowiem wiązać, z żadną fazą gorąco-półsuchą tego autora, gdyż jest to krajobraz posarmacki.

Zagadnienie klimatyczno-morfologicznej roli pliocenu można dzisiaj znacznie dalej posunąć dzięki pracom Szafera [171] nad pliocenem Karpat. Na podstawie analizy flory zawartej w osadach jeziornych, wypełniających Kotlinę Nowotarską w okolicy Czorsztyna, wspomniany badacz dzieli pliocen Karpat na trzy piętra — dolny z klimatem ciepłym i wilgotnym, środkowy (pre-Günz) z klimatem chłodnym, umiarkowanym, oraz górny z klimatem ciepłym w optimum kontynentalnym. O tej ostatniej fazie, górno-plioceńskiej Szafer pisze ([171] — str. 115):

„Przyjmując, że w okolicy Czorsztyna, a tym samym prawdopodobnie w Karpatach Zachodnich w górnym pliocenie, klimat był podobny do tego, jaki obecnie charakteryzuje podnóże północnego Kaukazu, musimy w następstwie przyjąć jednocześnie, iż na północ od Karpat, na wyżynach i nizinach przylegających do nich, panował klimat jeszcze suchszy, zbliżający się do stepowego“.

A zatem sprzyjające pedyplanacyjnej denudacji warunki klimatyczne istniały dopiero w górnym pliocenie. Stwierdzenie to nie zmienia, a raczej uzupełnia przyjęty wyżej system plioceńskich zmian morfologicznych na Wyżynie Lubelskiej. W tym systemie nie był na razie ściślej ujęty ten odcinek czasowy, w którym istniał posarmacki, morfologicznie niezwykle ważny ruch, wypiętrzający wyżynę. Określiliśmy tylko, że dźwignięcie to przypadało już po lądowej diagenecie utworów sarmatu. W nawiązaniu do pliocenu Czorsztyna ruch ów należy umieścić w dolnym pliocenie. Początkowo miała miejsce głęboka erozja, po czym w stepowym, górno-plioceńskim klimacie działała potężna planacja boczna, przemodelująca północną część wyżyny na krajobraz rozległych pedymentów i gór wyspowych. Brak lasu ułatwiał i potęgował ów proces

niszczenia. Po łagodnie nachylonej powierzchni poziomu średniego odbywał się szeroki transport zmywny z krawędzi wyżyny i gór wyspowych. Piaszczysto-pylasty i drobno-zawiesinowy materiał był splukiwany przez skoncentrowane w jednej porze roku wody opadowe. Tą drogą przedostawał się on do głównych rzek, a za ich pośrednictwem do jeziorzysk północnej Polski; tu powstały znane nam osady korelacyjne.

Wnioski wyprowadzone z analizy pliocenńskiej rzeźby wyżyny znalazły potwierdzenie w faktach geologicznych (osady korelacyjne) i paleobotanicznych (flora Czorsztyna). Pliocenska pustynia, step lub sawanna, której wpływów morfologicznych doszukujemy się na wyżynie, przestaje być rzeczą dalekiego domysłu. Staje się faktem bardzo prawdopodobnym, bo wizję tę zbliżają ku nam wyniki niezależnych od siebie i różnymi metodami przeprowadzonych badań. Wrażenie „morfologicznej“ z dawna przetrwałej pustyni, któremu w terenie tak łatwo ulegamy, patrząc na samotnie piętrzące się pagóry okolic Chełma i Piotrkowa, ma więc swój głęboki sens genetyczny. Zarówno suchy, gorący okres u schyłku sarmatu, jak też stepowa faza górnego pliocenu zaznaczyły się dobitnie w morfologii wyżyny. Stworzyły one warunki powstania dwu głównych powierzchni wyżynnych, wysokiego poziomu Roztocza i wierzchoin oraz średniego poziomu wyżynnego. Dzieli je od siebie czas klimatu ciepłego, lecz silnie wilgotnego, który panował wówczas, gdy wyżyna była równocześnie nawiedzana przez ruchy tektoniczne.

WYŻYNA LUBELSKA W PRZEDEDNIU EPOKI LODOWEJ

Utwory preglacjalne wyżyny. Zanim przejdę do analizy rzeźby wyżyny u schyłku pliocenu uważam za konieczne podać naprzód charakterystykę tzw. preglacjalnych utworów tego obszaru. Ich pozycja w historii zdarzeń geomorfologicznych wyżyny jest przez to ważna, iż dzięki nim możemy uchwycić jedyny zresztą etap sedymentacyjny na wyżynie, między niewątpliwym mioceniem a niewątpliwym plejstocenem. Jest to więc punkt odniesienia istotny w dyskusji chronologicznej faktów geologicznych i morfologicznych.

O utworach preglacjalnych Wyżyny Lubelskiej pisali już K r i s z t a f o w i c z [76] i L e w i ń s k i [87]. Kilka nowych stanowisk tychże utworów, znalezionych przeze mnie po wojnie, dostarczyło materiału dla rozprawy, w której T u r n a u - M o r a w s k a [45] dała pełną charakterystykę petrograficzną żwirów i piasków preglacjalnych wyżyny. Gdy do tego dodamy owe stanowiska preglacjalne, które opisali z bezpośredniego sąsiedztwa wyżyny S a m s o n o w i c z [142], R ü h l e [138], P r ó s z y ń s k i [128], okaże się, że istnieją dość bogate dane dla rozważań warunków sedymentacji oraz morfologii preglacjalnej Wyżyny Lubelskiej.

Za utwory preglacjalne wyżyny uważam osady lądowe, żwiry, piaski i muły, występujące bezpośrednio poniżej najstarszego plejstocenu i nie zawierające północnych skał krystalicznych. Oznaczenie to nie jest ścisłe, gdyż brak nam bliższych kryteriów dla określenia granic wiekowych serii preglacjalnych (zwłaszcza dolnej). Niektóre z owych utworów należą zapewne do młodo-trzeciorzędowych (pliocen) osadów. W preglacjale wyżyny często znajduje się gruz lub otoczaki skał sarmackich, co w każdym razie wskazuje na to, że owe utwory są młodsze od sarmatu.

W poniższej tabeli zestawiono znane dotychczas stanowiska preglacjału na Wyżynie Lubelskiej lub w obszarach z nią sąsiadujących. Są to przeważnie żwiry, rzadziej piaski i mułki. Szczegółową analizę petrograficzną materiału niektórych z tych stanowisk podano już wcześniej.

Tabela I

Preglacjał na Wyżynie Lubelskiej i w jej bezpośrednim sąsiedztwie

Nr	Miejscowość	Charakterystyka petrograficzna	Wysokość w metrach		Autor
			bez-względna	ponad dno doliny	
1.	Okół	Żwir (kwarcce, rogowce, materiał karpacki)	157	19	Požaryska [121]
2.	Pętkowice	Piaski i otoczaki (materiał świętokrzyski)	—	—	Požaryska [121]
3.	Zawichost	Żwir (materiał karpacki, menility)	153	18	Samsonowicz [142]
4.	Gałkowice	„ „ „ „	160	23	Samsonowicz [142]
5.	Puławy	Krzemienie (otoczaki?)	154	40	Siemiradzki [157]
6.	Ciecierzyn	Brak danych	170	0	Siemiradzki i Zych [159]
7.	Wrotków	Mułki, ility, żwiry kredowe?	172	10-25 poniżej dna doliny	Lewiński [87]
8.	Sułów	Żwir (materiał miejscowy i karpacki, menility)	240	15	Mojski
9.	Bychawa	Żwir (materiał miejscowy, krzemienie i rogowce)	220	dno doliny	Jahn

Nr	Miejscowość	Charakterystyka petrograficzna	Wysokość w metrach		Autor
			bez-względna	ponad dno doliny	
10.	Koszarzew	Żwir (krzemienie, rogowce)	240	dno doliny	Jahn
11.	Krzczonów	Żwir (krzemienie, rogowce)	242	17	Jahn
12.	Krowica	Żwir, głązy sarmackie	197	17	Jahn
13.	Chełm	Żwir (krzemienie, rogowce)	200	20	Jahn
14.	Zadębcze	Otoczaki krzemieni i kwarcu, muł	195	20	Prószyński [128]
15.	Hołubie	Żwir (materiał skał tortońskich)	210	28	Mojski

Przeważają w nich miejscowe skały kredowe i trzeciorzędowe. Najbardziej interesujące, a zarazem zagadkowe są czarne, płaskie otoczaki krzemienne, kwarcytowe i rogowcowe, których skał macierzystych należy szukać daleko poza wyżyną, bądź na wschodzie, bądź też na południu, bądź też głęboko pod powierzchnią wyżyny.

Żwirowiska preglacjalne występują w różnym położeniu, przede wszystkim jednakże na zboczach i dnach dolin. Nie znajdowałem tych utworów na grzbietach i szerokich zrównaniach wierzchwinowych wyżyny, co można tłumaczyć niedostateczną ilością dobrych odkrywek w tym położeniu, chociaż nie da się również wykluczyć ewentualności, że grzbietowe żwiry preglacjalne silniej narażone na niszczenie, nie zachowały się do dzisiaj w ogóle. W każdym razie żwirowiska owe mają często charakter utworów rezydualnych, ocalałych w zacisznym położeniu. Znajdują się one przeważnie w małych dolinkach drugo- lub trzeciorzędnych dopływów Wisły, Bugu lub Wieprza (np. żwiry Bychawy). Ponieważ w dorzeczu tych dolinek macierzyste skały, z których pochodzą żwiry, nie występują, a dolinki owe nie mają innego połączenia z obszarami poza wyżyną jak tylko poprzez wysokie grzbiety wyżyny, przeto przypuszczać należy, że:

1. Żwiry preglacjalne znajdują się na wtórnym złożu.
2. Egzotyczne żwiry, jak rogowce, są dowodem pośrednich lub bezpośrednio związków hydrograficznych wyżyny z tymi obszarami, w których występują skały macierzyste żwirów.

Wniosek drugi wymaga pewnych wyjaśnień. Tak odporne skały jak kwarcyty lub rogowce mogą być wielokrotnie przeławiczone. Stąd też możemy mówić przede wszystkim o ich pośrednim znaczeniu jako wskaźnika kierunku hydrograficznego. Pozycja żwirów w złożu ostatniego rzędu pozwala wykryć kierunki hydrograficzne tylko w nawiązaniu do położenia tychże żwirów w złożu przedostatniego rzędu — a nie w stosunku do skał macierzystych.

Niektóre cechy petrograficzne egzotycznych żwirów preglacjalnych Wyżyny Lubelskiej wskazują na ich dalekie pochodzenie, bądź to ze wschodu (materiał wołyński, wałdajski), bądź też z południa (materiał karpacki i prakarpacki). Jeżeli przedostały się one na wyżynę za pośrednictwem lądowego systemu hydrograficznego, to system ów składał się z rzek płynących ze wschodu i południa i to jeszcze przed wypiętrzaniem wyżyny. Inna alternatywa każe przyjąć pośrednictwo morskich basenów trzeciorzędowych (przede wszystkim miocenijskich) w sedymentacji żwirów. Fakt ten nie zmienia roli żwirów jako wskaźnika hydrograficznej orientacji kierunkowej, bowiem ich osadzanie odbywało się w strefie przybrzeżnej mórz w formie delt. Materiał delty wskazuje na położenie i ogólny kierunek rzeki, która sypie deltę*.

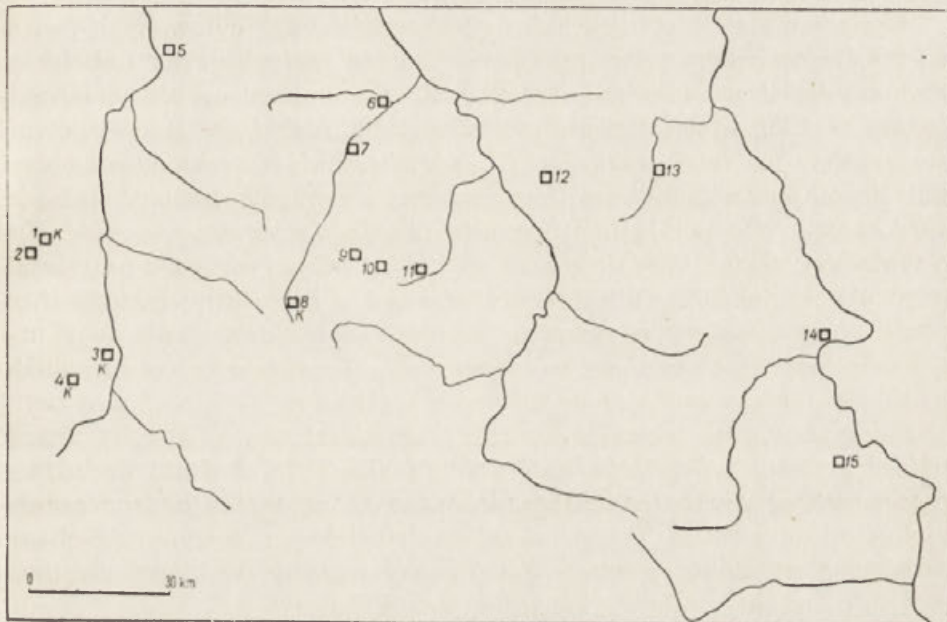
Skłaniam się do wniosku, że żwiry preglacjalne Wyżyny Lubelskiej pochodzą raczej z rozmycia osadów trzeciorzędowych, w pewnej mierze oligocenijskich, głównie jednakże tortońskich i sarmackich. Ta hipoteza wydaje mi się bardziej słuszna aniżeli przypuszczenie o wyłącznie lądowo-rzeczynnym pochodzeniu żwirów. Za nią bowiem przemawiają dwa argumenty: po pierwsze — osady tortońskie Wołynia, Rostocza i Podola zawierają *in situ* otoczaki o podobnym wyglądzie i składzie (Malicki i Jahn [95]), po drugie — preglacjalne żwiry lubelskie są z reguły płaskie, posiadają charakter typowych, plażowych żwirów morskich (zwłaszcza materiał żwirowisk okolic Chełma i Krzczonowa).

Przyjmując taką tezę wyjaśniamy rezydualny charakter żwirowisk oraz ich położenie znamienne różną wysokością bezwzględną i względną. Tak pojęte żwirowiska niewiele nam mówią o zasypywaniu dolin i preglacjalnych poziomach akumulacyjnych. Oczywiście uwaga ta nie dotyczy żwirowisk, w których można rozpoznać wyraźne warstwowanie, jak na przykład w żwirowisku w Bychawie.

Żwiry preglacjalne Wyżyny Lubelskiej wykazują pewną zmienność regionalną. Stanowiska wschodnie mają otoczaki na ogół większe aniżeli żwirowiska zachodniej części. Fakt ten stoi w zgodzie z postulowanym przez Samsonowicza wołyńskim pochodzeniem naszych krzemieni

* Na Wyżynie Kielecko-sandomierskiej jest sarmacka delta Praopatówki, o której pisze Samsonowicz [142].

i rogowców. Z drugiej strony mamy w żwirowiskach niewątpliwie karpaccki materiał, jakim są kostkowe menility, znalezione w Sułowie nad Bystrzycą. Menility występują również w materiale preglacjalnym Gałkowiec, Zawichosta (S a m s o n o w i c z [142]) i Okoła nad Kamienną (P o ż a r y s k a [121]). Z rozmieszczenia tych stanowisk (ryc. 100) widać, że „menilitowy“ preglacjal towarzyszy dolinie Wisły. Na fakt ten zwrócił



Ryc. 100. Stanowiska preglacjalna na wyżynie według numeracji porządkowej tabeli I; K — materiał karpaccki w żwirowisku

niegdyś uwagę L e w i ń s k i [88], stwierdzając menility w preglacjale okolic Warszawy, a nie znajdując ich natomiast poza pasem wiślanym, na przykład w preglacjale Piotrkowa lub Łukowa. Badacz ten stworzył pojęcie tzw. „preglacjalnej doliny Wisły“, w której Prawiśła usypała wielki stożek żwirowy, sięgający od Karpat po Warszawę.

Koncepcja L e w i ń s k i e g o może być uznana za słuszną, pod warunkiem, który postawił już Ludwik S a w i c k i [150], tzn. przyjąwszy, że karpaccki materiał preglacjalny jest na wtórnym złożu i pochodzi zapewne z sarmatu. Byłoby to zgodne z wynikami badań żwirowisk preglacjalnych Wyżyny Lubelskiej. Poważnym argumentem jest również stwierdzone przez K o w a l e w s k i e g o [70] występowanie skał karpacckich w utworach sarmatu w okolicy Pińczowa. Nie ulega wątpliwości, że obniżenie doliny Wisły istniało już przed sarmatem, a w tym obniże-

niu powstała szeroka delta z materiałem karpackim sięgająca na wschodzie poza dział Wisła—Wieprz aż po źródła Bystrzycy Lubelskiej. Posarmacka Wisła, wcinając się w sarmackie podłoże i niszcząc je, rozwlekła daleko odporne i twarde menility. Znajdujemy je dzisiaj w dolinie Wisły w Warszawie nie tylko w nawierconej na głębokości 30 m serii preglacjalnej, lecz również w materiale tarasów plejstocen-
skich oraz piaskach współczesnego dna doliny.

Opierając się na różnicy składu petrograficznego cytowanych żyrowisk możemy mówić o dwu preglacjalnych regionach Wyżyny Lubelskiej. Region zachodni, związany z preglacjalnym obniżeniem Wisły, posiada oprócz skał lokalnych niewątpliwie materiał karpacki oraz mniej pewnie stwierdzony materiał prakarpacki i świętokrzyski. Ku wschodowi obszar ten sięga, jak wspomniałem, w dorzecze Bystrzycy. Region wschodni w dorzeczu Wieprza i Bugu cechuje przede wszystkim obecność skał o typie wołyńskim. Wydaje się, że odmienny skład żyrowisk preglacjalnych obu regionów wynika głównie z różnicy kierunków hydrograficznych, które tworzyły na wyżynie trzeciorzędowe delty bądź to z materiałem karpackim, bądź też wołyńskim. Nie mniej ważny jest tu jednakże i drugi fakt, wskazujący na różny wiek delt, z których pochodzą żwiry obu regionów. Preglacja „karpacki“ zachodniej części wyżyny wiązać należy z utworami sarmatu, natomiast preglacja „wołyński“ wschodniej części wyżyny pochodzi raczej z tortonu. Ten regionalny podział preglacjału stoi w zgodzie z podziałem morfologicznym wyżyny. Wschodni preglacjał występuje bowiem w tej części wyżyny, w której dominuje wołyński, równoleżnikowy kierunek morfologiczny.

Rzeźba Wyżyny Lubelskiej w zasadniczych rysach a nawet w szczegółach była gotowa już przed najstarszym zlodowaceniem wyżyny. Teza ta nie jest trudna do udowodnienia, albowiem mamy tu mnóstwo przykładów dolin zarówno dużych, jak też małych, których dna i zbocza są pokryte osadami plejstocenu. Można nawet rozszerzyć ten sąd, przyjmując, że współczesna morfologia wyżyny z jej głębokim rozdolinieniem istniała już zanim doszło do akumulacji żwirów preglacjalnych. Utwory te bowiem, jak na przykład koło Bychawy w dolinie Kosarzewki lub koło Lublina w dolinie Bystrzycy (L e w i ń s k i [87]), wypełniają stare rynny kredowe, ciągnące się w linii dzisiejszych dolin.

Przedczwartorzędowy krajobraz wyżyny odznaczał się dużymi wysokościami względnymi. Kontrast między wierzchowiną a głębokimi dolinami był wówczas niewątpliwie silniejszy aniżeli dzisiaj. Rzeźba była więc żywsza a zbocza bardziej strome. Wiercenia w dolinie Wieprza na południe od Krasnegostawu stwierdziły kredę dopiero na głębokości 50 m poniżej dzisiejszego dna doliny. O tę wartość preglacjalną dolina Wieprza była głębsza od doliny współczesnej. Pionowa rozpiętość między

dnem doliny a krawędzią wierzchowinową pod Krasnymstawem wynosiła wówczas 120 m, gdy dzisiaj różnica ta wynosi tu tylko 70 m. Tę głęboką preglacjalną dolinę Wieprza można śledzić dalej na południe koło Szczepieszyna, a nawet w głębi Roztocza, koło Zwierzyńca, gdzie wiercenia studzienne osiągnęły kredę dopiero na głębokości 45 do 55 m. Również głębokie są rynny, ukryte pod dnem doliny Gorajca i Sołokiji.

Podobnie przedstawiają się stosunki w dolinie Huczwy i Bugu, które są ponad 30 m głębokie oraz w dolinie Bystrzycy pod Lublinem, gdzie kredę nawiercono na głębokości około 25 m poniżej dna doliny (Lewiński [87]). Preglacjalna dolina Uherki pod Chełmem była płytsza, gdyż dno jej przypada 10—15 m poniżej aktualnego poziomu dna doliny. Średnio wzięwszy można przyjąć, że preglacjalne doliny wyżyny były prawie dwukrotnie głębsze od dolin współczesnych.

Granica pliocenu i plejstocenu na wyżynie. Po tych wyjaśnieniach dotyczących charakteru utworów preglacjalnych, ich stosunków stratygraficznych i paleogeograficznych, wrócimy do historii rozwoju rzeźby Wyżyny Lubelskiej, historii przerwanej stwierdzeniem górno-pliocenijskiej fazy pediplanacyjnej. Ten etap ewolucji zakończył się powstaniem poziomu średniego, którego wysokość bezwzględna na wyżynie (poza Roztoczem) waha się najczęściej w granicach 220—250 m. Jest to powierzchnia wzniesiona 20—50 m ponad współczesne dna dolin (na Roztoczu nawet wyżej). Na głębokości kilkadziesiątu metrów poniżej dna dolinnych występują rynny preglacjalne. Ich wcięcia sięgają w głąb do 130—150 m n.p.m., tzn. różnica wysokości między poziomem średnim a dnem rynien preglacjalnych maksymalnie przekracza 100 m, najczęściej waha się w granicach od 50 do 100 m. Między pediplaną poziomu średniego a tymi rynnami nie ma przejść, są to więc formy erozyjne, ostro wcięte w zrównaną powierzchnię. Różnica jest zaznaczona stromym zboczem dolin, ponad którymi poziom średni jest zawsze jakby zawieszony kilkadziesiąt metrów powyżej kopalnego dna dolin. Rynny erozyjne występują w obrębie szerokich zatok krawędzi piotrkowskiej. Taka jest dolina Czarniejówki, wgłębiona w powierzchnie pedymentalne, tworząc po obu stronach jakby szerokie barki dolinne. Tak samo jest zawieszona powierzchnia cokołu kredowego Pagórów Chełmskich ponad doliną Uherki. Liczne są przykłady tego typu znad Wieprza i Bystrzycy, a wreszcie dolina Wisły jest taką rynną, ponad którą urywają się powierzchnie poziomu średniego.

Z powyższych obserwacji wynika, że cykl pediplanacyjny poziomu średniego, będący cyklem w całym tego słowa znaczeniu denudacyjnym i to denudacji klimatu półsuchego, został dość gwałtownie przerwany wzmoczoną działalnością erozyjną rzek wyżynnych. Nastąpiła zmiana wektora niszczenia, w miejsce poziomej planacji, rozszerzającej formy

wklęsłe, pojawił się cykl erozyjny, o składowej wybitnie pionowej, cykl działania w głąb.

Jakie były przyczyny tej zmiany, tektonika czy klimat? Rozstrzygnięcie wątpliwości jest trudne, gdyż są dane przemawiające za obu czynnikami. Odstęp pionowy pomiędzy poziomem średnim a dnem rynien preglacjalnych na ogół zmniejsza się od wnętrza ku brzegom wyżyny. Poziom średni opada z nieco większym nachyleniem aniżeli dna tych na poły kopalnych dolin. Spadek dna podczwartorzędowych dolin odpowiada prawie dokładnie spadkowi współczesnych den dolinnych. Tak więc głębokość tej rynny w dolinie Wieprza pod Krasnymstawem i Lubartowem jest ta sama (50 m). Jednocześnie wysokość poziomu średniego od Krasnegostawu po zewnętrzne krańce Płaskowyżu Świdnickiego (gdźyż po Lubartów już on nie sięga) zmniejsza się w znacznie większych granicach. To rosnące ku środkowi wyżyny pogłębienie erozyjne można dwojako interpretować:

1. Tektoniczne wypiętrzenie wyżyny już po utworzeniu się poziomu średniego i to w sposób wskazujący na silniejsze podniesienie części południowej naszego obszaru.

2. Wzmoczona działalność rzek przez zwiększenie się masy wód.

Druga ewentualność wydaje mi się bardzo możliwa i prawdopodobna. Należy pamiętać, że wyjściowy profil pedymentu miał nachylenie jednolite — była to bardzo łagodnie, prawie z niezmiennym spadkiem opadająca równia pochyła. Nie podobna sobie wyobrazić, aby rzeka, która poczęła płynąć po tej równi, a miała dostateczną siłę żłobienia dla wgłębnego rozwoju profilu, naśladowała dawny, denudacyjny profil równi. Pogłębienie doliny musiało doprowadzić do typowej krzywej erozyjnej, a więc krzywej wklęsłej, kształtem coraz bardziej oddalającej się od zawieszanej nad nią równi pedymentu. Nie ulega wątpliwości, że równoczesne podniesienie całego obszaru bardzo sprzyjało tym przeobrażeniom, lecz zmiana typu działania niszczącego wody, od powierzchniowego do denudacyjnego, zdolna już była wprowadzić znaczne odchylenie profilu rzeki od profilu pedymentu.

Klimatyczne ożywienie erozji rzecznej pod koniec pliocenu, a przed nastaniem epoki lodowej zostało zanotowane w osadach czorsztyńskiego jeziora plioceńskiego oraz w jego florze, a więc w tym kluczowym profilu schyłku trzeciorzędu w Polsce, na który wyżej już się powoływałem. Osady te reprezentują w zasadzie serię ciągłą, nie przerwana na granicy pliocenu i plejstocenu żadną powierzchnią erozyjną. W profilu Mizernej pojawiają się w tym położeniu żwiry i piaski. S z a f e r [171] słusznie uważa je za osad korelacyjny, odpowiadający wzmoczonej erozji na brzegu basenu. Jest to więc faza wilgotna, jak na to wskazuje zawarta w tych osadach flora chłodna. Wspomniany autor pisze ([171] — str. 116):

„Zwiększenie się w tym czasie opadów atmosferycznych nie ulega wątpliwości, gdyż wynika to jasno z raptownej zmiany charakteru osadów górno-plioceńskich (Mizerna II) z osadami plejstoceniowymi“. Żwiry Mizernej uważa Szafer już za najstarszy glacjał (w sensie klimatycznym), którym jest Günz.

Zdarzenia geomorfologiczne, które pod koniec pliocenu stwierdzamy na Wyżynie Lubelskiej, można nawiązać do profilu osadów jeziora czorsztyńskiego. Epokę lodową zapowiada tu gwałtowna oceanizacja klimatu, która wprowadza na wyżynie ogromne spustoszenie w dotychczasowej morfologii tak świetnie już dopasowanej do stepowych, górno-plioceńskich warunków klimatycznych. Powstały, jak powiedziałem, głębokie bruzdy erozyjne, możliwe zresztą, że przy współdziałaniu tektoniki. Baza erozyjna znajdowała się wówczas niżej od podstawy współczesnej działalności rzek.

Rzeczne osady preglacjału Wyżyny Lubelskiej zostały złożone w obrębie tych rynien i dolin wciosowych, są więc młodsze od nich, a zatem bliższe epoki lodowej. Paralelizacja faktów lubelskich z plioceńsko-plejstoceniową serią Mizernej wskazuje na to, że nasze żwiry, określane dotychczas nienależycie pod względem wiekowym sprecyzowaną nazwą „preglacjału“, mogą już należeć do plejstocenu. Pewna trudność nawiązania, która nieco osłabia ten bardzo zresztą prawdopodobny wniosek, polega na tym, że stawiamy znak równości między — z jednej strony ogromnej wagi zdarzeniem morfologicznym na Wyżynie Lubelskiej, jakim jest głębokie rozcięcie pedypleny poziomu średniego i częściowe nawet wypełnienie powstałych wówczas dolin, z drugiej zaś — czterometrową serią żwirowo-piaszczystą w Mizernej. Sądzę, że dysproporcja owa nie wynika z jakiejś zasadniczej różnicy warunków tektonicznych czy klimatycznych Karpat i wyżyny (przy czym wyżyna musiałaby być obszarem żywszej działalności procesów morfologicznych). Raczej należy przypuszczać, iż istotą rzeczy są specyficzne warunki, w jakich znajdowało się przez miliony niemal lat jezioro czorsztyńskie. Był to spokojny basen sedymentacyjny Kotliny Nowotarskiej, którego dno wykazywało stałą tendencję zapadania się. Basen był odgradzony od reszty Karpat, gdzie górno-plioceńska erozja wytworzyła formy znacznie nawet większe niż na Wyżynie Lubelskiej (K l i m a s z e w s k i [62]).

A zatem „preglacjał“ byłby na Wyżynie Lubelskiej osadem plejstoceniowym, odpowiadającym już jakiemś zlodowaceniowi, o którym zresztą na razie niewiele wiemy. W każdym razie ten nowy okres, zapoczątkowany żwirami Bychawy lub Sulejowa, jest zupełnie odmienny od pliocenu. Morfologiczna ewolucja wyżyny stoi teraz pod znakiem ustawicznej redukcji wysokości względnych, spowodowanej wypełnianiem dolin osadami akumulacji rzecznej, rzeczno-lądowej, lodowcowej i eolicznej.

Zwróć uwagę na jeszcze jedno interesujące zdarzenie morfologiczne

na wyżynie z pogranicza pliocenu i plejstocenu — jest ono związane z ożywioną działalnością tektoniczną w obszarze południowej krawędzi wyżyny. Rostocze i południową krawędź wyżyny przecinają dwie doliny, Wieprza (Podół Zwierzyniecki) i Gorajca. Początki tych dolin przypadają w obrębie rozległej niziny Tanwi (Kotlina Sandomierska) na południe od krawędzi wyżyny. Obie doliny są „szkolnymi“ przykładami pasaży śródwyzynnych.

Zagadnienie tych pasaży poruszył tuż przed wojną Pawłowski [112]. Badacz ten słusznie wskazuje na to, że wspomniane doliny nie posiadają dzisiaj morfologicznych basenów źródłiskowych, nie posiadają więc swoich naturalnych początków, tzn. górnych zamknięć dolinnych. Są one jakby poprzecznie ścięte na linii uskoków, tworzących południową krawędź Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Obserwacje moje potwierdzają tezę Pawłowskiego. W starej dolinie Wieprza, na południe od Zwierzyńca, znajdują się resztki wysokich tarasów i poziomów erozyjno-denudacyjnych, które na ogół podnoszą się w górę doliny i urywają się nagle na linii krawędzi. Wyjaśniłem wyżej, że ta zamarła dzisiaj dolina, należy w pełni do morfologicznego systemu Wieprza. Przeszła ona tę samą ewolucję cykliczną, co dolina Wieprza między Krasnobrodem a Zwierzyńcem. Wysokie tarasy zdają się wskazywać na zależność rozwoju morfologicznego tych dwu połączonych ze sobą dolin od ewolucji poziomów wierzchowinowych wyżyny.

Określając stosunek południowej krawędzi wyżyny i Rostocza do doliny Wieprza, której czas powstania jest już w przybliżeniu usytuowany w chronologii zdarzeń morfologicznych Wyżyny Lubelskiej, można tą drogą wyznaczyć wiek omawianej krawędzi. Z przedstawionych wyżej faktów wynika, że doliny Wieprza i Gorajca są starsze od zapadliska chrobacckiego, tzn. tej jednostki tektonicznej, którą kryje w sobie Kotlina Sandomierska. Jest rzeczą oczywistą, że obie doliny muszą być również starsze od południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Ponieważ dolina Wieprza, jak wiemy, jest młodsza od ruchów tektonicznych, którym zawdzięcza swoje dzisiejsze wyniesienie Wyżyna Lubelska, gdyż dolina ta powstała w preglacjalnej fazie erozyjnej, stąd prosty wniosek, że południową krawędź wyżyny należy uznać za element zupełnie młody, młodszy od wyżyny, od jej rzek i głębokich dolin. Wniosek ten jest zgodny z młodym wyglądem krawędzi. Dwustopniowa struktura tektoniczna krawędzi widoczna jest dzisiaj w pełnej wyrazistości. Mimo energicznej działalności potoków, wypływających na krawędzi, jej erozyjne przeobrażenie jest stosunkowo niewielkie.

Należy jeszcze sobie postawić pytanie, czy ta młoda działalność tektoniczna, która bezpośrednio przed epoką lodową uformowała południową krawędź wyżyny i Rostocza, miała wpływ na morfologię całego północ-

nego skłonu? Owe procesy tektoniczne przypadały prawdopodobnie w tym czasie, gdy w dolinach odkładały się już żwiry „preglacjalne“. Był to więc okres wczesnego plejstocenu. Rzeki wyżyny, zakończywszy plioceński cykl erozyjny, zaczęły działalność akumulacyjną potężniejącą w miarę postępujących zmian klimatycznych. Nie widać tutaj śladów erozji, co dowodzi, że wyżyna w tym czasie nie uległa wypiętrzeniu. Obciążenie górnego Wieprza i redukcja ilości wód mogła raczej spowodować czynność akumulacyjną rzeki, chociaż i tu brak wyraźnych dowodów takiego następstwa, gdyż dużej miąższości osady „preglacjalne“ występują nie w dolinie Wieprza, lecz w dolinie Bystrzycy, która przecież nie ma bezpośredniego związku z krawędzią. Wydaje się, że powstanie południowego progu Roztocza i wyżyny nie wywarło większego wpływu na morfologię wyżyny, co dowodzi tym samym, że północne nachylenie całej wyżyny, niezależniące ją od wszelkich zmian na południowym skłonie, należącym do dorzecza Sanu, jest zjawiskiem starszym od powstania omawianej krawędzi. Fakt ten potwierdza więc również tezę o młodym wieku krawędzi, co zarazem wskazuje na to, że forma ta nie należy do zespołu zjawisk tektonicznych wyżyny, które w neogenie tak wielki miały udział w morfologicznym rozwoju tego kraju.

ROZDZIAŁ XIII

WYŻYNA LUBELSKA W CZWARTORZĘDZIE

STARSZY PLEJSTOCEN WYŻYNY

Za najstarszy plejstocen wyżyny należy uważać te utwory, które występują bezpośrednio na erozyjnej powierzchni pliocenu, a są starsze od glin zwałowych wyżyny. Należą tu opisane w poprzednim rozdziale piaski i żwiry rzeczne, bez materiału północnego, powszechnie zwane „preglacjałem“, mułki i ły, utwór soliflukcyjny, oraz żwiry i piaski rzeczne ze szczątkowym materiałem skandynawskim.

Całość tych utworów zaliczam do plejstocenu, wyznaczając jego granicę z pliocenem we wspomnianej powierzchni erozyjnej. Z uwagi na to, że wymienione tu osady występują w formie resztek, a więc luźnych pakietów, najczęściej zachowanych w małych zakłesościach terenu — dalej, uwzględniając to, że nie posiadają one wyraźnych granic stratygraficznych fauny i flory, nie są zatem w pełni typowe i wiekowo oznaczalne, trudno je podzielić oraz związać z jakimś określonym glacjałem. Faktem niezaprzeczalnym jest tylko to, że należą one do wielkiego cyklu sedymentacji klimatycznej, która cechuje cały plejstocen. Dolna część tych utworów jest odpowiednikiem glacjału, a nie bezpośrednim lub pośrednim osadem lodowca. Są w nich od dołu ku górze coraz wyraźniejsze oznaki klimatu zimnego. Tak więc w „preglacjalnych“ żwirach nie ma jeszcze żadnej struktury kriogenicznej, lecz ukazuje się ona już w młodszych od nich mułkach.

Ten drugi typ utworów ma zabarwienie żółte, brązowe i szare. Mułki są często ilaste, bądź też wprost przechodzą w ilastą glinę. Turna-Morawska [45] rozpoznała w nich typ ziarna i skład petrograficzny charakterystyczny dla lessu. Z faktu tego, jak też z położenia stratygraficznego mułków, można wnosić, że są one najstarszym lessem bądź też produktami wtórnej przemiany tego lessu na Wyżynie Lubelskiej. Jest w tym pewna analogia do starych mułków lessowych, jakie Czarnocki [17] znalazł w Górach Świętokrzyskich. Typowa struktura soliflukcyjna dowodzi, że ten utwór powstał i uległ przeobrażeniu w chłodnym klimacie peryglacjalnym. Mułki są więc śladem najstarszej na

wyżynie strefy peryglacialnej, którą należy wiązać bądź z najstarszym (pierwszym) zlodowaceniem, bądź też z fazą transgresji drugiego z kolei zlodowacenia wyżyny.

Najlepsze odsłonięcie mułków znajdujemy w dołach klinkierni w Białopolu między Chełmem a Hrubieszowem, gdzie widoczna jest na ścianach wykopów niezwykle misterna i typowa dla soliflukcji struktura fluidalna utworu. Między jezorami spłyniętych mułków spotyka się w niektórych częściach odkrywki czyste żwiry kredowe i kwarcowe, a więc materiał preglacialny (bez skał północnych), w innych natomiast miejscach pojawiają się wśród tych samych mułków silnie zwietrzałe szczątki lodowcowych skał krystalicznych. Jest to więc dowodem, że przeobrażenia soliflukcyjne sięgnęły tu bardzo głęboko, a wraz z mułkami uległy spływowi zboczowemu staro-plejstocenijskie i preglacialne skały podłoża, co w niektórych miejscach doprowadziło do odwrócenia pierwotnego profilu stratygraficznego. Ponad warstwą soliflukcyjną występuje bruk grubych bloków północnych.

Mułki Białopola mylnie uznał niegdyś Ludomir S a w i c k i [144] za morenę. P r ó s z y ń s k i [128] uważał je za utwór jeziorny młodszy od najstarszego zlodowacenia wyżyny.

Z innych miejsc występowania staro-plejstocenijskich mułków Wyżyny Lubelskiej należy wymienić cegielnię w Krowicy na W od Chełma, Bychawę oraz Zemborzyce koło Lublina. Stanowisko w Zemborzycach opisał niegdyś K r i s z t a f o w i c z [75], niesłusznie uważając odsłonięte tu mułki za utwór preglacialny.

Z przeglądu kilkunastu, a więc stosunkowo niewielu dotychczas znanych miejsc występowania staro-plejstocenijskich mułków lessowych wyżyny, można wnioskować, że jest to przede wszystkim utwór zboczowy, czasami wypełniający niewielkie zakłębłości kredowe, jak na przykład w Białopolu lub Krowicy. Nie ma natomiast owych mułków w wielkich dolinach wyżyny (np. w dolinie Wieprza), co świadczy o tym, że erozja młodszych okresów interglacialnych uprzętnęła stąd staro-plejstocenijskie utwory. Mułki nasze są zatem utworem rezydualnym. Zachowały się w postaci nielicznych, izolowanych płatów. Ten fakt świadczy o ich starości.

Utwory najstarszego zlodowacenia wyżyny zachowały się szczątkowo i to w bardzo nielicznych stanowiskach. O tym zlodowaceniu wnioskujemy raczej na podstawie pośrednich przesłanek, a to głównie na podstawie tego faktu, że w najstarszych rzecznych utworach wyżyny znajdują się okruchy skał północnych, pochodzące z rozmycia bliżej nieznanymi pokładów morenowych. Być może, że utwory te zachowały się jeszcze w stanie mało zniszczonym w dolinie Wisły i Kamiennej — jak to podają prace Ludwika S a w i c k i e g o [148] oraz Wł. i K. P o ż a r y s k i c h [121, 126],

poza tym wyraźne ślady i pozostałości po tej najstarszej morenie znaleziono na północ od wyżyny we wspomnianym już profilu Czerniejowa (dolny bruk). Piaski i muły, dzielące w Syrnikach ten horyzont glacialny od bezpośrednio wyższego, zawierają pyłki ciepłych roślin (Karaszewski [58]), co jest dalszym argumentem na rzecz koncepcji o dwu starych zlodowaceniach w okolicy Lubartowa. Opisany niegdyś przez Ludwika Sawickiego [149] profil utworów glacialnych z Huszczki Wielkiej koło Skierbieszowa (na N od Zamościa), w którym autor jako pierwszy sygnalizował obecność dwu pokładów morenowych na wyżynie, w świetle nowych danych wymaga innej interpretacji. Jest tam tylko jeden pokład morenowy, przykryty młodszą soliflukcją. Podobne dane Lewińskiego [90] spod Chełma o dwu glacialach są oparte również na mylnej typologii utworów lodowcowych. Niemniej jednak idea wypowiedziana przez obu badaczy wydaje się prawdopodobna, gdyż coraz to nowe fakty, pochodzące z nowszych badań terenowych, stwarzają mocniejszą podstawę wniosku o dwukrotności zlodowacenia Wyżyny Lubelskiej.

Do starszego plejstocenu zaliczyć należy żwiry i piaski, w których w zasadzie przeważa materiał miejscowy (z kredy i trzeciorzędu) przy zmiennej ilości materiału północnego, lodowcowego. Są to utwory sedymentacji rzecznej, interglacialnej lub interstadialnej, poprzedzającej wielkie, zaznaczone wyraźnym pokładem szarej moreny, zlodowacenie wyżyny (krakowskie wg Szafera). Typ owych sedymentów zależał od skał miejscowych. Tak więc w południowej części wyżyny i na Roztoczu na preglacialnym dnie dolin są raczej żwiry kredowe, z niewielką domieszką materiału eratycznego (np. Tarzymiechy). Natomiast w północnej części wyżyny poziom ten jest reprezentowany przez piaski kwarcowe, z większą lub mniejszą domieszką glaukonitu, pochodzącego przede wszystkim z miejscowych utworów oligoceńskich. Zawsze wśród nich są ziarenka skał północnych, chociaż w bardzo zmiennym procencie. Część górna tych piasków zawiera tak duży procent skał lodowcowych, że wypada je już wiązać z fazą anaglacjalną* młodszego (a więc z kolei drugiego na wyżynie) zlodowacenia. Nie da się tu przeprowadzić ścisłej granicy między rzeczno-glacialnymi (interglacialnymi) i rzeczno-lodowcowymi (glacialnymi) utworami.

* Przez fazę anaglacjalną (termin Trevisana [181]) należy rozumieć czas przypadający na drugą połowę, a raczej nawet schyłek interglacialu, w którym zaznacza się sukcesywne ochładzanie się klimatu. Jest to faza formowania się na północy lodowca i jego rozprzestrzeniania się ku południowi. W fazie anaglacjalnej istnieją warunki klimatyczne dla obfitej sedymentacji w dolinach rzecznych.

Fazie anaglacjalnej należy przeciwstawić fazę kataglacjalną, czyli schyłek zlodowacenia, początek interglacialu, wraz z geologicznymi i geomorfologicznymi konsekwencjami ocieplającego się klimatu.

To zlodowacenie, które można najwłaściwiej uważać za odpowiednik zlodowacenia krakowskiego w podziale S z a f e r a [170] lub zlodowacenia południowo-polskiego (III) w podziale H a l i c k i e g o [41] było zdarzeniem geologicznym wielkiej wagi. Miąższość powstałych wówczas utworów glacialnych — glin, żwirów i piasków — musiała być bardzo wielka, skoro dzisiaj jeszcze po długotrwałej, intensywnej denudacji zachowały się z tego okresu wielkie płyty moreny dennej na wierzchowinach i grube serie fluwioglacjalne w dolinach.

Typ tej moreny jest zmienny, gdy idzie o skład petrograficzny. Ta cecha utworu wykazuje dużą zależność od skał lokalnych. Typowa morena wyżynna zawiera mnóstwo gruzu kredowego (szczególny przykład w Izbicy) i dlatego ma zabarwienie popielate, podczas gdy morenę północnych krańców wyżyny i przyległych obszarów wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej cechuje bogactwo elementów oligocen-skich, co całości pokładu nadaje barwę zielonkawą lub niebieskawą. Owa morena utleniona w górnej części ma kolor ceglasty lub szaroceglasty. Na wyżynie spotyka się również morenę denną, powstałą z glacialnego przerobienia starego lessu, mającą barwę lessu, a nawet typowe lalkowate konkrecje wapienne (Łasków na południe od Hrubieszowa). Nie mamy bliższych danych dla charakterystyki wskaźnika głazowego krakowskiej moreny. Uderza jedynie fakt, że ilość wapieni paleozoicznych w morenie jest większa we wschodniej (w dorzeczu Bugu) niż w zachodniej części wyżyny.

W morenie tej spotyka się również głązy kwarcytowych piaskowców sarmackich. Częściej jednakże bloki tych skał, rozrzucone szeroko w południowej i środkowej części wyżyny, są pozostałością po rozmytej morenie. Bloki owe pochodzą ze wzgórz sarmackich piotrzkowskich lub chełmsko-rejowieckich. Warto podkreślić, że znajdujemy je na południe i południo-wschód od tych wzgórz, co wskazuje na to, że lodowiec krakowskiego glacialu posuwał się na wyżynie nieco skośnie idąc od północo-zachodu.

Morena ta występuje na całej wyżynie aż do południowych jej krańców. Jest więc na Grzędzie Sokalskiej i na Roztoczu, wszędzie na ogół ukryta pod grubą pokrywą osadów młodszego plejstocenu, przede wszystkim lessu. W rozmieszczeniu płatów moreny istnieje pewna prawidłowość. Nie ma ich na ogół wzdłuż dolin, natomiast miejscem uprzywilejowanym ich występowania są zakleszczenia na międzyrzeczach. Jest to dowodem, że o obecnym rozprzestrzenieniu wyżynnej moreny zadecydowała działalność czynników degradacyjnych po ustąpieniu lodowca.

Również miąższość moreny jest bardzo zmienna. Dość znacznej grubości płat morenowy występuje koło Bełzyc, Opola Lubelskiego, u stóp Roztocza między Kraśnikiem i Janowem Lubelskim. Natomiast wynio-

słości kredowe środkowej części wyżyny (tzw. Wierzchowina Giełczewska w dorzeczu Giełczwi i Żółkiewki oraz Wierzchowina Grabowiecka w dorzeczu Wojsławki i Wolicy) są tak silnie zdenudowane w młodszym czwartorzędzie, że pozostałością moreny są bardzo nieznacznej grubości płyty glin (np. w Izbicy, Żółkiewce) lub częściej tylko bloki eratyczne. Dopiero w dorzeczu Bugu, gdzie wskutek wyższej bazy czynność niszczenia erozyjnego była słabsza, zachowały się duże płyty morenowe w zakłębłościach kredowych okolicy Chełma, między Chełmem a Hrubieszowem (we wsi Wołkowiany grubość glin morenowych wynosi 13 m) i na południe od Hrubieszowa (Mircze, Czartowczyk).

Dużej miąższości pokłady morenowe, występujące wzdłuż północnej krawędzi wyżyny (Kurów, Markuszów), zaliczałem dawniej do tego zlodowacenia. Dzisiaj sądzę jednakże, że jest to osad młodszego zlodowacenia (środkowo-polskiego). Pozostałości zlodowacenia krakowskiego są tu raczej nieznaczne, co tłumaczyć należy żywą działalnością niszczącą, zwłaszcza wód lodowcowych wzdłuż brzegu lodowca środkowo-polskiego glaciału.

Innym typem osadów, związanych ze zlodowaceniem krakowskim na wyżynie, są żwiry i piaski zarówno fluwioglacjalne, jak też rzeczne. Pochodzą one przeważnie z okresu regresji lodowca, bądź też z okresu, który tu istniał bezpośrednio po niej. Część z nich jednakże odnieść należy do czasów transgresji lodowca. Wtedy więc powstały m. in. wysokie piaski i żwiry, wypełniające niektóre doliny Roztocza (Gorajca i Łady). Sięgają one do wysokości 300 m a o ich starości świadczy również fakt, że tu i ówdzie zostały one w młodszym okresie scementowane w zlepieniec wapnisty (Huta Turobińska).

Po tym zlodowaceniu powstały również produkty sedymentacji fluwioglacjalnej, wypełniające dolinę Wieprza, poniżej jej współczesnego dna. Fluwioglacjał ten, znany z profilu w Tarzymiechach, można śledzić od Szczebrzeszyna po Krasnymstaw. Miąższość jego przekracza 30 m. Wiercenia w Krasnymstawie stwierdziły wśród żwirów wkładki moreny. Morena wyściela również zbocza doliny Poru znacznie poniżej współczesnego dna doliny. Jest to dowodem, że zlodowacenie ogarnęło wyżynę w tym czasie, gdy dna dolin znajdowały się kilkadziesiąt metrów poniżej dzisiejszego poziomu rzek. Żwiry fluwioglacjalne pochodzą raczej z okresu regresji lodowca, gdyż przykrywają one morenę dolinną.

Z fluwioglacjałem wiążą się drobnoziarniste piaski i mułki koloru cementu, które wypełniają dolinę Wieprza na południe od Łęcznej. Rozprzestrzenienie ich jest duże, występują m. in. w profilu Łańcuchowa i Ciechanek Krzesimowskich. Są to zapewne osady pewnych glacialnych jeziorzysk, zawdzięczających swoje istnienie barierze lodowej, zamykają-

cej od północy dolinę Wieprza. Żadnej fauny i flory w osadach tych nie znaleziono.

Osobnej wzmianki wymagają utwory rzeczne, przeważnie warstwowe piaski, które znaleziono na Wierzchowinie Giełczewskiej. Sięgają one tu stosunkowo wysoko, do 280 m n.p.m., tzn. występują w poziomie sarmackiego zrównania wierzchowiny. Są zawieszane 60 m ponad dnem głęboko wciętej w wyżynę doliny Giełczwi. Ich położenie powyżej zboczy dolinnych na międzyrzeczach dowodzi, że w czasie wielkiego zlodowacenia wyżyny istniał, zdaje się, krótki okres, w którym rzeki płynęły w poziomie garbów wierzchowinowych. Przyczyna tego spiętrzenia wód nie jest w pełni wiadoma. Piaski są młodsze od transgresji lodowca, nie pokryte moreną, nie wyruszone z poziomego położenia działaniem nacisku lodowego. Być może, że są to resztki starych tarasów kemowych, a więc pochodzą z okresu, gdy lądolód częściowo wycofał się z wyżyny, lecz pojedyncze lodowce jeszcze tkwiły w jej dolinach.

Streszczając powyższe uwagi odnoszące się do starszego plejstocenu Wyżyny Lubelskiej raz jeszcze należy podkreślić pewną ewolucję i jakby stałe narastanie i potęgowanie się warunków glacialnych, zanotowanych w tych osadach wyżyny, które pojawiają się powyżej plioceńskiej powierzchni erozyjno-denudacyjnej. Stopniowanie to jest zaznaczone w tym, że od dołu występują tu tylko osady rzeczne, wyżej pyły soliflukcyjne, do których mógł być przyniesiony drogą eoliczną materiał północny, jeszcze wyżej szczątki skał skandynawskich ze śladami transportu rzeczno-ego. Tę serię zamykają grube żwiry fluwioglacjalne, morena lub bruk pomorenowy. Tak jest na Roztoczu oraz w granicach właściwej wyżyny. W przylegającej do wyżyny części wschodniej Niziny Mazowiecko-podlaskiej i w regionie lubartowskim, znajduje się w poziomie, który odpowiada wyżynnym piaskom i żwirom ze szczątkowym materiałem skandynawskim, starszy bruk Czerniejowa. Wydaje się, że to najstarsze zlodowacenie, które osiągnęło okolice Lubartowa i tu zostawiło morenę, na wyżynę nie sięgało. Docierały tam tylko wody lodowcowe. Zbyt mało jest danych, aby sprawę tę zdecydowanie rozstrzygnąć. Powołując się na wyniki badań *P o z a r y s k i e g o* [126] można by przypuszczać, że lodowiec tego okresu sięgnął daleko na południe tylko wzdłuż doliny Wisły. Granice jego rozprzestrzenienia byłyby określone w dużym stopniu plioceńską morfologią podłoża, a sytuacja ta ma w sobie wiele podobieństwa do stosunków, jakie panowały w okresie maksymalnego zasięgu zlodowacenia środkowo-polskiego.

Zagadnieniem ważnym jest sprawa, czy temu najstarszemu nasunięciu lodowcowemu przyznać należy rangę odrębnego zlodowacenia? Ku tej myśli skłaniałem się niegdyś bardzo wyraźnie, a znalezienie pyłków ciepłych roślin w Syrnikach w osadach, dzielących ten poziom glacialny

od moreny krakowskiej, jest dalszym chociaż wciąż jeszcze nie decydującym argumentem na rzecz tej koncepcji. Istnieje podejrzenie, że pyłki syrnickie mogą być na wtórnym złożu i ta niepewność osłabia na razie myśl o najstarszym (tegeleńskim) interglacjale w tym obszarze. Głównym dowodem przerwy glacialnej pozostaje tu nadal stwierdzenie erozyjnej i rzeczno-akumulacyjnej działalności wód płynących pomiędzy obu horyzontami morenowymi Czerniejowa i Syrnik. To nie daje nam gwarancji interglacjału. Można więc snuć przypuszczenia o starszej fazie zlodowacenia krakowskiego, o interstadiale czerniejowsko-syrnickim. Ten najstarszy okres lodowy na Wyżynie Lubelskiej pozostaje wciąż jeszcze nie zbadany, rozjaśniony nieco przytoczonymi tutaj profilami Tarzymiechów, Białopola, Czerniejowa i Syrnik.

Zwróciłem uwagę na to, że nasunięcie lodowca na obszar wyżyny i jej północnego sąsiedztwa nie było zdarzeniem nieoczekiwanym i gwałtownym. Od czasów erozyjno-denudacyjnej fazy u schyłku pliocenu i początków plejstocenu istniały wahania klimatyczne, które to zlodowacenie zapowiadały. Nie mamy na to dostatecznych argumentów — bo właściwie tylko kryteria paleobotaniczne pozwalają na ściślejszą rekonstrukcję krzywej klimatycznej — lecz do pewnego stopnia posłużyć się możemy zmianami cykliów sedymentacyjnych. Wydaje się, że wspomniane wyżej następstwo sedymentacji zwirowej rzecznej, soliflukcyjnej, fluwioglacjalnej jest wskaźnikiem kilku faz chłodnych, z których każda następna była ostrzejsza aniżeli poprzednia. Między nimi były przerwy cieplejsze, erozyjne. Wśród potęgujących się wahań nastąpiła wreszcie tak silna depresja termiczna, że łądolód mógł dotrzeć w pobliże wyżyny, a nawet na wyżynę. To zdarzenie zwykliśmy uważać za najstarszy glacjał, pomijając niesłusznie starsze od niego okresy ochłodzenia, a w tym m. in. fazę peryglacialną, która zaznaczyła się na wyżynie najniżej leżącymi strukturami kriogenicznymi.

Podkreślam ten moment częstych i różnych co do amplitudy termicznej wahań klimatycznych, które w ogóle są typowe dla całego plejstocenu. Fakty te śledzić można już od początku tego wyjątkowego w dziejach ziemi okresu.

GŁÓWNY INTERGLACJAŁ WYŻYNY

W podziale plejstocenu Wyżyny Lubelskiej na plan pierwszy wysuwa się utwory tego interglacjału, który bezpośrednio nastąpił po drugim kolejnym zlodowaceniu. Jedynie bowiem ten okres posiada bogatą treść akumulacyjną i paleobotaniczną, podczas gdy dwa pozostałe w naszym podziale czwartorzędu wyżyny opartym na 4 zlodowaceniach reprezentują przede wszystkim erozyjno-denudacyjny typ interglacjałów.

Obecnie znamy pięć stanowisk torfów interglacialnych, rozmieszczonych przeważnie wzdłuż doliny Wieprza (Syrniki, Czerniejów, Ciechanki Krzesimowskie, Nowiny Żukowskie, Tarzymiechy). Ich treść botaniczna jest tak bogata, że niektóre z nich stały się kluczowymi pozycjami florystycznej charakterystyki tzw. wielkiego (paludynowego) interglacjału w Polsce (S z a f e r [170]).

D y a k o w s k a [22], która opracowała diagram pyłkowy interglacjału w Nowinach Żukowskich, tak charakteryzuje klimat tego okresu na Wyżynie Lubelskiej: „Klimat przez cały czas (był) dość surowy, optimum klimatyczne chłodne, czego dowodzi fakt, że większość zachowanych roślin to gatunki, których dzisiejsze zasięgi wskazują na niewielkie wymagania termiczne. Wśród drzew przeważają też gatunki niewymagające wyższej temperatury, a więc przede wszystkim szpilkowe (wśród nich *Abies Fraseri*) oraz brzoza. Gatunki bardziej ciepłolubne nie opanowały w ciągu tego interglacjału większych obszarów. Wreszcie charakterystyczna jest duża stosunkowo ilość gatunków egzotycznych, jak *Abies Fraseri*, *Picea omorikoides* i *Brasenia purpurea*“ ([22] — str. 150).

W osadach wyżynnych, pochodzących z tego interglacjału, znaleziono wszystkie typowe dla niego rośliny z *Brasenia*, *Trapa* i *Strationes* na czele. Ponadto zanotować należy fakt bardzo ważny a świadczący o krótkiej fazie silnego ocieplenia się klimatu — co pozwala uzupełnić cytowaną wyżej charakterystykę klimatyczną tego interglacjału, podaną przez D y a k o w s k ą. Dowodem tej fazy jest pojawienie się w optimum klimatycznym dwu stanowisk lubelskich, a mianowicie Syrnik (S o b o l e w s k a [163]) i Ciechanek Krzesimowskich (B r e m [7]), owoców winorośli (*Vitis silvestris* Gmel). Jest to jedyne tego rodzaju znalezisko w Europie. Dodać należy, że w Ciechankach Krzesimowskich znalazła Bremówna egzotyczną *Picea omorikoides*, co obok Nowin Żukowskich jest drugim, dobrze datowanym stanowiskiem tego drzewa w plejstocenie Polski.

Stosunki morfologiczne tego interglacjału niewiele różniły się od współczesnych, chociaż wyraźna jest pewna ewolucja morfologiczna, jaka dokonała się w tym czasie. Po zlodowaceniu krakowskim dna dolin znajdowały się w położeniu niższym od współczesnego i odznaczały się nie wyrównanym profilem podłużnym. W nieckach dolinnych powstały jeziora, które powoli zapełniały się mineralnym a częściej organicznym sedymentem. Olbrzymie jezioro syrnickie pod Lubartowem (między Rokitnem a Lubartowem) liczyło 10 km długości a głębokość jego przekraczała 20 m. O takiej głębokości świadczy miąższość mułów jeziornych, gytii i torfów, wypełniających tę starą nieckę. Tu znaleziono resztki typowo interglacialnych roślin z winoroślą na czele (Sobolewska). Gytia i margle jeziorne są przepelnione skorupkami mięczaków, wśród których P r ó s z y ń s k i [128] wyróżnił ciepły gatunek *Litoglyphus py-*

ramidatus, a więc przewodnią formę dla tzw. paludynowego interglacjału pod Berlinem.

Poza Syrnikami osady jeziorne pochodzące z tego interglacjału występują w dolinie Wieprza w kilku miejscach, a więc koło Zawieprzyc u ujścia Bystrzycy Lubelskiej do Wieprza, a zwłaszcza w Tarczyniechach. Tu znalazł Ś r o d o ń [173] bardzo interesującą florę kilku gatunków jeziorzy (*Najas*).

Jeżeli porównamy wysokość stropu utworów interglacjalnych w dolinie Wieprza ze współczesnym poziomem rzeki, uderza fakt dużej zgodności obu poziomów. Wprawdzie torf Tarczyniechów znajduje się na głębokości 10 m, lecz trzeba pamiętać, że reprezentuje on tylko dolny fragment osadów interglacjalnych. Widać więc z tego, że pod koniec interglacjału Wieprz miał profil podłużny akumulacyjnie wyrównany o stosunkowo małym spadku.

Podobne stosunki cechują dolinę Bugu i jego dopływów. Tutaj również nastąpiło szerokie, akumulacyjne wyrównanie dolin przez piaski rzeczne i muły jeziorne. Szczególnie ważna jest przewiercona w dolinie Bugu i Huczwy koło Hrubieszowa seria żwirów i piasków rzecznych, grubości około 30 m, w których widać wyraźnie wygasanie interglacjalnego cyklu sedymentacyjnego. Seria ta zaczyna się na głębokości około 20 m poniżej współczesnego dna doliny żwirem, zawierającym drobne otoczaki, przeważnie kredowe i tortońskie, i poprzez szare, średnioziarniste piaski z detrytusem roślinnym i skorupkami mięczaków kończy się cienkim pylastym piaskiem lub mułem rzeczny pod powierzchnią głównego tarasu dolinnego o wysokości bezwzględnej 190 m n.p.m. Z piasków tych pochodzą niektóre gatunki charakterystyczne dla interglacjału paludynowego, jak *Theodoxus serratiliformis* i *Litoglyphus* (P r ó s z y ń s k i [128] lub *Valvata naticina* (stwierdzona przez autora).

Z przebiegu morfologicznych zdarzeń wynika, że w interglacjale paludynowym Wyzyny Lubelskiej można wydzielić dwie odrębne fazy, erozyjną i akumulacyjną. Pierwsza z nich zaznacza się dość głębokim rozcięciem osadów poprzednich zlodowaceń, przede wszystkim w linii głównych dolin. Amplituda wcięć dochodziła do 30 m, większa była na północy niż na południu wyżyny. Dowodem pracy erozyjnej rzek jest rozmycie moreny krakowskiej w dolinach, po której najczęściej pozostały tutaj silnie zniszczone bloki (bruk). W zestawieniu z tym faktem trudno wyjaśnić pochodzenie niecek jeziornych, jakie powstały wówczas w dolinie Wieprza.

Druga część interglacjału, część główna, cieplejsza, jest okresem stałej sedymentacji rzeczno-jeziornej. Można mówić tu o jednolitym cyklu sedymentacyjnym, wygasającym ku górze, czego przykładem są zarówno osady doliny Wieprza, jak też Bugu. Optimum klimatyczne zaznaczone

jest poziomem torfów dolinnych. Jest w tym dowód wyrównania den dolinnych, spokoju tektonicznego oraz zastoju w pracy czynników rzeźbotwórczych. Działo się to wówczas, gdy dna dolin wyżyny znajdowały się na wysokości niewiele różniącej się od ich współczesnego położenia. W tym okresie doszło po raz pierwszy do powstania tej zasadniczej dla wyżyny bazy erozyjnej i denudacyjnej, która utrzymała się tutaj do dzisiaj. W okresie młodszych zlodowaceń nastąpiły wprawdzie pewne zmiany jej poziomu, lecz charakterystyczną rzeczą jest to, że zarówno w młodszym, jak też obecnie we „współczesnym nam interglacjale“ rzeki wyżyny powracają do tego wytyczonego w czasie paludynowego interglacjału profilu. Jest w tym dowód pewnej permanencji warunków tektonicznych, panujących na wyżynie po wielkim interglacjale.

W dolinie Bugu i Huczwy cykl sedymentacji rzecznej trwa prawdopodobnie i po optimum klimatycznym, o czym świadczy tu zarówno duża grubość piasków paludynowych, jak też występujące w ich stropie mułki z chłodną fauną schyłku interglacjału (Marysin). Zresztą sedymentacja rzeczna po optimum interglacjalnym jest zjawiskiem normalnym. W dolinach wyżyny a zwłaszcza na jej północnym przedpolu spotykamy ogromne masy piasku rzecznoego, które poprzedzają morenę i fluwioglacjał następnego zlodowacenia. Jest to utwór anaglacjalny, prawdopodobnie już chłodnej fazy klimatycznej. O nim będzie mowa w następnym rozdziale. Sądzę jednakże, że część z tych piasków należy jeszcze do utworów interglacjalnych.

Lepiej znana jest morfologia dolin w tym okresie, natomiast niewiele można powiedzieć jak przedstawiała się wówczas rzeźba grzbietów i wierzchowin. Pewne jest tylko, iż te obszary wyżynne w okresie interglacjału paludynowego były rozleglejsze, szersze i równiejsze aniżeli dzisiaj. Dowodem tego jest położenie interglacjału w Nowinach Żukowskich. Utwory jeziorne wypełniają tu wysoko położoną zakłęśłość, która mogła istnieć wówczas, gdy grzbiet wierzchowinowy nie był tak jak dzisiaj dwustronnie opadającym działem. Pewna monotonia szerokich płatów grzbietowych, rozciętych wąskimi dolinami — oto sytuacja morfologiczna z czasów tego interglacjału.

ZŁODOWACENIE ŚRODKOWO-POLSKIE

Pogarszające się warunki klimatyczne między interglacjałem paludynowym a następnym z kolei glacjałem wywołały wielką sedymentację rzek. Powstały wówczas grube kompleksy piasków rzecznych, tak dobrze znane zwłaszcza w północnej części Wyżyny Lubelskiej oraz w południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej. Typową ich cechą

jest często obecność w nich skał oligoceńskich i kredowych, co należy tłumaczyć tym, iż rzeki interglacjalne przepiłłowawszy osady starszych zlodowaceń, obficie czerpały materiał z przedczwartorzędowego podłoża. Fiaski na przedmieściu Tatary pod Lublinem, piaski znad doliny Kurówki (Kurów, Witowice) i Ciemięgi (Jakubowice Końskie) z doliny Wieprza (pod górnym brukiem syrnicko-czarniejowskim) — oto najlepszy przykład tych utworów. Wypełniały one całą Kotlinę Dorohucką oraz wszystkie doliny obszaru chełmskiego. Było to więc generalne zasypanie, jakiego tu nie znamy (przynajmniej brak na to dostatecznych dowodów) z poprzednich zlodowaceń.

Z położenia piasków można wnioskować o wysokości zasypania. Nie ulega wątpliwości, że w przyległych do wyżyny częściach Niziny Mazowiecko-podlaskiej wody gdzieniegdzie przekroczyły działy, rozlewały się szeroko, tworząc powierzchnię sedymentacyjną, niezależną nawet od biegu dolin. Przypadała ona w dorzeczu Kurówki i lubartowskim odcinku Wieprza na wysokości 170 m n.p.m., w dolinie Bystrzycy pod Lublinem również w poziomie 170 m. Jest bardzo prawdopodobne, że dalej ku południowi wysokość ta szybko wzrastała. Niestety brak jest w wąskich dolinach wyżynnych (dobrze przemytych w młodszych okresach) dostatecznie pewnych danych dla śledzenia konsekwencji w podnoszeniu się tej powierzchni. Pozostaje zagadnieniem otwartym, czy wysokie piaski rzeczne dorzecza Giełczwi — 60 m wzniesione ponad poziom dna doliny, a na wysokości bezwzględnej 260—280 m — można łączyć z tą wielką fazą sedymentacji. Wielki interwał hipsometryczny, jaki istnieje między położeniem tychże piasków w Lublinie a bardzo podobnymi do nich pod względem petrograficznym piaskami Pilaszkowic i Krzczonowa na Wierchowinie Giełczewskiej, był jedyną przeszkodą, że nie zdecydowałem się na razie na uznanie obu utworów za osady synchroniczne, nie wykluczając jednakże takiej możliwości na przyszłość, o ile stanowiska pośrednie będą odkryte. Wysokie piaski giełczewskie wiążę więc tymczasowo z fazą regresji zlodowacenia poprzedniego.

Zanim lodowiec okresu środkowo-polskiego dotarł do Wyżyny Lubelskiej, anaglacjalna sedymentacja rzeczna była przerwana krótką, lecz wyraźną fazą erozyjną. Wniosek taki nasuwa się po stwierdzeniu faktu, iż morena tego zlodowacenia wkracza już w obręb dolin, wymytych w pokrywie opisanych wyżej piasków. Ten moment ma znaczenie ogólne, charakterystyczne dla typowego, klimatycznego cyklu glacialnego. Chłodna sedymentacja anaglacjalna z reguły jest przerwana tuż przed nasunięciem się lodowca krótkim okresem deszczów i związanym z nim działaniem erozyjnym rzek.

Zagadnieniem ważnym pod względem stratygraficznym jest podział tego zlodowacenia. Wydzielam dwie główne jego fazy — pierwsza ma zna-

czenie stratygraficzne i określa nam maksymalny zasięg lodowca tego okresu między Wisłą i Bugiem, druga jest ważniejsza pod względem morfologicznym, gdyż po niej pozostały główne elementy rzeźby, które zwykliśmy wiązać z tym zlodowaceniem.

Południowy zasięg tego zlodowacenia był zawsze zagadnieniem spornym. Na odcinku zachodnim, między Wieprzem a Wisłą, granicę tę wytyczył Z a b o r s k i [191], korygując stary pogląd Ludomira S a w i c k i e g o [144]. Prowadził on ją wzdłuż północnej krawędzi wyżyny, gdy Sawicki ślady tego zlodowacenia widział bardziej na południu, aż pod Opolem. Rozbieżność poglądów obu badaczy wynika z faktu, iż nie dostrzegli oni dwufazowości tego zlodowacenia. Sawicki zanotował, chociaż niezupełnie ściśle, zasięg starszej fazy, Zaborski młodszej. Lodowiec tego okresu w pierwszym nasunięciu dotarł do Lublina (a może nieco poza Lublin), ogarnął pewną część Płaskowyżu Kazimierskiego i zgodnie z tym, co podaje według nowych badań P o z a r y s k i [126], zawędrował daleko na południe doliną Wisły. Linia Zaborskiego wzdłuż północnej krawędzi wyżyny jest granicą zasięgu młodszej fazy.

Należy wyjaśnić różnicę w działaniu czynników rzeźbotwórczych w obu fazach. Starsza, to przede wszystkim nasunięcie lodowca, a więc działanie akumulacyjne lodu. Jego rzeźbotwórcza rola była niewielka. Prace erozyjną wykonały dopiero obfite wody tającego lodu, który przez dłuższy czas zatrzymał się w południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej, wykraczając jeszcze raz ku południowi i fałdując żwirowopiaszczyste osady sandrów. Regresja starszej fazy i nasunięcie młodszej stworzyły linie hydrografii marginalnej, które między Wisłą i Wieprzem stosunkowo wyraźnie przetrwały do naszych czasów.

Pierwsza linia regresyjna jest zaznaczona doliną Ciemięgi i Bystrej, o czym zresztą pisał już Z a b o r s k i. W tym położeniu brzegu lodowca wody roztopowe były już tak obfite, iż mogły wytworzyć wartką, dużą strugę, płynącą nie ku zachodowi (jak przypuszczał Zaborski), lecz ku wschodowi. Gdy prąd wody w miarę zasypywania tej najbardziej zewnętrznej pradoliny stawał się coraz bardziej powolny, powstało zastoisko nałęczowskie.

Druga linia regresyjna, będąca zarazem granicą nowego nasunięcia, biegnie doliną Kurówki, wzdłuż krawędzi wyżynnej (mapa IV). Wbrew starym poglądom krawędź ta nie jest formą tektoniczną. Kreda cofa się tutaj daleko w głąb wyżyny a pas krawędziowy na znacznej przestrzeni jest zbudowany z glin, piasków i żwirów starszego zlodowacenia. Sam próg jest ponadto silnie zaakcentowany pokrywą lessową. Jest to więc forma erozyjna, związana z marginalną doliną Kurówki. Pagórki Końskowoli, Kurowa, Krasienina i Ciecierzyna, towarzyszące od północnej strony tej dolinie, to po większej części elementy zaburzeń glacitekto-

nicznych, których struktura świadczy o dawnym przebiegu moren spiętrzonych, a więc są one pośrednio dowodem granicy lodowca. Nie są to jednakże pagórki moreny czołowej, a więc element morfologii marginalnej, jak przypuszczał Z a b o r s k i [191]. Należą one do form denudacji peryglacialnej młodszego zlodowacenia, jedynie zlokalizowane pasem występowania żwirów i bruków drugiej fazy środkowo-polskiego zlodowacenia.

Niezbyt wyraźnie przedstawia się bieg granicy tego zlodowacenia koło Lublina i na wschód od miasta, na całej szerokości lejkowatej Kotliny Dorohuckiej. O jego zasięgu można jedynie wnosić na podstawie kilku płątów żwirowych, typowo glacialfluwialnych, występujących na rozmytej morenie starszego zlodowacenia. Nie ma tu żadnych moren czołowych pod Łęczną, jak błędnie sądził W o ł ł o s o w i c z [189]. Do utworów tego zlodowacenia należy tu tylko górny bruk w dolinie Wieprza, pojawiający się powyżej moreny i rzecznych (interglacialnych) piasków. Jest rzeczą godną uwagi, że bruk ów składa się z okrągłych, dobrze otoczonych głazów, o średnicy nie większej od 10—15 cm. Należy sądzić, że jest to resztką nie moreny, lecz pokrywy osadów glacialfluwialnych, należących do starszych stożków krawędziowych omawianego zlodowacenia.

Dalej na wschód, w obrębie Pagórów Chełmskich, zjawiska marginalno-lodowcowe znów są bardziej wyraźne. Specyficzny typ rzeźby preglacialnej, a więc rozrzucone pagórki kredowo-trzeciorzędowe, obszerne kotliny i doliny, sprzyjały rozczłonkowaniu lodowca na jezory i płyty lodowe, działające energicznie, lecz niezbyt głęboko. Tak jak w zachodniej części wyżyny, również i tutaj możemy mówić o dwu fazach zlodowacenia — starszej, o zasięgu większym, zakończonej obfitą sedymentacją fluwioglacjalną, oraz młodziej, znamiennej przez oscylacje brzegu lodowca, co dało w efekcie piękne struktury glacitektoniczne. W czasie pierwszej fazy wody lodowcowe odpływały na wschód zewnętrzną rynną marginalną, którą jest pradolina chełmsko-rejowiecka. Od Chełma brzeg lodowca skręcał na południo-wschód. Należy się liczyć z obecnością obszernego lobu lodowcowego w Kotlinie Dubienki. Wody lodowcowe płynęły wzdłuż południowych brzegów kotliny; śladem marginalnego odwodnienia jest przede wszystkim Udał.

Zasypanie fluwioglacjalne w czasie regresji starszej fazy zlodowacenia było bardzo nierównomierne. W granicach pagórków i kotlin między Chełmem a Rejowcem, gdzie wody lodowcowe miały bardziej utrudniony odpływ, doszło do powstania grubej pokrywy utworów fluwioglacjalnych. Ich powierzchnia sięga do wysokości 230—240 m n.p.m., zachowana na szczytach wyspowych wzgórz plioceńskich. W Kotlinie Dubienki, otwartej ku wschodowi, sedymentacja fluwioglacjalna niewiele przekroczyła

wysokość 200 metrów. Młodsza faza zlodowacenia transgreduje na żwir tej pokrywy. Powstają elementy glacitektoniczne Pawłowa, okolic Chełma, pasy bloków nad Udalem. W piaskowni chełmskiej są dowody na to, że utwory starszej fazy zlodowacenia tu wyjątkowo silnie glacitektonicznie sfałdowane, zostały w młodszej fazie rozcięte i powtórnie zasypane fluwioglacjałem. W tym czasie cofający się lodowiec barykadował jeszcze poszczególne kotlinki i zanim opuścił ten teren zupełnie, doszło do powstania ilów warwowych (Ochoża).

W tym miejscu należy kilka uwag poświęcić sprawie sieci hydrograficznej, związanej ze środkowo-polskim zlodowaceniem. Zagadnieniem tym wiele zajmował się Zaborski [191], wytyczając brzegi rzek lodowcowych wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej zgodnie z położeniem krawędzi cofającego się lodowca. Autor ten przypuszczał, że rzeki płynące z wyżyny ku północy zostały zabarykadowane lodowcem, wobec czego uległy zatamowaniu, a ich spiętrzone wody znalazły swoje ujście bądź na zachód od Wisły, bądź też na północo-wschód do Bugu. Myśl ta jest prosta a wyjaśnienie bardzo prawdopodobne*. W szczegółach koncepcja Zaborskiego musi być dzisiaj nieco zmodyfikowana wobec nowych materiałów morfologicznych i geologicznych. Dotyczy to wyżej omówionych stosunków odwodnienia marginalnego w zachodniej części wyżyny. Wody marginalne w czasie maksimum zasięgu lodowca zmierzały przede wszystkim na wschód — pradoliną chełmsko-rejowiecką w poziomie około 200 m n.p.m. Drugą taką rynną było obniżenie koło Zawadówki (Prószyński [128]). Gdy lodowiec wycofał się z wyżyny na niski teren wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej, wody jego spływały również w kierunkach bliskich równoleżnikowego. Możemy o tym wnioskować jedynie na podstawie wysokiego położenia piasków i żwirów fluwioglacjalnych, które znajdują się w pasach działów wodnych. Zaborski [191] przytacza jako dowód takiej hydrografii spadek tzw. „poziomu średniego“, tzn. powierzchni rzecznych piasków i mułów, która towarzyszy dolinom i obniżeniom. Nie jest to słuszne, powierzchnia ta, moim zdaniem, pochodzi z ostatniego (a nie środkowo-polskiego) zlodowacenia. Do sprawy tej jeszcze powrócę w następnym rozdziale. W każdym razie zmiany hydrograficzne między Wieprzem i Tyśmienicą oraz powstanie łączynskiego przełomu Wieprza dokonało się — w formie, którą dzisiaj śledzimy — w czasie ostatniego zlodowacenia. Korygując w tym względzie własną omyłkę, co do wieku przełomu i zmian biegu Wieprza [48], sądzę, że w okresie środkowo-

* Warto przypomnieć, że Staszic już w r. 1805 zdawał sobie sprawę z owych zmian hydrograficznych Podlasia pisząc: „Są dowodne ślady, gdzie Tyśmienica i Wieprz wprzód łączyły się z Bugiem, a dopiero wpadały w Wisłę“ (St. Staszic, O ziemiorodztwie Gór dawniej Sarmacji a później Polski. Warszawa 1805, s. 27).

polskiego zlodowacenia Wieprz płynął inną drogą, aniżeli dzisiaj. Co więcej, sieć hydrograficzna tego okresu stała się bazą, do której usiłowaliśmy nawiązać rzeki w czasie swoich późniejszych zmian. Były to przede wszystkim kierunki równoleżnikowe. Niestety wyraźnych śladów takiego spływu wód jest raczej niewiele. Przyczyną tego jest peryglacialna sedimentacja ostatniego okresu lodowego, która stworzyła nowe smugi utworów dolinnych, często uważanych mylnie za utwory środkowo-polskiego zlodowacenia.

Na południe od linii granicznej zlodowacenia środkowo-polskiego znajdują się na wyżynie utwory akumulacji wodnej (rzeczne i jeziorne) oraz eolicznej, odpowiadające temu zlodowaceniowi. Mają one bardzo typowy wygląd, są to bowiem mułki i szare, stalowe, zielonawe piaski, drobno i równo warstwowane, zawierające liczne wkładki z detrytusem roślinnym. Najgrubszy i najrozleglejszy kompleks tego typu wypełnia kotlinowate rozszerzenie doliny Wieprza i Poru między krawędzią Roztocza a wałem kredowym wierzchołki Grabowca i Giełczwi (mapa III). W podłożu lessowego tarasu wymienionych rzek znajduje się wszędzie owa seria mułkowo-piaszczysta, dokładnie opracowana w profilu tarzyniejskim. Ze względu na znaleziony tu przez Ś r o d o n i a [173] wspomniały zespół flory dryasowej cały ten kompleks osadowy można nazwać serią dryasową.

Z dotychczasowych badań wynika, że osady dryasowe w dolinie Wieprza sięgają ku północy po Łopiennik (na N od Krasnegostawu), tzn. do początków owej lejkowatej zatoki, którą prawie całą wypełnił lodowiec. Ku południowi serię dryasową stwierdzono nie tylko we wspomnianej Kotlinie Zamojskiej, lecz również w obrębie dolin Roztocza. Tak więc nasze mułki występują w całej dolinie Gorajca, która jest jakby pasażem w poprzek Roztocza, łączącym Kotlinę Zamojską z Kotliną Sandomierską. Otwory wiertnicze nie przebiły tu mułków do głębokości 20 m.

Podobne utwory wolno płynących rzek i jezior stwierdzono w dolinie Bugu. W stropie opisanych wyżej piasków interglacialnych znajdują się tu mułki warstwowane (tzw. starszy less rozlewiskowy P r ó s z y ń s k i e g o [128]) i piaski koloru szarego z warstewkami roślinnymi, wśród których Ś r o d o ń wykrył florę dryasową. Utwory te są włożone w dolinę wymytą w piaskach interglacialnych i budują młodszy taras nadbużański. Śledzić je można wzdłuż tego tarasu dalej na południe, gdzie są przykryte gliną lessową (less fluwialny — J a h n [44]) i piaskiem rzeczonym. Koło Krystynopola i Parchacza (na południe od Sokala na terenie ZSRR) ukazują się owe mułki na znacznej przestrzeni. Stąd pochodzi pierwsze odkrycie flory dryasowej przez S z a f e r a [168] z 1912 r. Wobec nowych faktów stratygraficznych wiek tych mułków

i wiek tzw. „zastoiska krystynopolskiego“ Szafera, określony wówczas przez tego badacza jako poziom najstarszego zlodowacenia, musi ulec bezwzględnie zmianie. Jest to bezsprzecznie ta sama seria osadów dryasowych, która wypełnia wszystkie doliny Wyżyny Lubelskiej aż po granicę zlodowacenia środkowo-polskiego, przeto wiekowo temu właśnie zlodowaceniowi odpowiadająca.

Górna część serii dryasowej jest zbudowana z materiałów pylastych, niekiedy lądząco podobnych do lessu („less fluwialny“, „less rozlewiskowy“). Można przypuszczać, że wysychające rozlewiska rzek i jezior z okresu dryasu były częściowo wypełnione, a potem przykryte pyłem eolicznym. Jest tu więc ślad starszego lessu na wyżynie, dowód działających na przedpolu lodowca wietrzeńowych i eolicznych procesów peryglacjalnych (mapa IV).

Na wyżynie znaleziono jeszcze jeden typ utworów, związanych z peryglacjalną strefą środkowo-polskiego zlodowacenia. Są to powlekające stoki wyżynne, soliflukcyjne warstwy gruzu i glin z rumoszem kredowym. Istnieją tutaj dwa piętra owych gruzów. Piętro podlessowe, oddzielone od lessu młodszego, górnego glebą kopalną i poziomem zwietrzenia, oraz piętro lessowe i nadlessowe, do którego należą gruzy i gliny soliflukcyjne bezpośrednio związane z górnym lessem. Pierwszy pochodzi ze zlodowacenia środkowo-polskiego, drugi odpowiada zlodowaceniowi młodszemu. Najlepszych przykładów niższego piętra gruzów dostarczają stoki Wierchowiny Grabowieckiej i Giełczewskiej, a więc zbocza doliny Wieprza, Bystrzycy, stoki Kotliny Zamojskiej i Hrubieszowskiej. Ściany dołu klinkierni w Izbicy odślaniały niegdyś (przed zniszczeniem) grubą pokrywę gruzową, poprzecinaną całą siecią kopalnych szczelin peryglacjalnych (kliny lodowe). Jezory soliflukcji gruzowej i gruzowo-piaszczystej schodzą nisko i zapadają pod młodsze utwory tarasowe. Całość jest pokryta grubą powłoką lessu eksploatowanego w klinkierni. Podobne zboczowe pokrywy gruzowe znajdują się koło Grabowca, Skierbieszowa, Udrycza, a nieco innego typu soliflukcję spotyka się koło Żółkiewki, Pilaszkowic oraz na Grzędzie Tyszowieckiej koło wsi Czartowczyk.

Streszczając wyniki tego rozdziału raz jeszcze podkreślić należy, że stratygraficzny poziom utworów powstałych w okresie środkowo-polskiego zlodowacenia ma na wyżynie dużą zmienność facjalną. Poziom ten składa się z utworów typu marginalnego zarówno glacialnych, jak też fluwioglacialnych na północy oraz utworów peryglacialnych w środkowej i południowej części wyżyny. Typ pierwszy tworzą resztki moreny dennej, żwiry glacialfluwialne, piaski i ły wstęgowe. Typ drugi występuje w dwu odmianach facjalnych. W dolinach są ły, mułki i drobne piaski serii dryasowej, na powierzchniach zaś stokowych leżą utwory wietrzeńowe i soliflukcyjne.

Te resztki pokryw sedymentacyjnych są wskaźnikiem bogactwa procesów, które wówczas działały na wyżynie i w jej sąsiedztwie. Była to potężna erozja rzek marginalnych, naśladujących swoim biegiem zarysy lobów i płatów lodowcowych. Powstała wówczas prostolinijna krawędź Puławy—Ciecierzyn i pradolinowe rynny, rozcinające w poprzek Pagóry Chełmskie. Cała zaś wyżyna, położona tak blisko lodowca, była objęta potężnym działaniem niszczącym mroźnego klimatu glacialnego. Posługując się nowoczesną terminologią peryglacialną można powiedzieć, że obszar ten należał do strefy gruzowo-arktycznej w sensie B ü d e l a [11] lub strefy arktycznej (pustyń arktycznych) w sensie G r i g o r j e w a [38]. Niestety nie mamy dowodów morfologicznych tej szybko zmieniającej ówczesną powierzchnię ziemi „morfogenezy peryglacialnej“. Wszelkie typowe dla tego okresu oznaki rzeźby wyżynnej przykryła równie potężna morfogeneza peryglacialna ostatniego zlodowacenia. Trudno nam dzisiaj rozstrzygnąć, które spośród tak częstych na wyżynie form denudacji peryglacialnej można by zaliczyć do tej starszej fazy działania. Większość niewątpliwie pochodzi z ostatniego zlodowacenia. Dowody tego podam w następnych rozdziałach.

Ogólny zarys morfologii wyżyny był bardzo podobny do rzeźby dzisiejszej. Dna dolin i kotlin były szerokie i płaskie. Zapewne przypominały współczesne arktyczne powierzchnie równinne. A więc były one tundrą, zalewaną periodycznie przez wody roztopowe. Ze względu na poblizę bariery lodowej, zamykającej spływ rzek, często dochodziło do spiętrzenia wód. W ten sposób powstawały jeziora, raczej niezbyt głębokie, periodycznie spływające, łatwo zasypywane pyłem i piaskiem, niesionym od stoków wyżynnych. Jedynie w czasie pełni działania czynników peryglacialnych, gdy lodowiec najdalej wkroczył w obniżenia wyżyny, wytworzyło się w dolinie Wieprza pod Krasnymstawem i Izbicą typowe zastoisko.

Zbocza dolin były raczej pozbawione roślinności. Tu tworzyły się owe potężne pokrywy gruzowe, których znikome resztki przetrwały do naszych czasów. Materiał był w ustawicznym ruchu, wędrował w dół zboczy, lecz nie wkraczał zbyt daleko na dna dolin. Jedynie wody roztopowe wypłukiwały z niego części drobne, piasek i pył, osadzając je w kotlinach i dolinach.

STRATYGRAFIA UTWORÓW I CHRONOLOGIA ZDARZEŃ OSTATNIEGO ZLADOWACENIA

Nie znamy na Wyżynie Lubelskiej typowo interglacialnych osadów między utworami ostatniego (bałtyckiego) i przedostatniego (środkowo-polskiego) zlodowacenia. Jest to fakt zastanawiający i trudny do wytłu-

maczenia, zwłaszcza gdy się zważy, że przedostatni interglacjał został tu zapisany tak stosunkowo dużą ilością dobrych stanowisk. Nie znaczy to jednakże, że obszar nasz jest zupełnie pozbawiony śladów przerwy czasowej między chłodną sedimentacją (glacjalną, peryglacjalną) dwu ostatnich zlodowaceń. Dowody owej przerwy są najczęściej natury erozyjnej. Widzimy to w Kotlinie Dorohuckiej, gdzie powierzchnia ta ścina fluwioglacjał środkowo-polskiego zlodowacenia. Ścina go nierówno, stąd tu liczne „wyspowe“ wyniosłości żwirowo-piaszczyste, zagrzebane pod tarasowymi piaskami ostatniego glacjału. Powierzchnia erozyjna dzieląca owe glacjały jest bardzo żywa we wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej, przylegającej od północy do wyżyny. Rynny dolin są tu najczęściej wcięte głęboko we fluwioglacjał. Na zboczach i dnie rynien znajdują się grube bloki (bruk) po rozmytej morenie. Przykładem tego jest sama dolina Wieprza (Syrniki, Czerniejów) z górnym brukiem, ponadto dolina Mininy. Podobnie przedstawia się dolina Ciemięgi, gdzie zrekonstruowano przedlessową dolinę, wciętą w żwiry fluwioglacjalne i wyścieloną powszechnie tu pod lessem spotykaną glebą kopalną. Jeszcze głębsze rozcięcie erozyjne notujemy w okolicach Chełma, gdzie różnica wysokości między powierzchnią zasypania środkowo-polskiego zlodowacenia a dnem wciętych w tę pokrywę dolin, wynosi około 40 m. Tyle samo mniej więcej wynosi pogłębienie dolin uchodzących do Wisły (Bystra pod Nałęczowem i Celejowem). W dolinie Wieprza pod Krasnymstawem i Izbicą powierzchnia erozyjna modeluje strop środkowo-polskiej serii dryasowej i przykrywających ją ilów warwowych. W dolinie Bugu i Huczwy kilkunastometrowe rynny, wgłębione w piaski paludynowe, są wypełnione piaskiem pylastym serii lessowej.

Z powyższego wynika, że powierzchnia erozyjna między utworami obu zlodowaceń na wyżynie jest zjawiskiem generalnym i powszechnym. Nie ulega wątpliwości, iż przed sedimentacją utworów pylasto-piaszczystych, będących najmłodszą serią glacjalną (pod współczesną powierzchnią) i odznaczających się zewnętrznym bardzo typowym wyglądem, znajduje się powierzchnia zniszczenia, które ogarnęło bez wyjątku całą Wyżynę Lubelską i wschodnią część Niziny Mazowiecko-podlaskiej. Znakońmity botanik Ś r o d o Ń [173], któremu zawdzięczamy świetną analizę flory dryasowej środkowo-polskiego zlodowacenia, nie dostrzega na wyżynie tej powierzchni erozyjnej, znając zresztą tylko profil w Tarzymiechach, gdzie strop serii dryasowej jak też leżące na nim utwory serii tarasowej cechuje pewne podobieństwo z powodu dużej zawartości pyłu w obu pokładach. Dlatego wspomniany badacz skłania się do wniosku, że główny taras Wieprza i budujące go utwory pylasto-piaszczyste pochodzą ze środkowo-polskiego zlodowacenia. Ze względów stratygraficzno-geologicznych i morfologicznych uważam to za niemożliwe i raczej

cała seria dryasowa może należeć do ostatniego zlodowacenia — gdyż takiej interpretacji stratygraficznej w przyszłości też nie można wykluczyć — niż lessowo-piaszczyste utwory tarasowe do przedostatniego zlodowacenia.

Na granicy obu serii, tzn. tarasowej i bezpośrednio od niej starszej (żwirowo-piaszczystej, fluwioglacjalnej na północy a piaszczysto-pylastej, dryasowej na południu) znajdują się również resztki osadów organogenicznych z florą ciepłą lub też poziom gleby kopalnej. Należy tu torf Łańcuchowa, w którym wprawdzie nie znaleziono typowej flory interglacjalnej (P a s z e w s k i [111]), nie znaczy to jednakże, że flory tej tutaj na pewno nie ma. Zresztą nawet dotychczasowe dane wskazują już na to, że torf łańcuchowski może być dowodem poważnego ocieplenia klimatu, w stosunku do klimatu seryj powyżej i poniżej niego leżących. Śladem interglacjału są, moim zdaniem, ily i mułki wapniste z bogatą (pod względem ilości) fauną mięczaków, którą oznaczył prof. U r b a ń s k i. Utwory te występują w Kotlinie Dorohuckiej w poziomie, odpowiadającym położeniu stratygraficznemu torfu w Łańcuchowie. Nie jest to fauna interglacjalna, lecz i ona informuje o pewnym ociepleniu klimatu. Zresztą wynika to już z faktów geologicznych, a mianowicie z tworzenia się płytkich, powoli zamulanych i zarastających jezior i starorzeczy.

W środkowej i południowej części wyżyny są mniej wyraźne ślady sedymentacji interglacjalnej. Do niej zaliczamy torf na przedmieściu Krasnegostawu (Zakręcie), podlessową glebę kopalną w Zakłodziu.

Utwory, powstałe na wyżynie w okresie ostatniego zlodowacenia, mają charakter osadów wybitnie peryglacjalnych. Łatwiejsze jest ujęcie stratygraficzne tej drugiej facji, chociaż i w jej obrębie niezupełnie pewne jest powiązanie bardziej piaszczystych utworów północnej części wyżyny (np. Kotliny Dorohuckiej) z pylastymi osadami wewnętrznej części wyżyny. Osady tego zlodowacenia można podzielić w profilu pionowym na dwie części, przy czym poziomem dzielącym jest bądź to powierzchnia erozyjna, bądź też gleba kopalna (patrz tabela stratygraficzna na końcu książki — Tabela III). Do dolnego oddziału zaliczam w Kotlinie Dorohuckiej tak powszechny utwór niższej części tarasu Wieprza, jakim są piaski rzeczne, z drobnymi żwirkami kredowymi. Na nie wkracza utwór pylasty, który można już uważać za osad młodszej serii tego zlodowacenia. Na północ od Kijan w dolinie Wieprza oraz w dolinie Bystrzycy między Lublinem a Spiczynem (ujście Bystrzycy do Wieprza) powszechnie występują piaski przechodzące ku górze w mułki i ily, prawie zastoiskowe, które nazwałem ogólnie „serią spiczyńską“. Jest to również dolny człon utworów ostatniego glacjału, złożony w głęboko wyerodowanej dolinie Bystrzycy, zanim doszło do jej połączenia z dawnym Wieprzem, który przed tym uchodził do Tyśmienicy. Po dru-

giej stronie działu w dorzeczu Bugu mamy osad podobny, który wypełnia interglacjalną rynnę Uherki. Są to „mułki horodyskie“, utwór, którego wiek wielokrotnie i różnie był oznaczany. Dzisiaj sędzę, że jest to osad anaglacjalnej fazy ostatniego zlodowacenia. Bliższe argumenty na rzecz takiej interpretacji stratygraficznej owych osadów podałem w części szczegółowej. Uważam je za odpowiednik serii spiczyńskiej — oba utwory zapełniały i wyrównywały doliny interglacjalne w miarę postępującego oziębiania się klimatycznego.

Ponad tymi seriami są oznaki działania erozyjnego (rozmycie w osi dolin), powyżej których leży młodsza seria ostatniego glaciału, a więc gliny soliflukcyjne (Horodyszczce), piaski pylaste i less (dolina Wieprza i Bystrzyca). Less wyżynny między Bystrzycą a Ciemięgą łączy się z tą serią górną, należy więc do młodszej fazy ostatniego zlodowacenia. Dotyczy to również lessu Płaskowyżu Kazimierskiego. Oczywiście less dolinny tych obszarów, odwapniony lub przykryty glebą kopalną (Klementowice, Łopatki, dolina Ciemięgi), należy do starszej fazy ostatniego zlodowacenia.

W środkowej części wyżyny, w strefie wierzchowin, problem stratygrafii najmłodszego plejstocenu oparto przede wszystkim na profilach krasnostawskiego odcinka doliny Wieprza. Tu stwierdzono również dwudzielność utworów, budujących taras doliny Wieprza. Powierzchnia erozyjna przypada między dwiema seriami, w zasadzie bardzo do siebie podobnymi. W górnej i dolnej występuje less. Trudność powiązania tych profilów z dwudzielnymi utworami ostatniego glaciału Kotliny Dorohuckiej, leżącej bezpośrednio na północ od tego obszaru, polega na tym, że w dolnym piętrze utworów Kotliny Dorohuckiej nie stwierdzono lessu. Dalej, w Kotlinie Dorohuckiej less, a raczej pyły bardzo podobne do lessu znajdują się na powierzchni tarasu, podczas gdy w krasnostawskim odcinku sedimentację młodszej serii kończą piaski rzeczne. Wydaje mi się, że musimy tu poprzestać tylko na stwierdzonej dwudzielności, wyjaśniając, że niezgodność wewnętrznego układu odpowiadających sobie serii (zwłaszcza górnej) pochodzi z pewnej różnicy czasu powstania tych serii. Na północ od Krasnegostawu zachowana jest w tarasie Wieprza seria anaglacjalna, na południe od tego miasta przeważa na powierzchni tarasu seria kataglacjalna.

Zarówno w strefie wierzchowin, jak też w Padole Zamojsko-hrubieszowskim oraz na Roztoczu wśród osadów ostatniego glaciału poważne znaczenie ma less. Utwór ten będzie przedmiotem rozważań w następnych rozdziałach. Tu zwrócę uwagę na jego ogólną rolę w stratygrafii najmłodszego plejstocenu południowej części wyżyny. Jest to utwór prawie jedyny z tego okresu zajmujący wielkie przestrzenie Roztocza i wierz-

chowin. Mimo pewnej jednolitości i monotunności musimy go uważać za odpowiednik bardziej zróżnicowanych serii dolinnych. Zresztą są na to tego rodzaju dowody, jak przejścia utworów dolinnych piaszczystych, w lessowe pyły stoków. A zatem mamy tu do czynienia ze zmianą facjalną, zależną od różnicy lokalnych warunków sedymentacji. Less wyższy jest dwudzielny, a dzieląca oba pokłady gleba kopalna przypada w poziomie stratygraficznym powierzchni erozyjnej, znanej wśród osadów dolinnych.

Na zakończenie tych uwag stratygraficznych należy dodać, że na Roztoczu pojawiają się w ogromnej masie piaski zboczowe jako główny utwór ostatniego okresu glacialnego. Są one równoważnikiem lessu i to, zdaje się, obu jego poziomów, górnego i dolnego, przede wszystkim jednakże górnego. Pochodzą one z piasków trzeciorzędowych, które w plejstocenie starszym i młodszym były wielokrotnie przeławiczone na stokach Roztocza. Część z tych piasków leży na glinkach pyłowych, odwapnionych, które uważam za starszy less.

Z następstwa stratygraficznego można wnioskować o kolejności zdarzeń geomorfologicznych. Po środkowo-polskim zlodowaceniu panowała na wyżynie ożywiona działalność erozyjna rzek. Doliny zostały pogłębione nierównomiernie — silniej na północy niż na południu. W stosunku do pokryw dolinnych środkowo-polskiego zlodowacenia wcięcie wynosiło maksymalnie 20—40 m. Nie jest to regułą. W niektórych dolinach faza erozyjna zakończyła się w poziomie niewiele odbiegającym od wysokości ich współczesnego dna. Był to okres wzmożonych opadów — odpowiada on początkowi interglacjału. Następuje ciepła sedymentacja mułów, piasków i torfów, a więc zastój procesów erozji.

Rozpoczyna się zlodowacenie, wyżyna zostaje objęta działaniem czynników klimatu peryglacialnego, które dają potężne efekty degradacji na stokach i sedymentację (korelacyjne osady) w dolinach. Przerwa zostaje wywołana polepszeniem się warunków klimatycznych. Powstaje nowa powierzchnia erozyjna w dolinach i odwrotnie, uspokojenie się degradacji na zboczach, które powlekają się glebą czarnoziemną (na lessach) lub rędzinną (na kredzie). Jestem skłonny wiązać to ocieplenie z interstadiem oryniackim. Seria dolna utworów odpowiadałaby przy takim ujęciu nasunięciu brandenburskiemu. Następuje druga faza peryglacjału, stadium poznańskiego lub pomorskiego, o podobnym działaniu sedymentacyjnym jak poprzednia. Poziom dolin ustala się teraz na wysokości głównego tarasu dolin wyżynnych, tarasu wzniesionego dzisiaj bardzo różnie, maksymalnie do 23 m ponad dna dolin. Rozcięcie tarasu dokonało się w okresie kataglacialnego wzrostu temperatury, przede wszystkim więc już w postglacjale.

PROCESY I UTWORY PERYGLACJALNE

Doniosłe znaczenie procesów peryglacjalnych dla Wyżyny Lubelskiej wynika z faktu, iż przez długi czas granica ostatniego zlodowacenia (bałtyckiego) znajdowała się w stosunkowo niewielkiej odległości od wyżyny (200 km w czasie maksimum zlodowacenia). Wyżyna należała więc do strefy peryglacjalnej tego zlodowacenia, była nawet przez pewien czas w zasięgu pasa arktycznego (strefy gruzowej), dłużej jednakże podlegała działaniu procesów bardziej zewnętrznej podstrefy, a więc subarktycznej, czyli tundrowej. Wynika to z obecności na wyżynie struktur krioturbacyjnych obu typów, a więc zarówno inwolucji arktycznych, klinów lodowych, jak też inwolucji subarktycznych, bugrowych oraz kilku typów form soliflukcyjnych. Zagadnienie to zostało gdzie indziej obszerniej przedstawione [50], do jego szczegółów nie będę więc powracał. Należy jedynie nadmienić, że od czasu ukazania się wyżej wzmiankowanej rozprawy została znacznie rozszerzona tematyka peryglacjału polskiego głównie pracą D y l i k a [25], dotyczącą zjawisk peryglacjalnych Wyżyny Łódzkiej. Obszar ten położony niewiele bardziej na północ od Wyżyny Lubelskiej posiada cechy tego peryglacjału, który typowy jest dla południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej, a więc pasa uznanego wyżej za strefę peryferyczną plejstocenu Wyżyny Lubelskiej.

Klimat peryglacjalny ostatniego zlodowacenia wycisnął swoje piętno na formach rzeźby wyżyny, zaznaczył się również w sposób dobitny w typie jej osadów. Ze względu na to, że ten okres peryglacjalny był w morfologicznej ewolucji wyżyny ostatnią fazą bardzo silnych działań procesów niszczących, po której nastąpiły postglacjalne cykle znacznie słabszych przeobrażeń powierzchniowych, stąd element „morfogenezy peryglacjalnej“ — jak słusznie pojęcie to dla Wyżyny Łódzkiej sformułował D y l i k [25] — wysuwa się tu na plan pierwszy.

Zajmijmy się naprzód niszczącymi procesami, które rozwijały swoją działalność na kredowych i trzeciorzędowych wyniosłościach środkowej części wyżyny oraz na Roztoczu. Kreda lubelska składa się ze skał, różnie reagujących na działanie mrozu, na ogół jednakże są one na ten typ niszczenia silnie podatne. T r i c a r t [182] zalicza skały kredowe do grupy materiałów peryglacjalnie *mobilisable*, łatwo ulegających peryglacjalnemu wietrzeniu i soliflukcji, a więc peryglacjalnej denudacji. Przykładem tego jest silnie zniszczona w tym czasie i masą gruzu przykryta kredowa powierzchnia Szampanii. Na Wyżynie Lubelskiej mamy zwięzłe opoki i gezy oraz miękkie, wapniste margle. Pierwszy typ skał jest bezsprzecznie materiałem bardziej podatnym na wietrzenie peryglacjalne aniżeli drugi, ponieważ łatwiej rozsypuje się w płytkowy gruz. Na Wierzbachowie Giełczewskiej, w okolicach Lublina i nad Wisłą znajdujemy głę-

boko zwietrzałe pokłady gezy danu. Grubość warstwy wietrzeniowej na powierzchniach płaskich, nienaruszonych lub mało naruszonych przez denudację, sięga 2,5—3,0 m. Wietrzenie mrozowe było ułatwione pewną przepuszczalnością skały. Woda wnikała w piaszczystą, porowatą i krucho skałę rozsadzając ją nie tylko na powierzchni, lecz również od wnętrza. Opoka mastrychtu zachowuje się podobnie, lecz nie jest tak głęboko zwietrzała jak dan. W profilach wietrzeniowych tych skał można zawsze wyróżnić od góry trzy części:

1. Gruz drobny, kriogenicznie silnie zaburzony.
2. Gruz płytkowy, ułożony warstwowo, nie zaburzony lub bardzo słabo zaburzony.
3. Skała z zachowaną w pełni strukturą pierwotną. Warstwy jej nie są jednolite, zaznacza się oddzielność poszczególnych brył.

Część górna nie sięga głębiej niż 1 m. Jest to poziom struktur, które opisałem [50] pod nazwą festonów gruzowych. Świadczą one o głębokości letniego odmarzania gleby, a zatem warstwę górną możemy identyfikować z czynną strefą zmarzliny. Część druga profilu, a więc płytki kredowe, ułożone poziomo i słabo wyruszone z pierwotnego położenia, odpowiadają maksymalnej głębokości odmarzania (do 2 m). Są tu zaburzenia mrozowe typu głębokich klinów lodowych, bądź też „strzałki“ (*Stiche*). Ten rodzaj struktur sięga czasem do trzeciego poziomu profilu wietrzeniowego. Zaburzenia te pozostają w związku z obecnością żył lodowych w zmarzlinie.

Należy podkreślić, że występowanie wszystkich trzech członów peryglacialnego profilu wietrzeniowego jest zjawiskiem raczej rzadkim. Najczęściej obie warstwy gruzowe górne są znacznie w swojej grubości zredukowane. Spotyka się powszechnie niegrubą warstwę płytek odcinających się dość ostro od poziomu trzeciego, którym jest z reguły prawie niezwieterzała, jedynie silniej spękana skała macierzysta. Spostrzeżenie to dotyczy nie tylko stoków o dużym nachyleniu, gdzie ubóstwo materiału wietrzeniowego jest zrozumiałe, lecz również powierzchni słabo nachylonych, prawie poziomych. Jednocześnie jednakże stwierdzamy, że zachowana cienka warstwa gruzu ma znamiona oddziaływania mrozu, tzn. strukturę festonową lub gruzowo-soliflukcyjną. Wynikają z tego wnioski następujące:

1. Współczesna powierzchnia kredowa wyżyny (w sensie skały) jest w dużej mierze powierzchnią peryglacialną. Działania procesów postglacialnych w jej obrębie były stosunkowo niewielkie, skoro nie zdołały one usunąć gruzów peryglacialnych*.

* Denudacyjne zmiany postglacialne są znaczne w utworach sypkich, pyłowych i piaszczystych. Do sprawy tej powrócę w rozdziale „Wyżyna Lubelska u schyłku plejstocenu i w holocenie“.

2. Wietrzeniowo-denudacyjny proces peryglacjalny charakteryzował się względną przewagą denudacji nad wietrzeniem. Na stokach wyżyny panował więc dodatni bilans denudacyjny, dla którego typowy był silniejszy rozwój składowej ruchu poziomego niż produkcja wietrzenia*. Redukcja profilu wietrzeniowego dokonywała się syngenetycznie, a więc w okresie peryglacjalnym, w mniejszym zaś stopniu może być odniesiona do postglacjału.

Wnioski, które wysnuto z analizy form zbudowanych ze skał kredowych, obowiązują również dla stosunkowo niewielkich obszarów wyżynnych, gdzie występują skały trzeciorzędowe. Płaska powierzchnia gór stołowych Piotrkowa, Chełma, Rejowca oraz Roztocza opiera się na zwięzłych piaskowcach sarmackich lub tortońskich. Jest więc elementem starym, strukturalnym. W jej obrębie znajdujemy peryglacjalne warstwy gruzowe, niezbyt grube, lecz w pełni typowe ułożeniem materiału. Podkreślam ową cechę zasadniczą: mimo małych możliwości denudacji warstwa wietrzeniowa jest cienka. Nie może być inaczej, skoro wietrzenie ograniczone było do cienkiego poziomu odtajania letniego, reszta zaś ścięta w wiecznej zmarzlinie nie brała udziału w przeobrażeniach, wywołanych zmianą temperatury i wilgoci.

Ten sam typ zjawisk znajdujemy w trzecim co do budowy geologicznej obszarze wyżynnym, w obrębie form struktury plejstoceniowej. Dotyczy to wyspowych form, zbudowanych wyłącznie z piasków, żwirów i glin lodowcowych, a więc wzgórz okolic Chełma i Rejowca, ponadto wszystkich wzgórz obszaru peryferycznego wyżyny w pasie krawędziowym od Ciecierzyna po Puławy. Pochodzenie utworów, budujących wzgórze, jest różne, lecz wszystkie one są osadem zlodowacenia środkowopolskiego. Najmniej jest takich, które można uznać za materiał czołowo-morenowy (Krasienin). Przeważnie występują tu żwiry fluwioglacjalne lub piaski, bądź to glacitektonicznie zaburzone (Pawłów), bądź też poziomo leżące (Majdan-Rybie). Nie ma tu moren czołowych pierwotnych, jak sądził niegdyś Z a b o r s k i [191] w odniesieniu do odcinka Krasienin—Puławy. Po środkowo-polskim zlodowaceniu pozostał tu materiał, jego struktura i pewne ogólne linie hydrograficzne odnowione zresztą w młodszym okresie morfologicznego rozwoju tego obszaru. Sugestie co do położenia dawnego pasa moren czołowych, jak zaznaczyłem wyżej, mogą jedynie wypływać z glacitektonicznej struktury fluwioglacjału. Natomiast rzeźba pagórków, ich rozmieszczenie, wygląd i wysokość pozostają w związku z działalnością procesów peryglacjalnych ostatniego zlodowacenia. Ten obszar spośród wszystkich regionów wyżynnych zawiera cechę bodajże najważniejszą, pozwalającą z całą pe-

* Bliższe wyjaśnienie pojęć „bilansu denudacyjnego“ znajdzie czytelnik w moim artykule w „Czasopiśmie Geograficznym“ [53].

wnością udowodnić młodo-peryglacjalny wiek tej wielkiej degradacji, której ślady niemal na każdym kroku spotykamy na wyżynie. Bowiem jedynie tutaj istnieją formy peryglacjalne, pod których zewnętrznią, morfologiczną powierzchnią znajdują się warstwy, zaledwie tylko o jedno zlodowacenie od tej powierzchni starsze. W tym jest ich analogia do form Wyżyny Łódzkiej, które, jak wykazał D y l i k [25], zawdzięczają swoje powstanie morfologicznej ewolucji peryglacjalnej. W tym jest również punkt wyjścia i podstawa analizy morfologicznej w odniesieniu do tej części wyżyny, która aczkolwiek jest zbudowana ze skał starszych, jednak wykazuje wiele cech wspólnych z tym obszarem młodoperyglacjalnej morfogenezy.

Jakie procesy działały wówczas na wyżynie? Istnieją dwie grupy peryglacjalnych procesów denudacyjnych, a więc ruch grawitacyjny mas ziemnych i zmywy. Pierwsze, to soliflukcyjne schodzenie wietrzliny, dokonywane przy pośrednim udziale wody, drugie to splukiwanie stokowe, a więc bezpośrednie działanie transportowe wody. Oba typy procesów notujemy na wyżynie, chociaż stwierdzić należy, że ich rola była nierównomierna a maksimum ich działania nie pokrywa się ze sobą.

Struktura soliflukcyjna w młodo-glacjalnych (ostatnie zlodowacenie) osadach wyżynnych jest częsta. Szczegółowa analiza przekrojów doprowadziła nawet do wyróżnienia tutaj nieznanej dotychczas „soliflukcji walcowej“, powstałej przez stokowe przemiany mikroreliefu tundry bugrowej. W ogólnym obrazie rozmieszczenia soliflukcji uderza pewna jej zależność od skał podłoża. Zjawisko to jest częstsze i bardziej typowe w obszarze skał cienkoklastycznych i koloidalnych (a więc w obszarze chełmskiej kredy piszącej), aniżeli w obrębie występowania gezy czy opok piaszczystych. Soliflukcja towarzyszy czwartorzędowym skałom pylastym i ilastym, mułkom horodyskim i spiczyńskim, a przede wszystkim oczywiście lessom. Nie znaczy to, że w oparciu o inny typ podłoża soliflukcja nie może się rozwinąć. W sprzyjających warunkach zwilgocenia, nachylenia i ekspozycji soliflukcja może działać w każdym sytkim materiale, a nawet w żwirach i piaskach. Obserwowano jezory soliflukcyjne na Roztoczu i koło Piotrkowa w zboczowych piaskach, pochodzących z miejscowego trzeciorzędu. Fluwioglacjalne żwiry pagórków Rejowca i Ciecierzyna często przybierają na zboczach strukturę spływów soliflukcyjnych.

Na wyżynie znajdują się oczywiście oba typy soliflukcji, które wyróżnił B ü d e l [11] we współczesnej Arktyce, D y l i k [25] zaś w stanie kopalnym w Polsce, a więc „soliflukcja swobodna“ i „związana“. Bardziej podpada naszym obserwacjom soliflukcja związana, w której całe warstwy w formie spływowej wędrują w dół, dając strukturę „warstwo-

wą“, a więc równoległych do siebie języków, oraz „walcową“, o smugach koncentrycznych w przekroju poprzecznym. I znów w odniesieniu do skał podłoża należy zanotować, że soliflukcja związana występuje głównie w obszarze skał marglistych i ilastych (wschodnia część wyżyny), swobodna zaś, a więc taka, gdzie każda niemal cząstka na zboczu wykonuje swój własny ruch, typowa jest w granicach występowania opok piaszczystych i sypkich skał czwartorzędowych. Dylik [25] podkreśla ogromne znaczenie tego rodzaju soliflukcji dla Wyżyny Łódzkiej. Jest to zrozumiałe ze względu na typ skał podłoża. Na Wyżynie Lubelskiej soliflukcja swobodna nie odgrywa tej roli decydującej, w każdym razie nie ma przewagi nad soliflukcją związaną. Wypada jeszcze dodać, że na Wyżynie Lubelskiej znajdujemy przykłady spływów zboczowych, w których brały udział ogromne bloki skał, całe ich warstwy, jak na przykład opisane w „Części pierwszej“ (Rozdział V) spłynięcie warstw sarmackich w Lelechówce koło Pawłowa. Na Roztoczu przykładów tych jest więcej.

Nie mniej ważne od soliflukcji były peryglacjalne zmywy zboczowe. Podlegały im utwory wietrzeniowe, a w tym przede wszystkim zwierzelina piaszczysta i pylasta, a także piaski i pyły spośród starszych utworów plejstocenijskich oraz trzeciorzędowych. Dla stoków wyżyny typowe są piaski pylaste, wyraźnie warstwowane zgodnie z nachyleniem powierzchni podłoża. Zaczynają się one mniej więcej na połowie stoku (często nawet w górnej połowie), ciągną się w dół, do dna doliny, przy czym miąższość ich konsekwentnie w tym kierunku wzrasta. Zawierają czasem drobny gruz kredowy lub trzeciorzędowy (ten ostatni w pobliżu wzgórz, posiadających resztki trzeciorzędu). Górna część stoku w takim wypadku jest pozbawiona utworów czwartorzędowych, odsłania się na niej lita skała. Wierzchowina Giełczewska, zwłaszcza małe dolinki boczne uchodzące do Giełczwi i Żółkiewki, dostarczają bodajże najlepszych przykładów takich utworów. Jest rzeczą znamionną, że wypełniają one tutaj stosunkowo obszerne leje źródłowe owych dolinek (przeważnie suchych), ciągną się wzdłuż nich, a w dolinie Giełczwi lub Żółkiewki łączą się z plejstocenijskim, piaszczysto-lessowym tarasem. Podobna sytuacja cechuje również doliny Roztocza. Piaski deluwialne bardzo wysoko otulają tu zbocza dolin, sięgają niekiedy po grzbiety i wierzchołki wzgórz działowych, zwłaszcza tam, gdzie dzisiaj zachowały się płaty trzeciorzędu (Roztocze Środkowe i Południowe, okolice Lubyczy Królewskiej). W dolinie Wieprza, zarówno w jej wierzchowinowym, jak roztockim odcinku (okolica Krasnegostawu, Szczebrzeszyna) piaski zboczowe schodzą w dół, najczęściej płaskimi rynnami stoku, gdzie łączą się z tarasem doliny. To samo znajdujemy w obrębie Płaskowyżu Kazimierskiego nad Bystrą (Celejów), nad Kurówką, w pasie zdenudowanych pagórków lubartowskich, w okolicy Chełma i Rejowca.

Cechą wspólną owych deluwii piaszczystych jest to, że wiążą się one bardzo ściśle z lessem oraz z gruzem zboczowym. Występują powyżej i poniżej najmłodszego lessu, łączą się z nim bocznie, facjalnie. Na Wierzchowinie Giełczewskiej piaski nasze leżą bezpośrednio nad gruzem wietrzeniowym, kredowym, w którym znajdują się resztki zniszczonych utworów starszego plejstocenu (głazy skandynawskie). Gruz zboczowy często wkracza całymi warstwami w obręb owych piasków lub też — co jest raczej rzadsze — nasuwa się na ich powierzchnię. Wynika z tego, że zmywy zboczowe były zjawiskiem po części równoczesnym z fazą działania soliflukcji, po części młodszym od tego procesu grawitacyjnych ruchów zboczowych. Właściwą powierzchnię zewnętrzną stoków tworzą raczej utwory namyte.

Stąd wniosek odnośnie do następstwa peryglacialnych faz klimatycznych: faza wilgotna, subarktyczna, soliflukcyjna poprzedzała fazę klimatu, w którym dokonały się namywy zboczowe. Dylík [25] pisze o „transgresji strefy gruzowej na tundrową“ w okolicach Łodzi. Oznacza to wzrost surowości klimatu, pogłębienie się polarnych, arktycznych warunków termicznych, a więc zbliżanie się lodowca. Ten sam typ zmian zanotowałem w peryglacialnym profilu Radzyna (J a h n [50]), gdzie powyżej poziomu soliflukcji subarktycznej zlodowacenia środkowopolskiego występuje morena. Jest jednakże zagadnieniem otwartym, czy strefa gruzowa, a więc maksimum glacjału może być identyfikowane z najwyższym poziomem namywów? Klimat wysoko arktyczny mógł spowodować prawie zupełną likwidację roślinności, uruchomić soliflukcję swobodną a nawet wywołać czynność ablacyjną wód. Była to jednakże czynność ograniczona przez stosunkowo małą ilość opadu i krótkie trwanie lata. W tym czasie większe znaczenie jako czynnik denudacyjny miał wiatr. Zresztą okres ten na Wyżynie Lubelskiej był raczej krótki. Oto więc przesłanki prowadzące do wniosku, że wielka faza ablacyjna na wyżynie nie pokrywa się z okresem polarnego kontynentalizmu maksimum zlodowacenia. Wynika to również z położenia stratygraficznego produktów zmywów stokowych. Gdzie jest „strefa gruzowa“ w osadach wyżynnych, trudno powiedzieć. Być może, że znaczy ją dolny poziom deluwii, podścielający less — lecz okres ten poprzedza poziom soliflukcyjny. Nie jest również wykluczone, że ze względu na odległość granicy zlodowacenia maksimum glacjału nie stworzyło wyraźnego i odrębnego poziomu sedymentacji peryglacialnej, po prostu, seria soliflukcyjna na zboczach wraz z odpowiadającym jej poziomem inwolucyjnym na powierzchniach płaskich kryją w sobie zarówno elementy sedymentacji subarktycznej, jak też arktycznej. Nie wiadomo, czy w czasie ostatniego zlodowacenia wyżyna w ogóle była „pustynią arktyczną“.

Główna faza ablacyjna, jak powiedziałem, przypadała u schyłku glacjału. Dalsze argumenty na rzecz tej tezy podam w następnym rozdziale omawiając zagadnienie lessu. Utwór ten odgrywa pierwszorzędną rolę stratygraficzną, gdyż znaczy nam fazę głównego nasilenia peryglacjału. Ablację stokową wywołały przede wszystkim większe opady. Mógł to być opad śnieżny, który topniał szybko na wiosnę i dostarczał dużej ilości wód stokowych. Sprzyjało temu dłuższe trwanie okresu letniego, pod warunkiem, że ustrój glacialnego, a raczej kataglacialnego klimatu kontynentalnego panował nadal, objawiając się przede wszystkim ostrą różnicą chłodnej i wyraźnie już cieplej pory roku. Procesy zmywów stokowych cechował zdecydowany rozwój a potęgująca się działalność wód doprowadziła w końcu do powstania wcięć erozyjnych, a więc niszczenia, tak charakterystycznego dla kataglacialnej fazy klimatycznej.

Wnioski nasze wypływają, jak powiedziałem, z ogólnych cech tego krajobrazu, który odziedziczyliśmy na wyżynie po ostatnim zlodowaceniu. Krajobraz ten jest wyraźny i typowy właśnie przez opisane wyżej zdarzenia, będące ostatnim aktem glacjału, a więc przez ogromny wzrost działań ablacyjnych. Smugi napłukanego piasku i pyłu wypełniają każdą wklęsłość zboczy, łączą się u ich podstawy w gruby płaszcz deluwiów. Nie ma wyraźnej granicy między tą akumulacyjną powierzchnią, opadającą od zboczy, a tarasami dolin. U schyłku peryglacjału dno doliny nie odcinało się od zboczy. Tak jak w lejach źródłowych dolinek Wierchowiny Giełczewskiej trudno oddzielić utwory zboczowe i denne, tak też w wielkich dolinach i kotlinach wyżyny istnieje bardzo ściśle powiązanie tych wiekowo sobie odpowiadających osadów. Przykładem klasycznym jest wielka Kotlina Zamojska. Dno jej zbudowane z pylastych piasków wstęgowych, a więc bardzo rytmicznie warstwowanych, jest równe i monotonne. Dookoła na zboczach wyklinowujące się ku górze deluwia piaszczyste i pylaste, charakterystyczne są również przez rytmikę smug. Deluwia schodzą do dolin, których połączeniem jest Kotlina Zamojska, więc z Roztocza do doliny Poru, Wieprza, do tych samych dolin z Wierchowiny Giełczewskiej, do doliny Łabuńki i dopływów z Wierchowiny Grabowieckiej. Nie trudno sobie wyobrazić, że wody tych rzek zwłaszcza w okresie wiosennych roztopów były przeładowane materiałem zboczowym. Piaski wstęgowe Kotliny Zamojskiej nie są osadem jeziora zastoisowego, świadczy o tym ich łagodnie, lecz konsekwentnie opadająca powierzchnia. Jest to osad periodycznych wylewów rzecznych a raczej połączona na dnie kotliny sedimentacja wód ablacyjnych. W spokojnej rytmice osadu zaznacza się tak podkreślany przez *T r i c a r t a* [182] laminarny (nie turbulencyjny) charakter spływu wód peryglacialnych. Działy one powierzchniowo, były płytkie, gubiły się wśród własnych sedimentów.

To ogromne ożywienie działalności stokowej u schyłku glacjału doprowadziło do wprost zadziwiającego swoją wielkością i typowością zjawiska, które P o ż a r y s k i [126] nazwał w dolinie Wisły „wysokim zasypaniem“ dolin. Nie jest to nazwa szczęśliwa, gdyż sugeruje ona błąd dawnych zapatrywań, spotykanych tu i ówdzie w literaturze, według których piaski warstwowe są wskaźnikiem górnego zasięgu wód rzecznych (rzeki głównej) w dolinie. Wspomniany autor mimo nazwy interpretuje piaski doliny Wisły zgodnie z ich deluwialno-zboczową naturą *. We wszystkich dolinach wyżyny utwór ten wysuwa się na plan pierwszy. Nie można operować wysokością owych piasków ponad dnem doliny, nie ma ona żadnego związku z poziomem rzek, a zależy jedynie od wysokości zboczy bądź też od ilości materiału wymywanego na zboczach. Jest rzeczą jasną, że najwyżej ponad dnami dolin znajdują się owe piaski na Roztoczu. Również nie ma większego znaczenia względna wysokość tarasów, zbudowanych z tych piasków. Bowiem doliny wyżynne przypominały u schyłku zlodowacenia łagodnie wklęsłe, zapiaszczone niecki, w których zbocza łączyły się z dnem. Była w tym duża analogia do „delli“ (w sensie S c h m i t t h e n n e r a [153]), gdyż właśnie tym samym procesem denudacyjnym oba typy form zawdzięczały swoje powstanie. Zależnie od tego, w którym miejscu owa powierzchnia skośna została przez wodę rozcięta lub bocznie podcięta, kształtuje się wysokość „zawieszenia“ piasków ponad poziomem rzeki.

Nasuwa się zagadnienie następujące: Dlaczego peryglacialna działalność zmywów zboczowych była tak żywa i skuteczna w czasie ostatniego zlodowacenia, natomiast niedostrzegalna jest prawie wśród utworów środkowo-polskiego glacjału? Wyjaśnienie, moim zdaniem, powinno być proste, gdyż potwierdza ono podaną wyżej kolejność procesów peryglacialnych. Utwory zboczowe środkowo-polskiego zlodowacenia to prawie wyłącznie jezory soliflukcji (związanej) gruzowej i gliniastej. Są to bezwątpienia pozostałości, resztki po pokrywie grubszej, która uległa denudacji w młodszym glacialu. Zachował się tu tylko dolny człon utworów zboczowych, właśnie soliflukcyjnych, podczas gdy człon górny, warstwa namywów, uległa łatwo zniszczeniu.

Działalność denudacyjna, której pośrednim rezultatem są piaski zboczy i tarasów wyżynnych, pozostawiła po sobie również ślady zniszczenia. Dowodem obniżenia powierzchni pierwotnej, odziedziczonej po ostatnim interglacialu, są pagóry wzdłuż północnej krawędzi wyżyny, gdzie glaci-tektonicznie zaburzone warstwy są ścięte powierzchnią denudacyjną.

* Odnośny cytat z pracy P o ż a r y s k i e g o brzmi: „Dolina przełomowa między Zawichostem a Puławami zostaje zasypana osadami zmytymi ze zboczy. Skład tych osadów zależy od budowy zbocza. Przeważają piaski i dlatego całą tę akumulację nazywamy piaskami wysokiego zasypania“ ([126], str. 98).

Pagory te są typowymi ostańcami denudacyjnymi. Innym typem form są szerokie, nieckowate doliny denudacyjne, jakby włożone w wysokie zbocza kredowe doliny Wieprza. Wszystkie one kończą się na powierzchni peryglacialnego tarasu Wieprza. Wreszcie trzecim typem form peryglacialnych są niektóre wzgórza „wyspowe“ i „półwyspowe“ wzdłuż krawędzi Wierchowiny Giełczewskiej oraz w obszarze Pagórów Chełmskich. Bliższą charakterystykę tych form podam niżej, tu ograniczam się do ich wymienienia, albowiem w dużej mierze należą one do peryglacialnego cyklu morfologicznego, którego geologicznym przejawem są piaszczysto-pylaste utwory zboczy i den dolinnych.

ZAGADNIENIE LESSU

Stan dotychczasowych badań. Wyżyna Lubelska jest obszarem lessowym. Ze wszystkich utworów plejstocenu ten osad pyłowy wysuwa się na plan pierwszy, dominuje na znacznej części jej powierzchni, narzuca wyżynie wyraźne cechy morfologiczne, a nawet określa w pewnym stopniu jej ekonomiczne znaczenie. Dlatego nie można uważać za rzecz przypadku, iż właśnie ten utwór budził tu zawsze zrozumiały zresztą naukowy interes. Wobec ubóstwa prac z dziedziny geologii i geomorfologii tego obszaru uderza to, że pozycji dotyczących lessu jest stosunkowo wiele.

O lessie lubelskim pisał Pusch [130], Trejdosiewicz [179] i Jurkiewicz [57], najlepszym jednak jego znawcą w ubiegłym stuleciu był bezsprzecznie Krisztafowicz [75]. Ten pracowity badacz okolic Lublina i Puław wydziela tu dwa typy lessu: less subaeralny i jeziorno-rzeczny, w szczegółach jednak podział ten uzupełnia wyróżnieniem całego szeregu lessowych odmian facjalnych oraz deluwiów lessowych. Krisztafowicz uważał less za utwór interglacialny. Sedymentacja rozpoczęła się w drugiej połowie tego interglacialu, który nastąpił po zlodowaceniu wyżyny (nazwanym przez wymienionego autora Q_2 , co odpowiadałoby pojęciu zlodowacenia krakowskiego) została zaś zakończona już w pierwszej połowie zlodowacenia następnego (Q_3 — zlodowacenie środkowo-polskie).

Z późniejszych prac na temat lessu należy wymienić wartościową rozprawę Mieczyskiego [98], w której autor opierając się przeważnie na przykładach z Wyżyny Lubelskiej wypowiada teorię o pochodzeniu lessu z utworów pyłowych sedymentacji wodnej. Koncepcje te potem podjął i rozwinął Malicki [94].

Prace Ludomira Sawickiego [144] dotyczą wieku lessu lubelskiego. Autor ów pisze: „...less w wielu miejscach blisko podchodzi pod

morenę środkowo-polską, nie przekracza jej jednak i nie spoczywa na niej (wyjątkowo tylko w okolicy Puław i Lublina)“. Właśnie te „wyjątkowe“ przykłady spod Puław i Lublina wpłynęły na to, że Ludomir Sawicki opowiada się za pochodzeniem lessu ze zlodowacenia bałtyckiego.

Ludwik Sawicki [149] zwrócił uwagę na less dolinny tego obszaru, stwierdziwszy, że w tarasie Wieprza w Dworzyskach koło Izbicy less typowy występuje między dwoma pokładami piasków rzecznych. Autor ten wydziela na wyżynie dwa lessy, przegrodzone glebą kopalną.

Wielkie zainteresowanie budził zawsze profil lessowy w tarasie Wisły pod Górą Puławską, z odkrytym tam stanowiskiem paleolitycznym. Opisywany był on po raz pierwszy przez K r i s z t a f o w i c z a [75], potem głos w tej sprawie zabierali K r u k o w s k i, S a m s o n o w i c z [78], K o z ł o w s k i [71], C z a r n o c k i [17], H a l i c k i [40] i Ludwik Sawicki [146]. Ten ostatni przeprowadził najbardziej szczegółowe badania i ostatecznie potwierdził pewien błąd, który stał się w przyszłości źródłem mylnej koncepcji stratygraficznej czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej. Błąd ten polegał na uznaniu glin i gładów występujących w tarasie Góry Puławskiej powyżej mułków lessowych (uważanych za dolinną fację lessu) za utwór morenowy środkowo-polskiego zlodowacenia. Stąd u Sawickiego skojarzenie wiekowe takich pojęć, jak „less górny“ (wg terminologii S o e r g l a) i zlodowacenie środkowo-polskie. Less Wyżyny Lubelskiej — według tego autora — odpowiada zlodowaceniowi środkowo-polskiemu, to zaś zlodowacenie „...może być starsze od drugiej fazy Würmu“.

Sprawa lessu Góry Puławskiej po wojnie ostatecznie została rozstrzygnięta, a przyczynili się do tego P o ż a r y s k i i Ludwik Sawicki. Pierwszy z nich z całą ścisłością udowodnił, że leżące na mułkach lessowych gładzi i szczątki moreny są utworem soliflukcyjnym, zsuniętym na taras z pobliskiego zbocza (Pożaryski [126]). Drugi zaś spośród wspomnianych autorów zasłużył się, demonstrując w r. 1952 uczestnikom XXV Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego wspaniałe przez siebie przygotowane wkopy w poprzek tarasu wiślanego w Górze Puławskiej. Przekroje te przekonały wszystkich, że soliflukcyjne pochodzenie materiału eratycznego, występującego ponad i w obrębie mułków żółtych (które mogą być mocno już przeobrażonym lessiem), nie ulega najmniejszej wątpliwości — aczkolwiek demonstrujący usiłował jeszcze wówczas bronić swojej starej tezy o pierwotnym a nie wtórnym złożu leżących na lessie resztek glacialnych*. W dwa lata później ukazała się nowa rozprawa Ludwika Sawickiego [152], w której zmienia on dawny pogląd,

* W czasie wycieczki zjazdowej, w obliczu precyzyjnie odsłoniętych warstw tarasu Góry Puławskiej została nawiązana dyskusja. Zabierałem w niej głos, przeciwstawiając się ówczesnej interpretacji profilu przez Ludwika Sawickiego. Wracam do tej dyskusji w związku z następującym zdaniem wymienionego autora,

a profil tarasu Góry Puławskiej interpretuje na ogół zgodnie z ujęciem Pożaryskiego [126].

Wspomniana z okazji omawiania Góry Puławskiej praca Pożaryskiego [126], będąca właściwie monografią czwartorzędu doliny Wisły, przynosi interesujące dane w kwestii wieku i podziału lessów lubelskich. Autor ten wystąpił z koncepcją trzech różnowiekowych lessów w wiślanym odcinku wyżyny. Profilem wyjściowym jest dla niego przekrój Kwaskowej Góry pod Kazimierzem.

Podobną myśl wysunął również M o j s k i [102] odnośnie do podziału lessów w okolicach Hrubieszowa. Do sprawy tej powrócę jeszcze naświetlając ją na podstawie własnych wyników badań.

Szczególne miejsce wśród prac dotyczących lessu lubelskiego należy się rozprawić M a l i c k i e g o [94], poświęconej przede wszystkim ogólnym zagadnieniom genezy lessu w Polsce a w drugim rzędzie zagadnieniom stratygraficzno-wiekowym tego utworu. Pracę Malickiego miałem sposobność już wcześniej omówić. Oto tezy tego autora:

1. Less powstał ze skał miejscowych, a więc na wyżynie ze skał kredowych.

2. Less jest utworem eolicznym, lecz powstanie jego było poprzedzone fazą aluwialną. Materiał zwietrzliny kredowej był osadzony w zbiornikach wodnych, a stąd dopiero został wywiany na otaczające je wyniosłości. Zbiorniki takie dla Wyżyny Lubelskiej istniały między krawędzią wyżyny a brzegiem lodowca środkowo-polskiego zlodowacenia. Less lubelski jest więc tego wieku.

3. Pył lessowy był transportowany przez wiatr na krótkiej odległości.

ogłoszonym w jego publikacji: „Pochodzenie ich (tzn. spiaszczonej gliny morenowej i bruku na drugorzędnym złożu — moje uzupełnienie) z odległego wysokiego brzegu zakola pradoliny, zwłaszcza wobec braku tych wkładów w piaskach szybiku 8 (około 100 m od krawędzi tarasu) i w piaskach tarasu akumulacyjnego wydaje się mało prawdopodobne“. W dyskusji wysunąłem poglądy, który w pewnym stopniu wyjaśnia pochodzenie deluwiiów morenowych. Odkrywki demonstrowane przez Sawickiego nie potwierdzają zdania Pożaryskiego [126], że ów materiał morenowy „...został grawitacyjnie zsunięty na less ze zboczy, do których less bezpośrednio przytyka“ ([126], str. 92). Nie ma bezpośrednich śladów nawiązania tych utworów do moreny zbrocza, ponadto spływy soliflukcyjne w demonstrowanych w czasie wycieczki zjazdowej odkrywkach, wyraźnie są nachylone przeciw zbroczu (Sawicki [147], tabl. II). Sądzę więc, że cały ten kompleks osadowy łącznie z lessem jest serią wtórnie, soliflukcyjnie odwróconą. Powstał on nie ze zboczy doliny, lecz z pagórów starszego plejstocenu, znajdujących się w obrębie dna doliny. Pagóry owe pierwotnie były przykryte lessem. „Rozpłynęły się“ one soliflukcyjnie, właśnie w dobie sedymentacji lessowej; materiał warstw starszych znalazł się ponad lessem. Proces ów dokonał się przed osadzeniem piasków tarasowych, które pochodzą przeważnie ze zboczy doliny. Przykryły one i wyrównały soliflukcyjny relief dna doliny.

Bezpośrednio po ukazaniu się omawianej rozprawy Malickiego wyłożyłem własny pogląd na zagadnienie lessu Wyżyny Lubelskiej w oparciu o posiadany wówczas materiał (r. 1950). Uznałem za słuszną myśl wymienionego autora co do powstania pylastych sedymentów rzecznych, które były źródłem pyłu lessowego. Ponadto wysunąłem przypuszczenie, że pył ten mógł tworzyć się nie tylko ze zwietrzliny kredowej, lecz również ze zwietrzliny skał plejstocenijskich. Przyjmołem wówczas w przeciwieństwie do Malickiego [94] a zgodnie z utartym poglądem pochodzenie pyłu z dalekich obszarów sandrowych Niżu Polskiego. Z tak znacznych odległości mógł on być transportowany tylko za pomocą wysokich wiatrów. Uznawałem działanie wiatrów lokalnych, lecz równocześnie przyjmowałem wielki podział strefy peryglacjalnej na obszar deflacji i akumulacji lessu.

Nie będę powracał do szczegółowych wyników tej pracy. Dla wielu z nich znalazłem potwierdzenie w dalszych badaniach prowadzonych (po r. 1949) na Wyżynie Lubelskiej. Dodać jednakże należy, że nowy materiał spostrzeżeń zmusza mnie dzisiaj do zmiany niektórych wypowiedzianych wówczas wniosków. Dotyczy to przede wszystkim kwestii transportu. Less jest zagadnieniem trudnym i bardzo skomplikowanym. Profile jego kryją mnóstwo zagadek. To jest niewątpliwie pewne, a każda nowa obserwacja może łatwo podważyć pogląd, zdawałoby się najbardziej prawdopodobny, gdyż udokumentowany dziesiątkami innych spostrzeżeń*.

Less pierwotny i wtórny na Wyżynie Lubelskiej. W literaturze lessu lubelskiego spotykamy się z przeróżnymi nazwami i pojęciami, które z góry każą się domyślać jak bardzo zróżnicowany jest ten utwór, czy też — jak to inni ujmują — jak wiele typów lessu tutaj występuje. Są tu więc lessy głębokie i płytkie, piaszczyste, spiaszczone i typowe, jeziorne, aluwialne i dyluwialne, lądowe i rozlewiskowe, ponadto humusowe, ilaste itp. Szczególnie K r i s z t a f o w i c z [75] celował w tego rodzaju rozdrabnianiu typów lessu. Sprawę tę ująłem z punktu widzenia zmian facjalnych, wyróżniając dwie główne facje lessowe — wyżynną i dolinną. Stwierdzono to na podstawie bocznego przechodzenia tzw. lessu warstwowanego, występującego na dnie dolin, w less zboczowy i wierzchwinowy, bardziej „typowy“. Ten ostatni ma również własną

* Pragnę również zaznaczyć, że omawiając tu problematykę lessu lubelskiego nie będę powracał do spraw ogólnych, dotyczących tego utworu. Uczyniłem to w poprzedniej swojej pracy na ten temat [48], cytując tam możliwie szeroko światową literaturę zagadnienia. Tutaj uwzględniam przede wszystkim wyniki prac polskich, odnoszących się pośrednio lub bezpośrednio do lessu Wyżyny Lubelskiej. Dodać należy, że w zagadnieniach lessu nasz własny dorobek jest dostatecznie duży, chociaż nie znany na ogół poza granicami kraju, jednak wyczerpuje prawie całą problematykę zagadnienia.

strukturę i teksturę, typową może jedynie przez to, że poszczególne elementy struktury nie odróżniają się od siebie tak kontrastowo jak w warstewkach lessu dolinnego, zlewając się więc ze sobą, co sprawia wrażenie „bezstrukturalnej“ jednolitości utworu. Less jest utworem środowiska peryglacialnego, jego określonych warunków klimatycznych; jego zróżnicowanie facjalne powstało w zależności od warunków morfologicznych i hydrograficznych miejsca sedymentacji.

Nie wiem czy to stanowisko jest słuszne, czy nie kryje się w nim błąd pomieszczenia cech pierwotnych i wtórnej przeróbki tego samego utworu. Pod tym kątem widzenia chcę obecnie spojrzeć na ten zagadkowy, pylasty sedyment, nie roszcząc sobie pretensji do rozwiązania jego genezy, która przez długie lata będzie jeszcze zapewne przedmiotem dyskusji. Dzisiaj sądzę, że na świecie są różne lessy, wytworzone w różnych warunkach klimatycznych i morfologicznych. Zastrzegam się więc, że moje uwagi obecne dotyczą tylko lessu lubelskiego, dla wyjaśnienia którego sięgnę do faktów przedstawionych już w części regionalnej niniejszej pracy.

Oglądając odsłonięcia lessu wyżyny stwierdzamy, jak powiedziałem, ogromną jego różnorodność. Każda niemal odkrywka nasuwa inną hipotezę roboczą, gdy idzie o genezę tego utworu. W splocie jednakże różnorodnych, często sprzecznych myśli jedno wyjaśnienie, a raczej ogólne, uporczywe wrażenie dominuje ponad innymi przypuszczeniami, a mianowicie, że less lubelski jest utworem zboczowym, jest pokrywą deluwialną, powstała z czegoś, co właściwie jako utwór pierwotny pozostaje tajemnicą. Źródłem tej myśli jest typowa struktura i tekstura lessu, smugi i warstewki zboczowo ułożone, liczne wkładki piaszczyste, zmiana barwy, zaburzenia fluidalne itp. cechy, które świadczą o tym, że utwór nasz może być produktem wtórnym daleko sięgających zmian. Zapytać jednak należy, czy ponad zboczami na powierzchniach grzbietowych wierzchwinowych są miejsca, gdzie znajdujemy owe cechy pierwotne lessu. A obok tego pytania drugie zagadnienie — czy przez tę zboczową strukturę lessu nie „przeziera“ jego struktura pierwotna, może tylko w części zamazana spływem zboczowym. A wreszcie kwestia najbardziej zasadnicza, czy less o cechach utworu deluwialnego nie jest właśnie utworem pierwotnym, a więc czy sedymentacja jego nie odbywała się właśnie drogą procesu, który zwykliśmy uważać, może niesłusznie, za proces wtórny? Na te pytania będę się starał dać choćby niepełną odpowiedź, syntetyzując swoje obserwacje lubelskie.

Naprzód zagadnienie struktury i składu mechanicznego lessu. Sprawę tę bardzo jasno poruszył ostatnio Dylík [28], w artykule, który jest wyrazem jego wysoce sceptycznego stanowiska w stosunku do wielu kantonów genezy tego utworu, nie wyłączając teorii eolicznej. Utało się przekonanie o typowości tzw. lessu subaerycznego, który ma być skałą bez

żadnej dającej się makroskopowo wyróżnić struktury i tekstury. Zdanie to wynika z obserwacji odsłonięć lessu o powierzchniach wysuszonych, gdzie subtelna struktura tego utworu na ogół zanika. Natomiast w odkrywkach dobrze odczyszczonych, lekko wilgotnych, zwłaszcza w dołach czynnych cegielni ze świeżą ścianą lessową dojrzeć można delikatną strukturę w najbardziej „typowych“ lessach. Strukturę tę opisałem w części regionalnej, przede wszystkim w oparciu o przykłady z kilku cegielni w najbliższej okolicy Lublina. Less występuje tu na zboczach doliny Bystrzycy, Czechówki i mniejszych dolin bocznych, a więc na powierzchniach o dużym nachyleniu. Jego struktura typu deluwialnego, a więc charakterystyczna przez długie smugi i warstewki zgodne z nachyleniem stoku, nie budzi zdziwienia. Warto dodać, że jest on na ogół silnie piaszczysty, a często przechodzi wręcz w deluwialne piaski. Należało się spodziewać, że dopiero na powierzchni wyżynnej, łagodnie falistej, jaka rozpościera się między dolinami Bystrzycy i Ciemięgi, znajdziemy less „typowy“, bezstrukturalny. Przeczy temu odkrywka cegielni Lemszczyzna, będąca właśnie w takim położeniu. Nachylenie powierzchni wynosi tu około 2°. Less ten składa się z drobnutkich smug lub warstewek, o niewyraźnych granicach, różniących się jedynie pewnym natężeniem barwy. Podobną strukturę stwierdziłem w lessie kazimierskim, na grzbietach Wierzchowiny Grabowieckiej, na Roztoczu i w okolicach Krasnegostawu. Jedną z cech owej struktury jest to, że warstewki jaśniejsze są na ogół grubsze. Ich powierzchnia jest falista, przypomina bardzo drobne ripplmarki. Dają się one śledzić na przestrzeni kilku metrów; ich ciągłość pozioma jest jednakże różna, często są przerywane jakby małymi uskokami lub w ogóle porozrywane na drobne cienkie bryłki. Warstewki biegną na ogół równolegle do siebie, można jednak zauważyć, że tu i ówdzie są jak gdyby ścięte, wyerodowane. Ciągłość pionowa jest wówczas przerwana, na powierzchni ścięcia tworzy się nowy kompleks lessowy o tej samej strukturze (ryc. 21. str. 72).

Struktura ta jest dowodem pewnej rytmiki zmian warunków sedymentologicznych. Less nie osadzał się więc ani w warunkach ciszy atmosferycznej, ani w ogóle w warunkach postulowanej niegdyś jednolitości i niezmienności środowiska sedymentacyjnego. Najbardziej typowy less lubelski jest obrazem pewnej dynamiki, której natężenie zmieniało się przestrzennie, a co ważniejsze czasowo. Stąd rytmika osadu. Jeśliby materiał miał tu większą rozpiętość barwy, less przedstawiałby obraz utworu wstęgowego. Mała różnica barwy i składu mechanicznego warstewek zaciera te różnice.

Ludwik S a w i c k i [151] opisał podobną strukturę lessu ze Zwierzynca pod Krakowem. Opis ten odnosi się do lessu dolnego, pod glebą kopalną. Autor ów w ten sposób charakteryzuje cechy struktury: „...less

tego poziomu przedstawia utwór o teksturze łupka cienko warstwowanego, składający się z warstewek nie przekraczających 1—2 mm grubości“ i dalej „...powierzchnia warstewek jest pokryta równoległymi, o tym samym kierunku, płaskimi bruzdami i żłobkami różnej szerokości i długości, z miejscami wgłębionymi i miniaturowymi, schodkowatymi i poprzecznymi załamaniem powierzchni żłobków“ ([151] — str. 20). Sawicki sądzi, że less ten jest pochodzenia eolicznego, a struktura warstewek odzwierciedla zmiany sezonowe w dopływie i osadzaniu materiału.

Przytoczyłem ów opis, gdyż less ten w jego świetnych odsłonięciach na Zwierzyńcu miałem możność poznać dzięki zaproszeniu przez dr Ludwika Sawickiego do obejrzenia tych cennych odkrywek. Stwierdzam podobieństwo tej struktury do struktury wyżynnego lessu lubelskiego.

Cechy struktury lessu najbardziej „typowego“ wskazują więc na udział wiatru w jego powstaniu. Główny argument na rzecz tej koncepcji, tak starej przecież i wciąż skutecznie opierającej się wielu atakom jej przeciwników, podam — gdy idzie o less lubelski — w części dotyczącej rozmieszczenia tego utworu. Właśnie stosunki przestrzenne lessu upewniają nas w tym przekonaniu. Typ struktury, owe subtelne smugi faliste, można również uważać za dzieło stosunkowo spokojnych, niezbyt burzliwych wiatrów. We Francji, Belgii i Holandii wysuwa się obecnie coraz mocniej przypuszczenie o powstaniu lessu pod wpływem wiatru, który równocześnie zwiewał z powierzchni ziemi śnieg. Owe burze śnieżne miały pyłem mineralnym, silnie przemieszonym ze śniegiem. T a v e r n i e r [177], T a i l l e f e r [175], E d e l m a n [31] są zwolennikami niveo-eolicznej koncepcji, mającej w zasadzie wiele podobieństwa do myśli tych eolistów, którzy przyjmowali już dawniej, że less powstał w zimowej porze roku (jak np. P e n c k [113], u nas K l i m a s z e w s k i [65] i M a l i c k i [94]). Ta hipoteza dobrze wyjaśnia rytmikę osadu oraz niewyraźne granice warstewek zatarte przez wytopienie śniegu. Pogląd ten tłumaczy również powierzchnie ścięcia (zdzierania) pyłu, dalej pozwala dobrze wiązać ze sobą lessy różnych odmian facjalnych. Tam gdzie istniały warunki gromadzenia się wody powierzchniowej, powstałej z wytopienia śniegu, ostrość warstwowania wzrasta. W ten sposób znajdujemy przejście od pierwotnych lessów do lessów „dolinnych“, a więc pyłów osadzonych na niższych i bardziej równych powierzchniach, odznaczających się dobrą strukturą warstwową.

Sprawa tego typu lessu i zaliczenie go do lessu pierwotnego nie wydaje się prosta, albowiem strukturę warstwową mają zarówno pyły i pylaste piaski napływowe, będące częściowo źródłem lessu, jak też pyłowe deluwia i aluwia, będące znów produktem zniszczenia lessu. Dlatego nie sądzę, że wszystkie warstwowane lessy dolinne, które są tak częste na wyżynie, można by zaliczyć do tej kategorii utworów. Raczej

należy tu nieduża ich część, a mianowicie tylko utwory tzw. „pomostów lessowych“, łączących poprzez doliny płaty lessu wyżynnego. Ten typ lessu mamy w dolinie Giełczwi koło Pilaszkowic i Raciborowic, w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu, Izbicy i Tarnogóry, oraz koło Deszkowic. Są to miejsca, w których less Wierzchowiny Grabowieckiej oraz Kotliny Zamojskiej przechodzi na stoki Wierzchowiny Giełczewskiej. Ten typ lessu znajdujemy w dolinie Ciemęgi (Dys) oraz w dolinie Huczwy na południe od Tyszowiec. O pierwotności tego utworu świadczy jego pozycja stratygraficzna. Wypełnia on zakłębłości dolinne, leży poniżej lub w jednym poziomie stratygraficznym z lessem wyżynnym, łącząc się z nim bardzo ściśle.

Zwrócić należy uwagę na niektóre cechy strukturalne tych utworów oraz na ich skład mechaniczny. Są tu pewne różnice barwy, wyglądu i uziarnienia pomiędzy tymi osadami, które łączy przede wszystkim ich wspólny wiek i warunki sedymentacji. Można by się w ogóle zastanowić, czy nazwa „less“ jest tu stosowna, tak bardzo bowiem odbiegają one niekiedy od tego, co zwykliśmy nazywać lessem. Zastrzegam się z góry, że nazwa ma tu znaczenie pomocnicze, nie jest ona istotna. Do sprawy tej niżej powrócę, omawiając całokształt sedymentacji „lessowej“. Utwory, które w tej chwili są przedmiotem rozważań, mają pewną wspólną cechę składu mechanicznego — pylastość lub pyłowość. Nie można jednakże określić granic poszczególnych frakcji składu mechanicznego w sensie ich typowości. W ogóle jest błędem, który powtarza się zwłaszcza u gleboznawców, typowanie lessu według ścisłych norm składu mechanicznego. Less dolinny posiada partie pod względem składu mechanicznego najbardziej „typowe“, tzn. takie, które są zgodne ze sztywną normą lessową ustaloną niegdyś dla określonych obszarów. Obok tych partii mogą występować wkładki ilaste lub piaszczyste, znacznie odbiegające od normy. W lessie tym istnieje pewne selekcyjonowanie, jak na przykład w utworze w Raciborowicach i dolinie Giełczwi, gdzie są na przemian warstewki cienkiego i grubego pyłu, które razem dają dopiero skład mechaniczny lessu „typowego“. Czasami są to soczewki piasków i żwirów, co jest częste zwłaszcza w dolinie Wieprza.

Typową cechą strukturalną jest warstwowanie poziome, mniej lub więcej wyraźne. Ta cecha bardzo zbliża nasz utwór do osadów wodnych, zwłaszcza osadów jezior lub wolno płynących rzek. Zresztą jest zupełnie dopuszczalne boczne przejście lessu dolinnego, nie będącego w ścisłym znaczeniu tego słowa sedymentem wodnym, w wymieniony typ osadu. Warstwowanie lessu różni się od warstwowania utworów osadzanych przez wodę i w wodzie, ponieważ brak w nim tych wyraźnych ostrych granic pomiędzy warstewkami, które są typowe dla sedy-

mentów jezior i rzek. Wynikać to może częściowo z podobieństwa materiału poszczególnych warstewek, lecz nie tłumaczy nam to w pełni owych zamazanych granic, jakie istnieją pomiędzy warstewkami lessowymi. Zresztą stopień tego „zatarcia“ granic zmienia się. Tak więc na przykład less dolinny Giełczwi ma większą kontrastowość warstewek aniżeli less dolinny Ciemięgi czy Kurówki. Less nadbużański jest stosunkowo wyraźniej warstwowany aniżeli less dolinny Wierzchowiny Grabowieckiej i doliny Wieprza. Cecha ta może się zmieniać lokalnie, na krótkich przestrzeniach.

Te i inne właściwości lessu dolinnego, a więc jego skład mechaniczny, tekstura a także barwa, fauna itp. będą wyjaśnione, jeśli w przybliżeniu zdefiniujemy warunki sedymentacji tego utworu. Pozostaje on w łączności z lessiem wyżynnym. Istnieje wspólny czynnik dostarczający cząstek pylastych, które decydują o charakterze obu utworów. Jest nim wiatr, mający większą od wody zdolność wydzielania tego typu drobnych ziaren. Jeśli ten czynnik wprowadzi w obręb dna doliny pewną ilość pyłu, wtedy na niskiej, równej powierzchni następuje szerokie rozpręszczenie tego materiału, głównie za pośrednictwem wód z topniejących na wiosnę śniegów. Jakby przypieczętowują one ten nieregularnie rozproszony materiał, czynią z niego jednolity poziom. W ten sposób powstaje warstewka będąca tworem już w pełni zindywidualizowanym, a więc cząstką przeszłej struktury warstwowej. Od udziału wody i nachylenia powierzchni zależy, czy granice warstewki będą wyraźniej lub słabiej zaznaczone. Przy większej obfitości wody i małym nachyleniu powierzchni istnieje możliwość tworzenia się na powierzchni dna doliny lokalnych zbiorników, w których sedymentacja przybierze wyraz normalnego procesu odkładania materiału w wodzie. Wówczas warstwowanie jest bardzo wyraźne, może tu nastąpić sedymentacja typu warwowego. Jeżeli jednakże warstewki tworzą się bez udziału wody zbiornika, a jedynie pod wpływem laminarnych cieków powierzchniowych, w tym przypadku warstwowanie jest mniej regularne, a granice warstw zatarte. Less ten nazwałem niegdyś „fluwialnym“. T a v e r n i e r [177], który wyróżnił podobne utwory na obszarze Belgii proponuje dla nich nazwę „niveo-fluwialne“, właśnie z uwagi na wielką rolę śniegu w ich powstaniu.

Z kolei — problem zmian strukturalnych i teksturalnych lessu, które dokonują się częściowo już w czasie eolicznej sedymentacji tego utworu, przeważnie jednak dopiero po jego osadzeniu, przy intensywnym działaniu procesów zboczowych.

Jeżeli przyjmujemy, że less osadzał się przy współdziałaniu śniegu, to w konsekwencji należy liczyć się z pewnym działaniem wód, powstałych z tajania śniegu. Dotyczy to zwłaszcza lessu wyżynnego, z przyczyny jego

położenia zawsze narażonego na niszczące działanie denudacyjne. Należy sądzić, że już wówczas tworzyły się w lessie nacięcia, kanały lub studnie, a więc zespół form denudacyjnych, charakterystycznych dla tego typu materiału.

Wody te nie mogły działać głębiej niż sięgało letnie rozmarzanie gleby. Less osadzał się w klimacie, który sprzyjał istnieniu wiecznej zmarzliny. Jej obecność w lessie Wyżyny Lubelskiej udowadniają liczne kliny lodowe i inwolucje, które występują zwłaszcza u podstawy lessu i w jego dolnej warstwie. Udowodniłem to w poprzedniej pracy, nowsze obserwacje poglądy ten potwierdzają i rozszerzają. Kliny lodowe w lessie Łopatek występują na całej jego grubości, co zdaje się świadczyć o tym, że tworzyły się one sukcesywnie w czasie narastania lessu, tzn. w czasie sypania się pyłu na powierzchnię zbocza. Tak wyjaśnia podobną pozycję klinów w lessie Krakowa Ludwik Sawicki [151]. Jest to możliwe, ale nie jest pewne. Kliny mogą być również młodsze od sedimentacji eolicznej, a więc mogą pochodzić z tego czasu, gdy less wierzchwinowy podlegał już tylko działaniu soliflukcji. W każdym razie po ociepleniu się klimatu i wytopieniu zmarzliny struktura lessu Łopatek nie uległa wielkiej zmianie, skoro zarysy klinów wyraźnie zachowały się do dzisiaj.

Bardzo aktualnym i ważnym zagadnieniem jest związek lessu z soliflukcją. Gdy jedni nie doceniają tych peryglacialnych wpływów ziemnych w lessie, inni popadają w skrajność przeciwną, uważając less za materiał wyłącznie transportu soliflukcyjnego, a strukturę sedimentacyjną tego utworu wyłącznie za rezultat zmian soliflukcyjnych. Przekroje lessu lubelskiego wskazują na bardzo poważny udział w lessie soliflukcji. Warstewki smugowe lessu wyżynnego nie należą jednak do struktury soliflukcyjnej. Mogą one być przez soliflukcję zmienione. Powołam się na jeden przykład, reprezentowany przez odsłonięcie w cegielni Lemszczyzna pod Lublinem (ryc. 21 str. 72). Strukturę warstewek niveo-eolicznych less ma na całej swojej grubości, spływy potoków soliflukcyjnych obejmują tylko warstwę stropową, do głębokości 3 m. W ich obrębie jest wyraźnie widoczna pewna zmiana pierwotnej struktury, którą reprezentują dolne partie lessu. Warstewki ulegają silniejszemu wyciągnięciu, stają się bardziej kontrastowe, powyginane, faliste. Pod wpływem szybszego zsuwania dokonało się rozszczepienie warstewek jasnych na drobne, wtórne, soczewkowate języki. Powstały wyciśnięcia materiału płynnego, formy strukturalne o przekroju festonów oraz drobne uskoki. Podobne cechy stwierdzono w górnej warstwie soliflukcyjnej w cegielni Łopatki (ryc. 13 str. 46). Typowa struktura lessowa jest tu również w dolnej części przekroju — górną zaś stanowią wielkie kosy zboczowe, odpowiadające soliflukcyjnym potokom ziemnym. Solifluk-

cja posiada zdolność korazyjnego działania, czego dowodem są ścieżki na powierzchni lessu typowego, w ich kontakcie z masami spływowymi.

Soliflukcja towarzyszyła sedymentacji lessu jako zjawisko synchroniczne a nawet syngenetyczne, bądź też była w stosunku do niej zjawiskiem wtórnym. Udowadniają to dwojakiego rodzaju przekroje lessowe Wyżyny Lubelskiej. W jednych struktura soliflukcyjna jest w spągowej części profilu, w innych w ich stropie. Przykłady pierwszego typu są częste wśród lessu Roztocza (np. Turzyniec), drugi typ jest znów powszechny w lessie kazimiersko-lubelskim (m. in. należy tu Lemszczyzna i Łopatki). Świadczy to o tym, że less nie tylko powstał w warunkach klimatu peryglacjalnego, ale w tychże warunkach uległ już daleko idącym przeobrażeniom strukturalnym. Przez cały ten czas utrzymywała się wieczna zmarzlina, jedynie głębokość jej rozmarzania ulegała zmianie.

Czy poszczególne jezory soliflukcyjne w lessie można uważać za dowód wahań klimatycznych, jak to na przykład czyni Sawicki [151], analizując profil Zwierzyńca pod Krakowem? Autor ten sądzi, że less barwy szarawej, występujący u podstawy jezorów soliflukcyjnych, reprezentuje tundrowe poziomy wegetacyjne. Przekroje typu Zwierzyńca są bardzo częste wśród lessu Wyżyny Lubelskiej, lecz dodać należy, że nie mają one cech powszechności. Znamienne jest to, że obok profiliów tego typu znajdujemy tu less wielometrowej miąższości, gdzie ani zmiana barwy, ani zmiany strukturalne nie sygnalizują owych licznych mikrowahań klimatycznych, które wywnioskowalibyśmy z ilości poziomów spływowych lessu soliflukcyjnego. Sądzę więc, że less soliflukcyjny jest utworem szczególnych wpływów lokalnych, jest efektem normalnej ewolucji stoku peryglacjalnego. Zazębia się z całością struktury lessu, a różnicowanie jego wynika z nachylenia i ekspozycji stoku.

Znaczenie ekspozycji stoku jest tu wyraźne zwłaszcza w dolinach równoleżnikowych. Struktury soliflukcyjne stwierdzamy przeważnie na zboczach eksponowanych ku południowi (a więc północne zbocza dolin). Tak jest w dolinie Ciemięgi i Czechówki pod Lublinem. Widoczne to jest również w odsłonięciach w dolinie Turzyńca na Roztoczu. Less południowego zbocza dolin, a więc eksponowanego ku północy, jest bardziej jednolity, jak na przykład less w Sąsiadce i Mokrelipiu w dolinie Poru.

Doliny o orientacji południkowej mają less soliflukcyjny raczej na zboczach zachodnich, a więc eksponowanych ku wschodowi, chociaż nie jest to ścisłą regułą. Często asymetria struktury lessu wiąże się tu z asymetrią morfologiczną dolin. Less soliflukcyjny znajdujemy na zachodnich zboczach doliny Wieprza koło Krasnegostawu oraz Szczebrzeszyna (Bło-

nie), w dolinie Bystrzycy Lubelskiej oraz w małych dolinkach Roztocza uchodzących do doliny Poru. Dodać należy, że potężna soliflukcja Horodyszczka w dolinie Uherki jest również związana z zachodnim zboczem.

Asymetria cech strukturalnych lessu obu typów dolin, a więc równoleżnikowych i południkowych, niezupełnie odpowiada sobie, jest to pod względem klimatycznym zjawisko różne. Zagadnienie asymetrii rzeźby i pokryw geologicznych dolin europejskich budzi obecnie bardzo żywe zainteresowanie, czego dowodem obfita literatura głównie francuska i niemiecka (Büdel [10], Poser i Müller [120], Tricart [182], Taillefer [174]), zreferowana niedawno w treściwym artykule Pierzchałkówny [115]. Ekspozycja stoku i kierunki wiatrów strefy peryglacjalnej mają tu mieć decydujące znaczenie. Mówi się o „ciepłym“ i „zimnym“ spłaszczaniu stoków dolinnych, jak tę sprawę ujmują Tricart [182] i Pierzchałkówna [115], lub też o asymetrii „pierwotnej“ i „wtórnej“, jak to wydziela Poser [117]. Ciepły stok jest eksponowany ku południowi lub zachodowi, zimny przeciwnie. W klimacie arktycznym w pobliżu krawędzi lodowca insolacja wywołuje żywszy ruch mas ziemnych na stokach o ekspozycji południowej lub zachodniej, odwrotnie, w klimacie peryglacjalnym łagodniejszym, na przykład subarktycznym, silniejsze działanie soliflukcji zaznacza się na stokach o ekspozycji północnej i wschodniej. Sprawę tę omówię dokładniej w dalszych rozdziałach niniejszej pracy.

Wracając do przykładów z Wyżyny Lubelskiej należy stwierdzić, że soliflukcja lessowa na stokach o ekspozycji południowej jest wyjątkowa pod względem cech strukturalnych. Jest ona bezsprzecznie dowodem głębokiego odtajania zmarzliny. Dosłoneczne zbocze miało zapewne obfitą roślinność tundrową, a więc powierzchnia jego była stosunkowo dobrze umocniona. Szybkie topnienie śniegów i rozmarzania tundry na wiosnę dostarczało dużej ilości wody, która potrafiła ułatwić ruch wielkim masom ziemnym. Powłoka roślinna nie wytrzymała wewnętrznego nacisku pod ich wpływem ulegała rozerwaniu. Tworzyły się błotniste potoki, które żywo płynęły w dół zbocza. Przykłady tego typu soliflukcji znajdujemy w lessie na zboczach doliny Czechówki pod Lublinem. W przekrojach widocznych w cegielni spotyka się zarysy szarych i żółtych zwałów glin, pomieszanych chaotycznie, wyciśniętych i przewalonych. Jest to raczej osuwisko niż spokojny spływ glin.

W dolinach południkowych (lub do nich zbliżonych) less zbocza zachodniego (eksponowanego ku wschodowi) ma strukturę fluidalną. Jest to soliflukcja wyraźnie inna od tej, którą stwierdzamy na eksponowanych ku południowi zboczach dolin równoleżnikowych. Przypomina ona raczej spokojną soliflukcję zbczy o ekspozycji północnej. Smugi glin są wyciągnięte równo, grubość ich jest niewielka. Często struktura soli-

flukcyjna przechodzi w warstewki namywów zboczowych. Rozcieńczenie glin było więc duże, znacznie powyżej granicy plastyczności, a nawet płynności materiału. Mamy tu więc ten typ spływu błotnistej masy, który jest charakterystyczny dla stoku o ekspozycji zimnej. Po stronie przeciwnej lessu brak, odsłania się lita skała podłoża. Jest to rezultat działania erozyjnego wód, podcinających zbocze. Proces ten jest dzisiaj żywy, aktualny, asymetria morfologiczna pogłębia się.

A zatem, asymetryczne cechy struktury lessu w dolinach Wyżyny Lubelskiej są zjawiskiem mikroklimatu. Orientacja zbocza jest tu decydująca. Soliflukcja w lessie nie może być podstawą wniosków odnośnie do wahań klimatu. Zależnie od ekspozycji istniały większe lub mniejsze przeobrażenia pierwotnego lessu. Ważne jest to, że wiek tych przeobrażeń był różny. Less stoków ciepłych uległ najwcześniej przemianom strukturalnym i morfologicznym. Na stokach chłodnych przeobrażenia owe trwają do dzisiaj.

Klimat peryglacjalny, w którym less tworzył się i ulegał przeobrażeniom, konsekwentnie ocieplał się. Fakt ten daje się stwierdzić w pionowym profilu lessu, w zmianach jego struktury i tekstury. Przyczyną zmian był słaby, ale widoczny wzrost grubości peryglacjalnego poziomu aktywnego (głębokość letniego rozmarzania). Mięszczość stref soliflukcyjnych rosła ku górze. W partiach stropowych lessu osiągała ona maksymalną grubość 3 m (Lemszczyzna, Łopatki). Wydaje się, że widoczna w tym rozpiętość letniego rozmarzania zmarzliny wyznacza nam kres możliwości spływów soliflukcyjnych przy wyżynnych, a więc średnio nachylonych stokach. Jest to granica klimatyczna tych arktycznych i subarktycznych procesów stokowych; większe ocieplenie i głębsze odmarzanie stwarza warunki nie sprzyjające soliflukcji. Gdy ta granica została przekroczona rozwijała się zmywna denudacja stoku, co tak wyraźnie widoczne jest w profilu Łopatek i Lemszczyzny. Less Wyżyny Lubelskiej jest zatem osadem kataglacialnego cyklu klimatycznego, który cechował się wzrostem temperatury przy stosunkowo małej zmianie ilości opadów. Dopiero u schyłku sedymentacji tego utworu notujemy dość szybki wzrost opadów, co sprowadza powstanie zazębiającej się z lessem górnej serii deluwiów.

Sprawa stosunku utworów deluwialnych do właściwego lessu wymaga krótkiego omówienia. O deluwiach piaszczystych i warunkach klimatycznych ich powstania pisałem w rozdziale poprzednim. W typowym, pełnym profilu lessu wyżynnego stwierdzamy najczęściej dwa poziomy deluwiów, dolny i górny, a więc poniżej i powyżej lessu. Deluwia występują w niższej części stoku, less jak gdyby wchodzi między oba ich poziomy. Przykładem są stoki najbliższej okolicy Krasnegostawu (przedmieście Góry) oraz północna krawędź lessowa na wschód od Krasnego-

stawu. Często poziom lessowy zanika w dół stoku, pylasto-piaszczyste deluwia stają się jego równoważnikiem, facją. Tak jest w wielu dolinach Wierchowiny Giełczewskiej i Grabowieckiej oraz nad Bystrzycą Lubelską. W świetnym i długim przekroju lessu i utworów z nim związanych w dole klinkierni w Izbicy znajdujemy odwrotne położenie piaszczystego deluwialnego lessu. Jest on wysoko na stoku, w partii wierzchowinowej, ku dołowi przechodzi w less o cechach typowych. Charakterystyczne jest to, że owe deluwia leżą na powierzchni o mniejszym nachyleniu niż less typowy na dole. Less ten jakby wypełnia wklęsłość między zboczem a dnem doliny. Miąższość całej warstwy rośnie w dół. Podobne stosunki, tzn. wzrost grubości lessu ku dołowi zbocza, cechują dolinę Żółkiewki, lessowe plateau między Bystrzycą Lubelską a Ciemięgą, wreszcie stoki Roztocza, zwłaszcza Wzniesienia Szczebrzeszyńskiego. Less dolnej części stoku jest podścielony piaszczystymi utworami deluwialnymi; nie ma ich ponad lessem.

Powszechne zdanie jakoby deluwia piaszczyste były w stosunku do lessów tylko utworem wtórnym, produktem jego rozmycia, niezupełnie jest słuszne. Większość z nich, a więc górny poziom deluwii należy do tego rodzaju utworów. Zgodnie z tym, co powiedziałem w poprzednim rozdziale, uważam je za utwór powstały w schyłkowej fazie peryglacjału wyżyny w związku ze wzrostem ilości opadów. Duża również część deluwii poprzedza less, mogą one odpowiadać fazie maksimum glacjału a ich geneza pozostaje w związku ze słabym pokryciem stoków przez roślinność (strefa gruzowa D y l i k a [25]). Trzeci typ deluwii musimy uznać za utwór synchroniczny w stosunku do lessów, a nawet syngeneetyczny, za fację lessu. Świadczą one o tym, że w czasie osadzania się lessu działała spośród procesów zboczowych nie tylko soliflukcja, lecz również spłukiwanie. Jest to dopuszczalne i nawet wręcz konieczne, gdy się uwzględni obecność wód roztopowych na powierzchniach lessowych. Pozostaje tu wiele rzeczy nie wyjaśnionych, a więc na przykład sposób działania tych wód a w szczególności wysortowanie ziaren, grubszych od średniej wielkości ziarna pyłu eolicznego. Czy jest to odprowadzenie pyłu, a pozostawienie na miejscu grubszych ziaren piasku, lub namulanie na pył przez strugi stokowe materiału piaszczystego? Synchroniczne deluwia w dolnej części stoku (less piaszczysty) odpowiadają drugiej supozycji. Przypominam jednakże przekrój izbicki, gdzie less piaszczysty zajmuje wyższy odcinek stoku. Są tam wyraźne ślady rozmycia, kanały i kominy, a więc efekt działania wód stokowych. W takiej pozycji są owe warstwowane deluwia, które ku dołowi przechodzą w less typowy. Jest to przykład, który nadaje się do rozważenia z punktu widzenia ogólnej teorii deluwialnego pochodzenia lessu, którą wysuwają niektórzy badacze ZSRR i Stanów Zjednoczonych Ameryki Pół-

nocnej, a ku której spośród naszych dyluwialistów skłania się Dylík [28] i Rokicki [133]. Sądzę jednakże, że dla poparcia tej koncepcji nie mamy dostatecznych argumentów, nie wyjaśnia nam ona przede wszystkim pochodzenia lessu wierzchowin i grzbietów.

Rozmieszczenie lessu, krawędzie lessowe. Mieczynski [99] wydzielił na Wyżynie Lubelskiej lessy „głębokie“ i „płytkie“. Są to pojęcia niezbyt ściśle, nie znamy granicznych wartości, które by pozwoliły wyodrębnić oba typy lessu. Jest rzeczą wątpliwą, czy tzw. płytkie lessy w ogóle istnieją, czy nie są to utwory pylaste, wietrzeńowe, które do lessu zaliczone być nie mogą. Podział na mapie Mieczynskiego ma jednakże tę dobrą stronę, że pod nazwą „lessów głębokich“ zostały na niej wyróżnione właściwe lessy, właściwe obszary lessowe. Ta mapa skorygowana materiałem z mapy geologicznej (1 : 300 000) oraz wiadomościami z własnych badań pozwoliła mi na skonstruowanie mapy syntetycznej rozmieszczenia lessu.

Wzięto w niej pod uwagę „less głęboki“ Mieczynskiego, który występuje szeroko i zwarcie w postaci rozległych płątów, oraz mniejsze obszary lessowe, gdzie mamy raczej „less płytki“ kilkumetrowej zaledwie miąższości, mający jednakże cechy właściwe temu utworowi. Mapa ta nie jest obrazem dostatecznie dokładnym i pewnym, granice płątów lessowych nie są w szczegółach znane.

Grubość lessu na wyżynie jest bardzo zmienna, wynosi średnio 5—15 m. Największe parowy lessowe w okolicy Kazimierza, na Roztoczu i Grzędzie Sokalskiej mają około 20 m głębokości. Maksymalna grubość lessu dochodzi do 30 m (Gródek koło Hrubieszowa — 28 m).

Należy pamiętać, że zwartość pokrywy lessowej, tak sugestywnie może narzucona obrazem mapy, jest bardzo względna. Najczęściej głęboki less spotyka się tylko wzdłuż dolin, w dolnej części ich zboczy. Natomiast grzbiety i wyniosłości w obrębie pasów lessowych są bądź to przykryte bardzo cienką warstwą lessową, bądź też w miejscach tych w ogóle lessu brak. Wiadomości co do rozmieszczenia lessu na wyżynie są oparte dotychczas tylko na obserwacjach powierzchniowych, raczej typu gleboznawczego. To oczywiście może prowadzić do poważnych błędów w geologicznym ujęciu rozmieszczenia tego utworu, dla którego nieodzowne będą w przyszłości bardzo liczne wiercenia i wkopy wzdłuż stref lessowych. Może się okazać, że ich jednolitość jest pozorna, faktycznie zaś składają się z licznych i zupełnie odrębnych smug i płątów.

Opierając się na tej mapie stwierdzamy, że rozmieszczenie lessu na wyżynie ma cechy wyjątkowej regularności. Możemy tu wyróżnić dwie lessowe strefy równoleżnikowe — północną i południową.

Pierwsza ciągnie się od doliny Wisły między Puławami a Kazimierzem po Bystrycę Lubelską w okolicach Lublina. Na wschód od doliny By-

strzycy w przedłużeniu tego pasa występują tylko luźne płyty lessu i to niedużej stosunkowo miąższości. Osią tej strefy jest dolina Bystrej na zachodzie i dolina Ciemieni na wschodzie. W odcinku kazimierskim dzieli się północno-lubelska strefa lessowa na dwie odnogi, a więc właściwy płat Kazimierza oraz wydłużony półwysep lessowy, na którego zachodnim cyplu leży wieś Dobre.

Druga strefa lessu wyżynnego znajduje się na południe od linii Kraśnik, Krasnystaw, Wojsławice. Jest ona znacznie większa od poprzedniej, obejmuje dużą część Płaskowyżu Urzędowskiego, gdzie są dwa podłużne, równoległe do siebie biegnące płyty: Roztocze Zachodnie, wschodnia połać Wierchowiny Giełczewskiej, łała Wierchowina Grabowiecka i Płaskowyż Horodelski, wyniosłości w obrębie Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego oraz cała Grzęda Sokalska.

Rozważmy rozmieszczenie lessu biorąc pod uwagę jego stosunek do budowy geologicznej i rzeźby. W tej drugiej relacji ważny jest szczególnie stosunek lessu do wielkich południkowych i równoleżnikowych dolin wyżynnych, do wyniosłości wierzchowinowych i grzędowych. Należy również zbadać zależność lessu od nachylenia i ekspozycji powierzchni morfologicznej.

Kozłowski [71] twierdził, że współczesne rozmieszczenie lessu południowej Polski jest zjawiskiem pierwotnym. Podobny zresztą pogląd reprezentuje Pożaryski [126]. Pierwszy z wymienionych badaczy upatruje związek rozmieszczenia lessu z geologią podłoża; przypuszcza on, że płyty i wyspy lessowe powstały tylko na podłożu skał słabo przepuszczalnych dla wód, gdzie mogła rozwinąć się roślinność trawiasta. „Na podłożu wapiennym i piaszczystym bujniejsza roślinność rozwinąć się nie mogła. Tu też lessów nie znajdujemy“ ([71], str. 14). Malicki [94] widzi również zależność lessu od geologii, a mianowicie od występowania węgla wapnia w tych skałach podłoża, z których pochodzi pośrednie ogniwo lessu, tzn. wapnisty i pylasty utwór napływowy. Pod tym względem Wyżyna Lubelska odpowiada wymienionym warunkom.

Przyjrzyjmy się jednak powyższej interesującej tezie Kozłowskiego. Less lubelski przykrywa powszechnie wszelkie skały kredowe, niezależnie od tego, czy są one przepuszczalne, czy nieprzepuszczalne dla wód. Jest rzeczą znaną, jak głęboko poziom wód gruntowych znajduje się w spękanych skałach danu na Płaskowyżu Kazimierskim. Przepuszczalność skał nie była tu przeszkodą dla osadzenia się pyłu. W tym wypadku pogląd Kozłowskiego nie sprawdza się.

Less bez żadnych przeszkód pokrywa zwarcie skały starszego plejstocenu. Występuje bardzo często na glinach zwałowych, na żwirach i piaskach fluwioglacjalnych. Stwierdzamy to wzdłuż północnej krawędzi

wyżynnej (np. Góry Olesińskie), w dolinie Bystrej i Ciemięgi (Nałęczów, Jakubowice Końskie), na Wierzchowinie Grabowieckiej i Grzędzie Sokalskiej (np. Czartowczyk). Less występuje na gliniasto-gruzowych utworach soliflukcyjnych, na piaskach rzecznych w dolinie Wieprza i Gorajca (np. Komodzianka) — a więc pokrywa zarówno utwory zboczowe, jak też tarasowe.

W północnej części Wyżyny Lubelskiej nie ma lessu na skałach trzeciorzędowych, a więc na piaskach i piaskowcach sarmackich. Nie wydaje mi się, aby w tym fakcie zaznaczał się ujemny wpływ podłoża na sedymentację lessu, raczej warunki morfologiczne decydują tu o braku utworów pylastych na powierzchni tych skał. Pagóry Chełmsko-rejowieckie leżące poza regionem występowania lessu, nie wchodzi tu w rachubę, natomiast wzgórze Piotrkowa i Chmiela są tak wyraźnymi wyniosłościami, tak ostro odcinają się od reliefu najbliższej okolicy, że less jako utwór przede wszystkim sedymentacji eolicznej musiał ich unikać. Zresztą mamy dowody na to, że w innych warunkach morfologicznych, a więc na Płaskowyżu Urzędowskim lub Roztoczu Zachodnim, skały trzeciorzędowe, jak wapień i piaskowce, są zwarcie przykryte lessem.

Widzimy z tego, że w rozmieszczeniu lessu na Wyżynie Lubelskiej geologia podłoża nie odgrywa wielkiej roli. Dodać jednakże należy, że zespół skał wyżynnych nie odznacza się wielką różnorodnością petrograficzną. Są to przeważnie skały wapniste, stwarzające więc dość jednolite ogólne warunki wapnistości podłoża. Dane z Wyżyny Lubelskiej nie podważają w zasadzie tezy Malickiego, natomiast wyraźnie przeczą wnioskowi Kozłowskiego o wpływie przepuszczalności skał na rozmieszczenie lessu.

Zagadnienie drugie to związek lessu z kierunkami dolin. Pod tym względem wyżyna dostarcza niezwykle interesującego materiału. Rzut oka na mapę (mapa V) przekonuje, że wymienione wyżej strefy lessowe wyżyny są wyciągnięte dokładnie w jednym kierunku, prawie równoleżnikowym, a ściślej mówiąc WNW—ESE. Jest to kierunek, który bardzo dobrze zgadza się z biegiem subsekwentnych dolin i padołów wyżyny. Istnieją tu dwa typy owej zgodności: albo dolina podłużna jest wypełniona lessem i tworzy oś strefy lessowej, albo też dolina (lub padół) nie przykryta lessem towarzyszy strefie lessowej. Przykładem pierwszej zależności są doliny Bystrej i Ciemięgi, tworzące oś północno-lubelskiej strefy lessowej, dolina Poru, łącząca less Roztocza z lessem Wierzchowiny Giełczewskiej, dalej obie główne doliny Wierzchowiny Grabowieckiej (Wojśławka, Wolica), wreszcie liczne doliny podłużne Grzędy Sokalskiej. Drugi typ stosunku lessu do obniżzeń jest reprezentowany przykładem doliny Chodla i Wyżnicy, które po obu stronach posiadają pasy lessu; podobnie przedstawia się zgodność pasów lessowych

z nieprzykrytym lessem Padołem Zamojsko-hrubieszowskim oraz z doliną Sołokiji.

W związku ze stwierdzoną prawidłowością w rozmieszczeniu lessu należałoby zapytać, czy zgodność z kierunkiem dolin jest zjawiskiem pierwotnym? Ten moment ma szczególne znaczenie dla dyskusji problemu sedymentacji lessu. Jest przecież możliwe, że polessowa działalność czynników denudacji mogła doprowadzić do odpreparowania przedlessowych form spod pokrywy tego utworu. W takim przypadku musielibyśmy przyjąć, że less przykrywał niegdyś znacznie większe obszary wyżyny i to w sposób mniej regularny, aniżeli dzisiaj, a prawidłowość obecnego jego rozmieszczenia jest już cechą wtórną. Przeciw takim założeniom przemawia wiele argumentów, a przede wszystkim to, że erozyjno-denudacyjne zniszczenie lessu, o ile istniało, powinno było odbyć się wzdłuż dolin. Nie do pomyślenia byłby ów częsty na wyżynie typ pasów lessowych, których osi są właśnie grubo wyścielone lessem doliny. Trudno sobie wyobrazić, że zniszczenie lessu dokonało się na szerokiej powierzchni wyżyny, bez względu na formy istniejącej rzeźby. Zresztą mamy dowody tego, że krawędzie płatów lessowych bieżą niezależnie od szczegółów reliefu, nie mogą więc one być pochodzenia erozyjnego, jak przypuszczał P r ó s z y ń s k i [128]. Wreszcie jeszcze jednym dowodem pierwotności zarysów ogólnych płatów lessowych jest — na co zwracał uwagę P o ź a r y s k i [126] — brak produktów rozmycia lessu wśród deluwiów i utworów tarasowych tych odcinków dolin, które przecinają niepokryte lessem partie wyżyny.

Jeżeli less jako utwór eoliczny w swoim przestrzennym rozmieszczeniu nawiązuje do starych, przedlessowych kierunków morfologicznych, to znaczy, że wiatry osadzające pył były zależne od tychże kierunków. O ile sprawa eolicznej genezy lessu budzi wątpliwości, stwierdzone na wyżynie cechy jego rozmieszczenia bardzo wyraźnie przemawiają na korzyść wzmiankowanej koncepcji. Co więcej, fakty owe dowodnie świadczą o niskim transporcie pyłu, o wiatrach, których lokalny kierunek musiał być wytyczony liniami rzeźby. Idzie tu oczywiście o zmiany kierunkowe stosunkowo niewielkie, gdyż ogólny kierunek ruchu mas powietrznych zależał napewno od układów barometrycznych atmosfery. Ruch ten nie mógł być skierowany na przykład południkowo, jak niegdyś sądzono; transport pyłu lessowego odbywał się równoleżnikowo, odchylając się najwyżej do kierunków skośnych.

W związku z takim kierunkiem wiatrów pozostaje ogólny zarys wydłużonych pasów lessowych oraz ich krawędzi. Jest to zagadnienie, dla którego szereg danych przytoczono w części regionalnej, zwłaszcza przy opisie pokryw lessowych Płaskowyżu Kazimierskiego i Wierzchowiny Grabowieckiej. Mówi się o „północnej granicy lessu“ lub o „północnej

krawędzi lessowej“ jako o zjawisku szczególnym i jedynym na wyżynie *. Nie uważam tego stanowiska za słuszne; podobne krawędzie ograniczają wszystkie płaty i smugi lessowe na wyżynie. Ten typ formy, tak samo prostoliniowy i wydłużony, ogranicza less Grzędy Sokalskiej od niepokrytej lessom kredy Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego, takie same na przykład są krawędzie południowe wszystkich pasów lessowych. Podaję niżej zasadniczne cechy tych form, ustalone na podstawie materiału z całości obserwacji na Wyżynie Lubelskiej:

1. Krawędzie lessowe mają przebieg prostoliniowy, najczęściej W—E, poza tym WNW—ESE, najrzadziej NW—SE.

2. Są one równoległe do wielkich form (dolin, obniżeń), a niezależne od małych form rzeźby podłoża lessowego.

Przykłady tego typu są bardzo wyraźne. Krawędź nie zmieniając kierunku przecina boczne doliny i grzbiety. Taka jest północna i południowa krawędź lessu strefy kazimiersko-lubelskiej. Krawędzie przerzucają się w poprzek małych bocznych dolin uchodzących do Kurówki (krawędź północna) i Bystrej (krawędź południowa). Dolina potoku Czerka (niedaleko Nałęczowa) jest przecięta w poprzek przez dwie krawędzie, a więc zarówno przez krawędź właściwych lessów kazimierskich, jak też przez krawędź płata lessowego wsi Dobrze. Krawędź lessów Wierzchowiny Grabowieckiej przekracza i ścina skośnie łączne dolinki boczne Wojsławki. Dolinę Huczwy przekraczają zarówno południowa krawędź lessów Wierzchowiny Grabowieckiej, jak też północna krawędź Grzędy Sokalskiej.

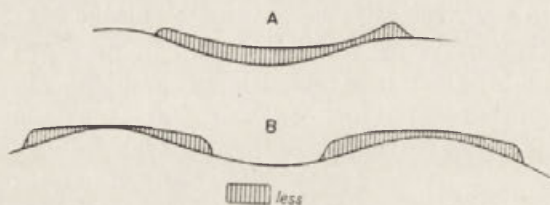
Ze względu na stosunek do spadku powierzchni denudacyjnej dorzecza można wyróżnić dwa typy krawędzi — obsekwentne i resekwentne (ryc. 101). Pierwszy typ to formy o spadku przeciwnym do nachylenia powierzchni podłoża lessowego. Występują one tam, gdzie less wyścięła wewnątrz doliny lub basenu denudacyjnego, nie dochodząc do linii działu wodnego. Potoki spływające ku osi basenu, a więc w kierunku przeciwnym do krawędzi, rozcinają ją głębokimi dolinami, w których wyraźnie widoczna jest niezgodność spadków. Górna część doliny jest bez lessu,

* Problem północnej granicy lessu niedawno zaktualizował Poser [118]. Praca jego dotyczy lessu Europy Środkowej i Zachodniej, co autor kilkakrotnie podkreśla. Rozmieszczenie lessu i północną granicę tego utworu wiąże Poser z ogólnym układem izobarycznym Europy u schyłku plejstocenu oraz z przebiegiem Gór Średnich. Less towarzyszy górom, pokrywa stosunkowo wąskim pasem ich północne przedpole. A zatem grają tu rolę momenty meteorologiczne i orograficzne.

Z artykułem Posera zapoznałem się już po napisaniu tej pracy. Wypowiedzi nasze łączy wiele wspólnych myśli, lecz koncepcja Posera w całości nie może być stosowana do zagadnień lessu lubelskiego. Północna granica tego lessu nie zgadza się zupełnie z postulowanym przez Posera układem izobarycznym.

dolna pokryta lessem — krawędź rozcina więc dolinę i dzieli ją na dwie odrębne części. Sedymentacja lessu jest młodsza od powstania doliny, stąd też w górnej części doliny powyżej krawędzi zaznacza się zahamowanie procesów erozji, wytworzenie lokalnej kotlinki, wypełnionej młodszymi piaszczystymi deluwiami. Najlepszym przykładem obsekwentnej krawędzi lessowej jest północna krawędź Wierzchowiny Grabowieckiej na odcinku środkowym, między Chełmcem a Majdanem Ostrowskim. Ma ona wszystkie wymienione cechy. Przykładów typowych dostarczają również krawędzie lessu kazimiersko-lubelskiego.

Krawędzie resekwentne są bardziej powszechne na wyżynie. Są one granicą płatów lessowych, przykrywających wyniosłości działowe. Opadają zgodnie z nachyleniem powierzchni podłoża lessu. Resekwentne krawędzie ma less Grzędy Sokalskiej i Roztocza.



Ryc. 101. Krawędzie lessowe Wyżyny Lubelskiej.

A — obsekwentne, B — resekwentne

Krawędzie lessowe nie mogą być pochodzenia erozyjnego. Nie wiążą się one bezpośrednio z żadną linią działania erozyjnego. Prze-

czy temu częste przekraczanie przez nie działów wodnych, tzn. ich obsekwencja. Trudno sobie wyobrazić tak wysokie spiętrzenie wód — jak to przypuszczał Prószyński [128] — które by mogło spowodować rozmycie lessu wzdłuż północnej granicy jego występowania. A zatem krawędzie te należy uważać za formy sedymentacyjne, za element eolicznej genezy lessu.

Zawdzięczają one powstanie szczególnemu systemowi niskich prądów powietrznych, płynących wzdłuż równoleżnikowych dolin i obniżęń wyżyny. Wyobrażam sobie, że były to niskie chmury pyłowe unoszone niezbyt burzliwym, spokojnym wiatrem. Ich ruch w zasadzie był zgodny z linią obniżenia. Prądy sięgały aż do wyniosłości działów; tu spotykały się z prądami sąsiednich dolin. Tak więc powyżej barków dolinnych wzdłuż grzbietów towarzyszących dolinom istniała strefa, gdzie siła prądu unoszącego pył ulegała gwałtownej redukcji. Materiał lessu układał się wzdłuż doliny, a równocześnie był z niej wynoszony ku górze w kierunku działów. Wiatr dolinny miał boczne odchylenie o kierunku poprzecznym do głównego prądu, określonego osią obniżenia. Na granicy prądu istniały zapewne wiry i prądy wsteczne, one właśnie wyznaczają linię krawędzi lessowej. Hipoteza ta opiera się przede wszystkim na stwierdzonej zgodności krawędzi z podłużnymi obniżeniami wyżyny.

Prądy doliny Ciemiegi i Bystrej decydują o powstaniu krawędzi lessu kazimiersko-lubelskiej strefy. Prostolinijna krawędź północna tego pasa powstała w miejscu, w którym pył lessowy był przerzucany z zakłębłości dorzecza owych dolin poza dział wodny. Gromadził się on w wielkiej ilości tam, gdzie ów system prądu ścierał się z nieobciążonymi pyłem wiatrami południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej. Podobną rolę jak dolina Ciemiegi i Bystrej dla krawędzi lessów Wierchowiny Grabowieckiej odegrała dolina Wojsławki. W obu obszarach występują podobne formy lessowe, wskazujące na tego samego rodzaju lokalną cyrkulację mas powietrznych. Są tu wały lessowe, które biegną równolegle do dolin wzdłuż powierzchni grzbietów, towarzyszących od północy owym dolinom. Podobne formy lessowe widziałem na dziale pomiędzy doliną Bystrej a doliną Karmanowic.

Istnieją dwójakiego rodzaju płaty lessu, dolinne i grzbietowe. Krawędzie resekwentne związane są przede wszystkim z płatami grzbietowymi, które przedziela od siebie pas dolinny, pozbawiony lessu. Przyjęty system lokalnej cyrkulacji prądów powietrza wyjaśnia nam i ten typ układu, jeśli zważymy, że w wielkich obniżeniach i dolinach siła działania wiatru była zbyt wielka, aby tam less mógł się osadzić. Tak jest w Padole Zamojsko-hrubieszowskim, w którego obu podłużnych obniżeniach brak jest lessu, podczas gdy utwór ten przykrywa grzbiet kredowy, biegnący środkiem padołu i przegradzający owe obniżenie. Podobne stosunki cechują dolinę Wyżnicy, której towarzyszą szerokie smugi lessu, oraz dolinę Rachanie—Łaszczów w obrębie Grzędy Sokalskiej.

Podana koncepcja zależności sedymentacji lessu od form podłużnych wyżyny nie wyjaśnia nam całości stosunków, zobrazowanych mapą rozmieszczenia lessu. Tak więc less Płaskowyżu Horodelskiego (na wschód od Wierchowiny Grabowieckiej) nie stoi w żadnym związku z jakąkolwiek równoleżnikową doliną. Dlatego tłumaczenie nasze będzie niezupełne, jeśli nie przyjmiemy założenia, że lokalna cyrkulacja wiatrów osadzających less była częścią ogólnej cyrkulacji prądów powietrznych równoleżnikowo skierowanych z racji układów barometrycznych.

Tu nasuwa się ważne zagadnienie, skąd owe prądy dochodziły na wyżynę: od zachodu czy wschodu? W literaturze dotyczącej lessu spotyka się prawie wyłącznie zdanie, że przynoszące i osadzające less wiatry wiały z zachodu lub kierunków podobnych (NW lub SW). Zdanie to dotyczy lessu Europy Zachodniej i Środkowej, a w tym i Polski. Rozważę to zagadnienie nie sugerując się na razie powyższą hipotezą, opartą przede wszystkim na przesłankach ogólnoklimatycznych. Podstawą mojej analizy będzie również mapa rozmieszczenia lessu na wyżynie.

Stwierdzamy tu fakty następujące:

1. Równoleżnikowe pasy lessu zwięzają się ze wschodu ku zachodowi. Na wschodzie są one zwarte, jednolite, ku zachodowi dzielą się na pojedyncze smugi i płyty, kończą się ostrym cyplem, o kształcie wysuniętego klina.

2. U wschodnich granic stref lessowych znajdują się obniżenia dolinne i kotlinowe, wypełnione utworami obfitej sedymentacji rzecznej, na poły zastoiskowej. Pas kazimiersko-lubelski zaczyna się idąc od wschodu na linii obniżenia dolnej Bystrzycy Lubelskiej i jej ujścia do Wieprza (mułki i piaski spiczyńskie) — pas Roztocza Zachodniego jest przedłużeniem Kotliny Zamojskiej. Pas wierzchowin i Grzęda Sokalska nie ma w obrębie wyżyny początku, leży na przedłużeniu lessów Wołynia.

3. Pasy lessowe przekraczają wąskie doliny niezbyt zasobnych w wodę rzek za pomocą „pomostów“, zbudowanych z lessu facji dolinnej; less jest warstwowany. Pomost lessowy przerzucony jest przez dolinę Huczwy w obrębie Grzędy Sokalskiej, przez dolinę Wieprza w przełomowych odcinkach między Izbicą a Krasnymstawem, oraz w okolicy Deszkowic. Less północno-lubelskiej strefy lessowej nie przekracza jedynie Wisły. Lecz i tutaj są ślady czy początki tworzenia się pomostu lessowego w postaci mocno zniszczonego i soliflukcyjnie przeobrażonego lessu po zachodniej stronie Wisły w tarasie Góry Puławskiej.

Dane powyższe przemawiają za tym, że nie wiatry zachodnie, lecz wschodnie osadziły less Wyżyny Lubelskiej. Materiał lessu w dużej mierze pochodził z napływów, osadzanych przez rzeki w zakłębłościach kotlin lub w rozszerzeniach dolin. Początek strefy kazimiersko-lubelskiej i zachodnio-roztockiej jest identyczny. W pierwszym wypadku wiatry wiejące ze wschodu lub północo-wschodu wchodziły w lejkowaty prawie kotlinowy odcinek doliny dolnej Bystrzycy, otwarty ku północnemu wschodowi. Ten odcinek znajduje się poniżej skrzyżowania rzeki koło Lublina (Wrotków), tylko tutaj pył był odkładany na lewym (zachodnim) zboczu doliny. Między Lublinem a ujściem Bystrzycy uformował się na zachód od rzeki wał lessowy. Stał się on początkiem strefy, był bowiem źródłem wielkich mas pyłowych, które stale odświeżała i uzupełniała Bystrzyca a także Wieprz. Less posuwał się ku zachodowi dwoma prądami, wyznaczonymi przebiegiem obniżenia terenu. Główny prąd był skierowany obniżeniem Ciemięgi i Bystrej, tu więc skupienie lessu było największe, a krawędź (północna) najokazalsza. Poza krawędzią, na pagórkach Końskowoli, Krasienina i Ciecierzyna leżą tylko cienkie warstwy pyłu, który przedostał się tu prądami bocznymi, bądź też w ogóle jest lokalną facją lessu. Prąd drugi naszej strefy, odgałęziający się ku zachodowi jakby na przedłużeniu wzmiankowanego tu odcinka doliny Bystrzycy (kolano Wrotkowa), osadził południową smugę lessu, w kie-

runku na wieś Dobre. Między obu smugami pozostał pas bezlessowy jako obszar, do którego nie docierały chmury pyłu lessowego.

Less Roztocza Zachodniego pochodził z Kotliny Zamojskiej. Leży on na jej przedłużeniu. Wiatry wnikały tu w otwartą ku NE dolinę Wieprza na odcinku szczebrzeszyńskim i analogicznie jak w dolinie Bystrzycy bocznie osadzały pył tylko na zachodnich zboczach doliny. Począwszy od tej linii, jak też od doliny Poru, w którą prądy wschodnie wciągały less, wywiewany z północnego obniżenia Kotliny Zamojskiej (dolina Łabuńki), posuwała się fala lessowa przez całą wyniosłość Roztocza, idąc po linii głównego działu. Nie jest wykluczone, że less Roztocza pochodził również z piaszczystej równiny dorzecza Tanwi*.

Cykl lessowy. Rozważania na ten temat należałoby rozpocząć od pytania: co to jest less? Nie będę nawiązywał do literatury, która w tej

* Już po napisaniu powyższych wniosków miałem sposobność odwiedzić Czechosłowację, gdzie odbyłem szereg wycieczek na obszary lessowe okolic Pragi (dolina Wełtawy), Hradec Kralovej (dolina Łaby) i Brna (dolina Svratki). Obserwacje w terenie jak też dyskusje ze świetnym badaczem lessów czeskich, dr Karolem Žeberą, skłaniają mnie do pewnej modyfikacji, względnie uzupełnienia powyższych wniosków.

Widziałem w Czechosłowacji lessy, których materiał jest powiązany bardzo silnie ze skałami najbliższej okolicy. Analiza petrograficzna pozwala bez trudu udowodnić kierunek wiatrów, za pośrednictwem których pył został przetransportowany.

Koło Pragi są grube pokrywy lessu, który powstał wyłącznie z produktów wietrzeniowych, zwianych z powierzchni pagórków, a osadzonych w postaci tzw. *zavieji*, czyli długich jęzorów lessowych w „cieniu“ większych wyniosłości. Takie *zavieje* występują prawie wyłącznie po wschodniej stronie gór (stożki bazaltowe w północnej części Masywu Czeskiego), co jest dowodem działania wiatrów zachodnich.

Inny typ lessu poznałem w dolinie Łaby w okolicy miasta Hradec Kralova. Less ten ma strukturę niewyraźnych falistych smug i jest pod tym względem bardzo podobny do lessu lubelskiego. Sądzę, że jest to również utwór niveo-eoliczny. Jego materiał pochodzi zarówno z czerwonych namułów doliny Łaby, leżących na wschód od wzmiankowanego płata lessowego, jak też z żółtych wietrzeniowych pyłów, pokrywających wzgórza piaskowcowe na zachodzie. Istniała tu rytmiczna zmiana kierunku wiatru, a pył lessowy był przywiany i z produktów wietrzenia i z napływów rzecznych.

Ten przykład, tak oczywisty i wyraźny, zachęca do uzupełnienia dodatkowym wnioskiem, wyżej w tekście pracy podanych rozważań. Tworzenie się pokładów lessowych odbywać się może przy bardzo dużej zmianie kierunków wiatrów. Less lubelski powstał podobnie jak less doliny Łaby jako osad materiałów, których źródłem były i peryglacialne napływy rzeczne i bezpośrednio zwiane produkty wietrzenia skał okolicznych. W tym wypadku udział wiatrów zachodnich nie może być wykluczony. Wiatry te działały przede wszystkim jako czynnik transportujący pył z produktów wietrzenia, podczas gdy wiatry wschodnie zwiewały materiał z powierzchni inudacyjnych. Trudno powiedzieć, które wiatry miały przewagę, wydaje mi się z ogólnego rozmieszczenia pasów lessowych, że raczej wiatry wschodnie.

kwestii jest bardzo obfita, nie będę przytaczał pochodzenia samej nazwy, jej definicji i bardzo różnorodnych sformułowań. Bowiem „less“ stał się pojęciem, zagadnieniem, które przez przedstawicieli różnych zainteresowanych tą skałą nauk różnie jest rozumiane. Zwężenie tego pojęcia cechuje niektórych gleboznawców i petrografów, którzy sądzą, że określeniem normy składu mechanicznego skały wyjaśnia istotę zagadnienia. Inni dołączają do tego pojęcie, najczęściej nieokreślonej „typowej“ struktury i tekstury lessu, i sądzą, że również są na drodze do ścisłego ujęcia problemu. Są to podejścia niewłaściwe, gdyż nie liczą się one z istotnymi momentami genezy tego utworu.

Okazało się, że less Wyżyny Lubelskiej jest utworem o bardzo różnorodnym składzie mechanicznym, strukturze i teksturze. Jest to osad peryglacjalnego środowiska klimatycznego, powstały w warunkach zmiennych, przy dużych wahaniach temperatury. Zazębia się on tak ściśle z innym typem utworów peryglacjalnych, a przede wszystkim z pylastymi piaskami, że niesposób przeprowadzić wyraźnej granicy, która by oddzielała oba rodzaje tych sypkich skał. Less z punktu widzenia normy granulometrycznej, a więc jako utwór o przewodzie frakcji drobnego pyłu, jest częścią sedymentacyjnego cyklu peryglacjalnego, którego podstawą i materiałem wyjściowym były okruchy skalne wietrzenia peryglacjalnego oraz osady peryglacjalnych wód płynących. Less lubelski jest utworem o zmiennych facjach, a co ważniejsze składa się z sedymentu pierwotnego eolicznej genezy oraz z materiału wtórnego, który powstał przez zbozowe przeobrażenia lessu pierwotnego.

Ujęcie sedymentacji lessowej z punktu widzenia jej cykliczności staje się rzeczą konieczną, jeśli chcemy uwzględnić różnorodny skład mechaniczny oraz bogatą strukturę i teksturę tego utworu. Mała zaledwie cząstka lessu odpowiada wydzielonemu i ograniczonemu pojęciu „typowego“ lessu. Wiadomą jest rzeczą, że wśród ogromnych obszarów lessowych Ukraińskiej SRR przewagę mają лесовые суглинки. W środkowych Niemczech dominuje nie *Loess* lecz *Loesslehm*, utwór, który nie odpowiada warunkom pełnej typowości lessu. We Francji mówi się dzisiaj powszechnie o złożonych utworach cyklu lessowego lub o sedymentacyjnym kompleksie lessowym (Bordes [4], Enjalbert [32]), a Tavernier [177] nazywa niveo-eoliczne bardzo zmienne utwory Belgii *ergeron*, unikając nazwy lessu.

Less Wyżyny Lubelskiej powstał w swojej pierwotnej postaci jako utwór wywiany przede wszystkim z miejscowych napływów rzecznych, w dalszej zaś kolejności jego źródłem jest pokrywająca powierzchnię grzbietów i stoków a nie splukana jeszcze przez wodę kongelifrakcyjna zwietrzelina pylasta. Less eoliczny łączy się bowiem bardzo ściśle z sedymentami rzecznyymi, jest w stosunku do nich utworem synchronicznym,

nie dzielą go od napływów dolinnych poziomy wietrzenia i gleby kopalne. Nie ma natomiast tej bezpośredniej łączności lessu z wietrzeliną skał podłoża lessowego, bądź też raczej powiązania te są stosunkowo rzadko spotykane. Znanych mi jest na wyżynie szereg przekrojów, w których można stwierdzić, że między lessem a zwietrzeliną skał jego podłoża znajduje się humusowa gleba kopalna. Są to przeważnie kopalne rędziny, które przegradzają gruz kredowy od lessu (Komarów, okolice Tomaszowa Lubelskiego, Zakłodzie itp.). Tu należą też podlessowe gleby bielcowe na starszej morenie lub fluwioglacjalne (okolice Lublina, dolina Ciemięgi). Less układał się w tych miejscach na niezmienionej powierzchni interglacjalnej (lub interstadialnej). Przykryta darnią roślinną i spojona próchnicą nie mogła być ona powierzchnią, z której produkowany był pył lessowy. Owe gleby kopalne u podstawy lessu spotyka się przeważnie na stokach, nie wykluczam jednakże, że wierzchołki pagórków jako bardziej eksponowane na wietrzenie dostarczały pewnej ilości pyłu, który był znoszony przez wody denudacyjne i wiatr w niższe położenie. W całości produkcji pyłu ten bezpośredni udział materiału wietrzelinowego był oczywiście mniejszy niż materiału namywów rzecznych.

Tłumaczenie genezy lessu lubelskiego w sposób na poły „wydmowy“ przy udziale niskich wiatrów nie jest koncepcją nową. Zdaje się, że pierwszym, który tę myśl podał w druku u nas był M i e c z y ń s k i [98], pisząc, że „...loessy polskie powstały w podobny sposób z materiału warstwowanego zastoisk lodowcowych, jak wydmy powstają z piasków aluwialnych“. Potem M a l i c k i [94] opublikował teorię genezy lessów, przyjmując w niej tak jak Mieczynski i napływy rzeczne i niskie miejscowe wiatry. Myśl tę od lat głosił, nie wiem czy nie wcześniej od obu wspomnianych badaczy, prof. Jan T o m a s z e w s k i, znawca stepów turkiestańskich i lessów lubelskich, który jednakże do dzisiaj nie podał wyników swoich badań i rozważań na ten temat w druku. Z jego teorią zapoznałem się w r. 1952 na posiedzeniu Polskiego Towarzystwa Geograficznego we Wrocławiu, gdzie przedstawił on swój pogląd na genezę lessu Wyżyny Lubelskiej, wysuwając tezę o wydmowej sedymentacji tego utworu i równoleżnikowym kierunku wiatrów, osadzających less. Odczyt ten nie był bez wpływu na dalsze moje studia nad lessem lubelskim. Dodatkowo zebrane przeze mnie materiały skłoniły mnie do pewnej zmiany dawnych wniosków [48] odnośnie do wysokości i cyrkulacji prądów powietrznych, którym less eoliczny zawdzięcza głównie swoje powstanie. Bardzo przekonujące argumenty na rzecz tej koncepcji zawiera studium A m b r o ż a [1] o lessie Wierchowiny Czesko-morawskiej, oraz liczne prace dotyczące lessu doliny Mississipi [83, 137].

Dowodem eolicznego powstania lessu wyżyny jest, jak powiedziałem, jego rozmieszczenie na wyżynie, a przede wszystkim jego stosunek do do-

lin i padołów. Ważne są również argumenty wynikające z cech strukturalnych tego utworu. Te ostatnie wskazują na niveo-eoliczne pochodzenie lessu. Fakty owe w całości ujęcia genezy lessu nie przeczą sobie a raczej wzajemnie się uzupełniają. Z rozmieszczenia wynika, że less był osadzony przez wiatry wschodnie. Była to w dużej mierze, chociaż nie wyłącznie, cyrkulacja atmosferyczna półrocza zimowego, działanie zimnego antycyklonu lodowego w tym czasie było żywsze aniżeli w lecie. Stąd nawiewanie pyłu łącznie ze śniegiem.

Sądzę, że wiatry wschodnie i zbliżone do wschodnich decydowały o powstaniu lessu w całej Polsce*. Less Wyżyny Małopolskiej był wywiany z ogromnych napływów Kotliny Sandomierskiej raczej wiatrami południowo-wschodnimi. Wskazuje na to podobieństwo ogólnych cech opatowsko-sandomierskiej strefy lessowej do opisanych wyżej pasów lessu lubelskiego. Osią tej strefy jest Opatówka, płąt kończy się ku północy resekwentną krawędzią sedymentacyjną. Jest również charakterystyczne wyklinowywanie się opatowskiego płata lessowego ku zachodowi. Podobne zresztą cechy posiadają inne płaty lessowe Wyżyny Małopolskiej. Zarówno less Wyżyny Lubelskiej, jak też Kielecko-sandomierskiej zawierają w sobie wiele analogii do słynnych lessów doliny Mississipi, gdzie również początek płatów przypada na granicy dna doliny (L e i g h t o n, W i l d m a n [83]) i gdzie grubość lessu zmniejsza się konsekwentnie wraz z odległością od rzeki (S m i t h [161]).

Jest zagadnieniem dotychczas nie rozwiązany, czy sedymentacja eoliczna odbywała się na wyżynie ściśle w sposób „wydmowy“. Eoliczny transport wydmowy charakteryzuje się bardzo niskim przesuwaniem ziaren piasku. Są tu długie przyziemne skoki ziaren, bądź też ich toczenie się po powierzchni wydmy. Transport pyłu lessowego odbywał się sądzę, w innej postaci. Były to chmury pyłowe, o rozpiętości pionowej co najmniej kilkudziesięciu metrów. Niesposób inaczej wyjaśnić osadzanie się pyłu na wierzchołkach wzgórz. Chmury te działały wyrównująco, grawitacyjnie. Stąd już w mechanice sedymentacji eolicznej tkwił ów typowy dla rozmieszczenia lessu moment gromadzenia pyłu w dolnej części stoków, wypełnienia zakłęśłości, zasypania niektórych dolin. W ten sposób u początków sedymentacji less wyrównywał i zmniejszał deniwelacje starszego podłoża. Przykładem tego jest Grzęda Sokalska czy Wierzchowina Grabowiecka, gdzie pagóry kredowe zostały jakby zespo-

* Należy nadmienić, że pogląd o zachodnich wiatrach, osadzających less, odnosi się właściwie tylko do obszaru Europy Zachodniej lub Środkowej (ostatnio: P o s e r [118] i B ü d e l [12]). Sądzę jednakże, że pogląd ten nie jest aktualny dla Europy Wschodniej.

E. S c h ö n h a l s [154] opracowując less doliny Łaby doszedł do wniosków podobnych do moich. Autor ten przyjmuje również wiatry wschodnie.

lone pokrywą lessową, która stworzyła jednolitość tych powierzchni wyżynnych. W ten sposób eolicznym działaniem sedymentacyjnym tłumaczy się również jednolitość i zwartość krawędzi lessowych. Należy tu dodać, że wyrównywanie grawitacyjne w sposób może nawet silniejszy istniało w drugiej części cyklu lessowego, tzn. wówczas, gdy less eoliczny ulegał przeobrażeniom zboczowym.

Jest rzeczą znamienną, że less występuje przeważnie w postaci grubej wielometrowej powłoki. Lessów cienkich czy średnich jest bardzo mało. Uwaga ta dotyczy lessów typowych, co do których mamy przekonanie o ich pierwotnej, eolicznej genezie. W związku z tym nasuwa się przypuszczenie, czy narastanie pokrywy lessowej nie jest również wynikiem szczególnych własności tego materiału jako podłoża sedymentacji. Innymi słowy, czy nie istnieje tu pewnego rodzaju selektywność sedymentologiczna, która polega na tym, że w miejscach, w których less jest już osadzony, pył danej sedymentacji zatrzymuje się łatwiej aniżeli na skale jeszcze niepokrytej lessiem. Można by to wyjaśnić lepszymi warunkami ekologicznymi lessu, co zwiększa szanse zakorzeniania się na jego powierzchni roślinności. Sądzę, że miała tu również wpływ przepuszczalność tej skały dla wód (w obrębie warstwy rozmarznętej). Wody roztopowe łatwiej splukiwały świeżo osadzony pył z powierzchni kredowej aniżeli z powierzchni dostatecznie miększej powłoki lessu. Dlatego można wyjaśnić, zdawałoby się paradoksalną, sytuację wzdłuż krawędzi lessowych. Tuż obok głębokiego lessu, który kończy się na linii krawędzi nagle jak nożem ucięty, mamy zupełnie niepokrytą lessiem powierzchnię kredową (ryc. 48, str. 141). Czyż same warunki aerologiczne tłumaczą nam ową ostrą zmianę?

W poprzednim ustępie wyjaśniłem, że less Wyżyny Lubelskiej nie ma żadnego związku z budową geologiczną podłoża, gdyż w obrębie stref sedymentacyjnych, określonych wpływem innych przyczyn, przykrywa on w zasadzie wszystkie typy skał. Analizując tu cykl sedymentacyjny lessu musimy jednakże podkreślić, że utwór ten zdaje się unikać podłoża piaszczystego. Nie ma go na piaskach fluwioglacjalnych południowo-wschodniej części Niziny Mazowiecko-podlaskiej sąsiadującej z wyżyną, nie ma go na piaskach Kotliny Sandomierskiej. Sądzę, że zjawiska tego nie wytłumaczymy ogólną regułą, twierdząc, że less w ogóle nie osadza się na piasku. Są na to liczne dowody w obrębie dolin wyżyny (less na tarasach piaszczystych). Przypuszczać jednak należy, że less unika piasków tylko w pewnym ich położeniu, tzn. wówczas, gdy są dostatecznie otwarte na działanie wiatru i stają się piaskami ruchomymi. Piaski mogą być sedymentacyjnym ekwiwalentem lessu, tak jak przypuszczał S u j k o w s k i [166] i P o ż a r y s k i [126]. Reprezentują one ten sam typ utworu, stają się częścią niveo-eolicznego cyklu lessowego. Piaski eoliczne mogą

być i są zapewneacją lessu. Procesy wydmotwórcze były żywsze w okresie sedymentacji lessu, tak jak dzisiaj działają one w pełni w pobliżu krawędzi istniejących lodowców. Nieporozumienie, tak powszechne w tym zagadnieniu, polega na tym, że często miesza się ową starą fazę wydmową, peryglacialną z młodszą fazą wydmową, postglacialną, której elementy morfologiczne najwyraźniej wkraczają na less. Do sprawy tej jeszcze powrócę.

Wyżej scharakteryzowałem pierwotną sedymentację lessu, a więc pierwszą część cyklu peryglacialnego, stojącego pod znakiem procesów eolicznych. Część druga cyklu rozwija się przy udziale procesów stokowych, soliflukcji i zmywów, co doprowadza do znacznych przeobrażeń lessu. Są to procesy niszczenia, transportu i budowania, dzięki nim ulega zmianie struktura lessu, zmieniają się nawet w pewnym stopniu jego granice. Less ulega denudacji, tworzą się nowe utwory, deluwia lessowe. Działalność tych procesów rozpoczęła się równocześnie z eoliczną sedymentacją lessu, trwała ona jednakże znacznie dłużej aniżeli praca wiatru. W miarę wygasania eolicznej części cyklu lessowego znaczenie procesów zboczowych wzrastało ustawicznie. Dlatego efekty ich działania są dzisiaj świeższe, rzucają się w oczy, dominują — dlatego też wszędzie spotykamy zboczowe smugi w lessie, nawet tam, gdzie jest to bezsprzecznie less pierwotny, eoliczny. Soliflukcyjno-deluwialne procesy wycisnęły wprawdzie powszechnie swoje piętno na wyżynie, lecz ich działanie stało w wyraźnej zależności od ekspozycji stoków. I ten fakt jest najbardziej istotny dla oceny typu i wielkości owych przeobrażeń. Ujawnia się w nich bowiem mikroklimat stoku.

Ważne jest — podkreślam — że ta faza przeobrażeń zboczowych jest młodszą od cyklu eolicznego. To zdaje się nam wyjaśniać pozorną niekonsekwencję i zarazem pewne nieporozumienie w rozważaniach na temat kierunku wiatrów, tworzących less. Idzie tu o geologiczną i morfologiczną asymetrię dolin południkowych, w których less przykrywa zbocza zachodnie (eksponowane ku wschodowi). Powszechnie przyjmuje się, że jest to less osadzony w „cieniu wiatrów“, a więc asymetrię należy uważać za wskaźnik wiatrów zachodnich. Ten typ asymetrii jest bardzo wyraźny na Wyżynie Lubelskiej. Wniosek o zachodnich wiatrach lessowych stoi jednakże w wyraźnej sprzeczności z udowodnioną za pomocą analizy rozmieszczenia lessu tezą o wschodnich wiatrach przynoszących pył. Sprzeczność ta daje się łatwo wyjaśnić, jeśli weźmiemy pod uwagę podane niżej momenty.

Asymetria lessu w dolinach południkowych jest zjawiskiem młodszym od sedymentacji eolicznej. Odpowiada ona drugiej części cyklu lessowego. Less dolin asymetrycznych jest utworem wtórnym, soliflukcyjnym i deluwialnym. Stok o ekspozycji wschodniej jest powierzchnią „chłodną“,

jej znaczenie dla ruchów mas wzrasta w miarę ocieplania się klimatu, jest nawet większe w postglacjale niż w glacjale (w peryglacjale). I dzisiaj jeszcze, jak to wyjaśniają przykłady cytowane przez D y l i k a [26] i P i e r z c h a ł k ó w n ą [114], odbywa się tu na wiosnę ruch grawitacyjny i namywy, ułatwione mikroklimatycznym znaczeniem płatów śnieżnych.

Owe przeobrażenia dały asymetrię układu lessu i nie mają one nic wspólnego z kierunkiem wiatru osadzającego less. Ta sugestia pochodząca jeszcze od T i e t z e g o [178], a ostatnio podjęta w pracach B ü d e l a [10], A m b r o Ź a [1] czy T a i l l e f e r a [174, 176] była również przyjęta w moich wcześniejszych rozprawach, dotyczących lessu Wyżyny Lubelskiej. W świetle nowszych spostrzeżeń nie da się ona utrzymać. Do sprawy tej jeszcze wrócę, omawiając morfologiczną asymetrię dolin wyżyny.

Stratygrafia lessu. Kilkanaście stanowisk kopalnych gleb lessowych, rozsianych po całej Wyżynie Lubelskiej, dostarcza zasadniczych danych dla podziału lessu. Na tej podstawie zdecydowałem się uznać wyżynny less lubelski za utwór dwuczłonowy. Równocześnie jednakże P o Ź a r y s k i [126] nad Wisłą, a M o j s k i [102] nad Bugiem znaleźli ślady trzech lessów. Rozbieżność między moim stanowiskiem, a poglądem wymienionych badaczy nie jest tak wielka, jeśli się uwzględni fakt, że każdy z nas przyjmuje inną podstawę podziału. Punktem wyjścia powinno być określenie, co należy uważać za less samodzielny, odpowiadający glaciałowi lub wyodrębnionej fazie glaciału. Otóż w tym ujęciu jest różnica między moim stanowiskiem a stanowiskiem P o Ź a r y s k i e g o [126]. Międzylessowa gleba kopalna, na której oparłem podział lessu, jest bez wątpliwości wskaźnikiem bardzo poważnego ocieplenia klimatu. Jest to pokład gruby, od 1—2 m, z głęboko odwapnionym lessem poniżej niego. O wysokości średniej rocznej temperatury, o wzmożonej wilgotności tego klimatu informuje czerwone zabarwienie zwietrzałego lessu i gruby pokład próchniczny, czarnoziemny. Istnieje w tym względzie pewna strefowość regionalna. Less północny, kazimiersko-lubelski ma stosunkowo niegruby pokład próchniczny, pod którym jest szeroki, bardzo wyraźny, czerwono-brązowy pas zwietrzliny lessowej. Less południowy, hrubieszowski, sokalski, zamojski odznacza się grubym czarnoziemnym pasem próchnicznym. Nie potrafię wyjaśnić, czy owa różnica typu gleby kopalnej, którą uważam za poziom synchroniczny, jest oddźwiękiem różnic klimatycznych. Zabarwienie brunatnoczerwone pochodzi z dehydratacji tlenków żelaza i odpowiada stosunkowo wysokiej temperaturze. Według L a n g a [82] pomarańczowoczerwony kolor gleby powstaje przy temperaturze średniej rocznej od 0° do 12°C. Również grube pokłady próchniczne mogą się tworzyć przy temperaturze bliskiej temperatury współczesnego nam klimatu. A zatem przerwa czasowa, która rozdziela od siebie oba główne lessy wyżyny, posiadała warunki

termiczne chyba niewiele gorsze od dzisiejszych. Może zbadanie licznych kości ssaków (zwłaszcza obfitych w glebie kopalnej Łopatek) oraz węgielków (również w Łopatkach) dałoby bliższe wyjaśnienia średniej rocznej ciepłoty tego okresu. Glebę kopalną uważam za poziom oryński, gdyż przedziela ona less, który w całości jest młodszy od zlodowacenia środkowo-polskiego.

Pożaryski wyodrębniając trzy lessy na wyżynie dzieli mój less górny na dwa pokłady. Mojski natomiast dwa różne lessy widzi w poziomie dolnym, poniżej głównej gleby kopalnej. Podział obu autorów niezupełnie sobie odpowiada.

Dwudzielność lessu górnego zaznacza się w niektórych profilach wyżynnych. Przykładem są Łopatki. Jest tu jednakże przedział wynikły raczej z drobnego akcydentu klimatycznego, którego w każdym razie nie można uważać za odpowiednik interglacjału lub interstadiału. Górna gleba kopalna Kwaskowej Góry pod Kazimierzem w kluczowym profilu Pożaryskiego jest właśnie wskaźnikiem takiego epizodu. To samo dotyczy gleb, wspomnianych przez Ludwika Sawickiego [148] z okolic Parchatki. Podobny układ stratygraficzny wykazuje znany profil lessowy w Żurawicy koło Sandomierza, gdzie również zaznacza się tego typu trójdzielność lessu.

Znam profile Kwaskowej Góry i Żurawicy. Porównawcze studia, jakie w obu profilach przeprowadziłem*, przekonały mnie o tym, że dolny poziom wietrzenia (dolna gleba) owych lessów jest wyraźnie innej rangi stratygraficznej aniżeli gleba górna. Tylko ów dolny poziom można wiązać z głównym hiatusem Wyżyny Lubelskiej. Wykazuje on głębokie odwapnienia, charakterystyczne czerwone zabarwienie, duże nagromadzenie próchnicy i kliny lodowe (Żurawica). Dwa lessy górne są w dużej części utworem o strukturze soliflukcyjnej, dzieląca je powierzchnia glebowa zaznacza się bardzo niewyraźnie przy słabym i płytkim odwapnieniu. Jest to w obu wypadkach powierzchnia stoku. Trudno na razie powiedzieć, jaki jest właściwy sens stratygraficzny tej przerwy sedymentacyjnej. Czy przedziela ona dwa lessy pierwotne, czy też reprezentuje tylko epizod, po którym odbyła się ożywna sedymentacja lessu zboczowego**.

* Profil w Żurawicy badałem wspólnie z prof. Dylikiem i mgr Pierzchałkówną.

** Ł. Pierzchałkówna [114] notuje również dwa poziomy gleb w lessach okolic Bodzechowa koło Ostrowca. Dolny poziom gleby występuje w spągu lessu, górny wśród lessu. Jest dużo analogii w tych profilach do sytuacji stratygraficznej lessu lubelskiego. Widzę ją przede wszystkim w tym, że górny poziom gleby jest koło Ostrowca również typu zboczowego, soliflukcyjnego. Odpowiada on prawdopodobnie górnej, zboczowej glebie w lessach lubelskich. Jego rola stratygraficzna jest niepewna.

Streszczając wnioski wynikające z materiałów stratygraficznych przedstawionych w części pierwszej niniejszej monografii, sądzę, że na Wyżynie Lubelskiej można wyróżnić lessy lub jego ślad¹⁷ we wszystkich występujących tu seriach glacialnych. W starszym plejstocenie są to podobne do lessu mułki ze strukturą soliflukcyjną, bądź też „lessowa“ morena z Padołu Zamojsko-hrubieszowskiego.

W poziomie stratygraficznym utworów zlodowacenia środkowopolskiego znajdują się wyraźne ślady lessu w seriach dryasowych, zwłaszcza w ich stropowej części. Tu należy zapewne less dolny Mojskiego z okolic Hrubieszowa.

Oba lessy wyżynne pochodzą z ostatniego (bałtyckiego) zlodowacenia. Przedzielająca je gruba, czarnoziemna gleba kopalna lub głęboki poziom odwapnienia o barwie czerwonej odpowiada interstadiałowi oryniac-kiemu.

Na tym kończę rozważania stratygraficzne dotyczące lessu pierwotnego, utworu w pełni plejstocenijskiego. Do zagadnienia tego wrócę (Wyżyna Lubelska u schyłku plejstocenu i w holocenie), aby raz jeszcze przedyskutować możliwość ustalenia wieku górnej, zboczowej, epizodycznej gleby kopalnej w lessie.

PLEJSTOCENIJSKIE TARASY DOLIN WYŻYNY

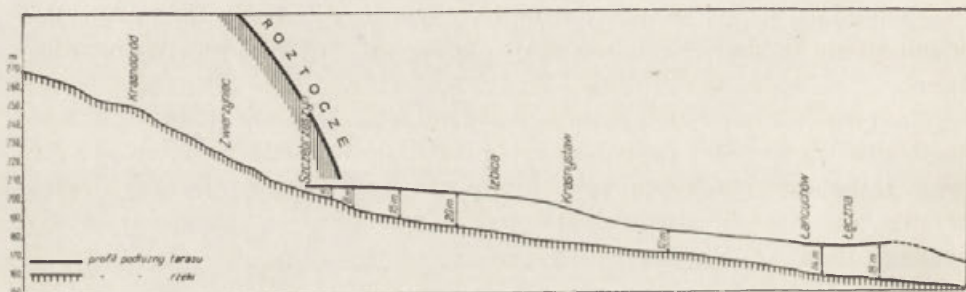
Bardzo rzadko spotyka się na Wyżynie Lubelskiej resztki starych tarasów pochodzących sprzed środkowopolskiego zlodowacenia. Tu należą opisane już wyżej położone 50—60 m ponad dnami dolin płyty tarasowe na Wierzchowinie Giełczewskiej, prawdopodobnie pochodzenia kemowego, ślady starszych akumulacyjnych tarasów na Roztoczu (dolina Gorajca) oraz w dolinie Bugu i Huczwy w granicach Kotliny Hrubieszowskiej i Tyszowieckiej. W strefie marginalnej środkowopolskiego zlodowacenia, na przykład w dolinie Kurówki, Bystrzycy Lubelskiej, Ciemięgi i Bystrej, znajdujemy wyraźnie zachowane tarasy fluwioglacialne, które łączą się z 25-metrowym tarasem doliny Wisły.

Bardzo dobrze są zachowane na wyżynie tarasy pochodzące z ostatniego bałtyckiego zlodowacenia. Są to wyraźne stopnie o wysokości od 10 do 25 m, zbudowane z pokryw piaszczysto-pylastych, o typie peryglacialnym*. Należy podkreślić, że ich udział w ogólnej powierzchni den dolinnych jest większy aniżeli udział współczesnych tarasów zalewowych,

* Za Menschingiem [97] można by je nazwać tarasami „fluwioperyglacialnymi“. Autor ten używa tej nazwy w sensie podobnym do nazwy „fluwioglacial“. Rolę wód lodowcowych w strefie peryglacialnej przyjmują rzeki, zasilane wodami roztopów.

co świadczy o tym, że postglacjalne niszczenie erozyjne rzek nie usunęło nawet w połowie skutków sedimentacyjnego działania wód w okresie ostatniego glacjału. Drugą cechą owych tarasów jest ich bardzo zmienna wysokość ponad poziomem rzek. Oto kilka przykładów z głównych dolin wyżyny.

W podlaskim odcinku doliny Wieprza znajdujemy wyraźny taras na wysokości 165—170 m n.p.m. Jest on wzniesiony 15—18 m ponad poziom rzeki. Na jego zboczach odsłaniają się skały kredowe i oligocen oraz starsze utwory plejstocenijskie (m. in. torfy interglacjału Symiki — Czernejów), powierzchnia zaś tarasu jest zbudowana z piasków pylastych,



Ryc. 102. Profil podłużny doliny Wieprza — dno współczesne i taras nadzalewowy

peryglacjalnych. Poniżej niego występuje tu taras erozyjny o wysokości względnej około 8—10 m. Jest to etap niszczenia wspomnianych pokryw peryglacjalnych ostatniego zlodowacenia.

Łęczyński przełom Wieprza przerywa ciągłość systemu tarasowego podlaskiego odcinka rzeki. Na południe od Kijan powyżej stromych kredowych ścian doliny przełomowej pojawia się taras lekko opadający na krótkim odcinku ku południowi, a więc przeciw spadkowi rzeki. Wysokość jego jest tu znaczna, sięga 20 m ponad poziom rzeki. Dalej na południe w obrębie Kotliny Dorohuckiej wysokość względna tarasu wyraźnie maleje, do 10—12 m. Jest on zbudowany przeważnie z piasków rzecznych, na które od strony zboczy wkracza pokrywa utworów pylastych. Wzrost wysokości tarasu i zmianę jego budowy notujemy dopiero pod Krasnymstawem, a więc w przełomie Wieprza przez pas wierzchowin. Wysokość bezwzględna tarasu dochodzi do 200—205 m n.p.m. i nie zmienia się już przez cały odcinek przełomu ani też w Kotlinie Zamojskiej. Ponieważ jednakże profil podłużny rzeki podnosi się w górę, wysokość względna tarasu w tym kierunku konsekwentnie maleje (ryc. 102). Na granicy Roztocza, na odcinku Szczybrzeszyn—Zwierzyniec taras plejstocenijski jest równoznaczny prawie z tarasem zalewowym, a jedynie u stóp zboczy spotyka się jego resztki podniesione przez stożki i namywy

podstokowe do wysokości kilku metrów ponad poziom rzeki. Również wewnątrz Roztocza, na odcinku Zwierzyniec — Krasnobród wysokość tarasu jest niewielka, a jedynie na linii stożków u wylotu bocznych dolin dochodzi do 10 metrów.

Podobna zmienność cechuje położenie, budowę i wysokość młodoglacjalnego tarasu w dolinach dopływów Wieprza. Tak więc w dolinie Bystrzycy Lubelskiej taras tego wieku łączy się ze wspomnianym wyżej tarasem Wieprza pod Spiczynem i Kijanami a względna wysokość jego wynosi 16 m. Maleje ona konsekwentnie w górę doliny, albowiem poziom bezwzględny tarasu (w związku z równą powierzchnią sedymentacyjną jeziornych mułków spiczyńskich) prawie się nie zmienia, gdy profil rzeki się podnosi. Pod Lublinem ma on kilka metrów, podobnie zresztą jak na południe od miasta (Zemborzyce). Wysokość jego podnosi się w górę doliny, począwszy od Krężnicy. Jest on tu zbudowany z piasków i wyraźnie związany z budową zboczy, wąskiej w tym odcinku doliny. Znaczniejsze podwyższenie tarasu notujemy na odcinku Kiełczewic, po którym następuje w górę rzeki rozszerzenie dolinne koło Bystrzycy i Zakrzówka. Szeroki taras ma tu w osi doliny 10 m wysokości i jest zbudowany z mułków wstęgowych, wypełniających środek kotliny bystrzyckiej. W kierunku zboczy, zwłaszcza zbocza zachodniego, taras podnosi się do 17 m ponad dno doliny. W tej części zbudowany jest z piasków i pyłów (less) pochodzących ze zbocza.

Dolina Giełczwi ma w dolnej swojej części między Piaskami Luterskimi a Stryjną taras o wysokości do 12 m, zbudowany przeważnie z pokryw piaszczystych. Dopiero powyżej Stryjny wysokość i budowa tarasu zmieniają się. Między Rybczewicami a Pilaszkowicami mamy bardzo dobrze zachowane powierzchnie tarasowe, wzniesione do 23 m ponad poziom rzeki, a zbudowane z lessu facji dolinnej lub z mułków wstęgowych oraz z piasków na ich powierzchni. W górę doliny wysokość tarasu się zmniejsza (do 8 m) począwszy od Sobieskiej Woli, w tarasie przeważają piaski zboczowe, peryglacjalne.

Nie będę cytował dalszych przykładów, gdyż są one już dostatecznie wyraźne, aby sformułować kilka ogólnych wniosków co do charakteru morfologicznego i geologicznego tego peryglacjalnego tarasu. Zresztą cechy wymienione powtarzają się we wszystkich mniejszych dolinach bocznych, a więc w dolinie Poru, Wolicy, Wojsławki itd.

Profil tarasu nie reprezentuje krzywej wyrównanej, której należałoby się spodziewać ze względu na akumulacyjny charakter tej formy. Jest regułą niemal bezwzględną, że wypukłości profilu tarasu przypadają na odcinki przełomowe dolin, podczas gdy obniżenie tarasu odpowiada rozszerzeniu doliny. Fakt ten wyraźnie nie zgadza się z ogólnym prawem dynamiki działania rzeki, z jej czynnością podłużnego wyrównywania

profilu. Przełomy charakteryzują się wzmożoną pracą wód. Ten stan rzeczy, a więc owe wypukłości profilu tarasów można by wyjaśnić jakimiś młodymi postumnymi ruchami tektonicznymi. Na to jednakże żadnych dowodów nie mamy, przeciwnie, niektóre fakty świadczą mocno przeciw takiej koncepcji. Budowa tarasów w odcinkach wypukłych jest wyraźnie inna od odcinków wklęsłych, niskich, a zatem nie tektonika i erozja, lecz momenty sedymentacji odgrywają tu rolę zasadniczą. Idzie tu nie o sedymentację samej rzeki, lecz o działania sedymentacyjne czynników działających na zbczu.

Skworcow [160], Poser, Tricart [119] i Mensching [97] w ostatnich kilku latach ogłosili wyniki swoich prac, które podważając klasyczne pojęcie o formowaniu się tarasów akumulacyjnych, przypisują ogromne znaczenie procesom i utworom zbczowym w powstawaniu tarasów. Do podobnych wyników doszedłem niezależnie od wspomnianych autorów, nie znajdując innego wyjaśnienia zmian wysokości tarasów peryglacjalnych w dolinach rzek lubelskich. Ten sam wynik dały również studia dolin Wyżyny Łódzkiej (Dylik [25]) i doliny Wisły (Pózaryski [126]).

Wzrost wysokości tarasów w zwężeniach dolinnych odpowiada większemu udziałowi procesów stokowych, a więc deluwialnych i koluwalnych w tworzeniu tarasów. Rzeki peryglacjalne były zbyt słabe, aby mogły mieć decydujące znaczenie w formowaniu się dna doliny. Dno to przedstawiało w profilu poprzecznym powierzchnię wklęsłą, bardzo silnie powiązaną ze zbczem. Między właściwym zbczem a dnem biegła szeroka, akumulacyjna a także denudacyjna powierzchnia podstokowa, która była niezależna od samej rzeki i jej działania. A zatem w zwężeniach dolinnych, gdzie zbcza zbliżają się do siebie, powierzchnie podstokowe obu zbczy faktycznie formowały dno doliny. Ogromny transport produktów zbczowych, tak żywy w klimacie peryglacjalnym, podwyższał tę powierzchnię. Wody rzeki nie potrafiły uprzątnąć tego materiału, przeciwnie, masą materiału zbczowego były zmuszone do sedymentacji własnych nanosów. Przełomy dolin spełniały rolę sedymentacyjnych tam, które z kolei oddziaływały na odcinki dolin położone powyżej przełomów. Taka tama poprzeczna powstała w krasnostawsko-izbickim odcinku Wieprza; powyżej tego odcinka powstał w Kotlinie Zamojskiej prawie równy poziom ogromnej sedymentacji, na poły typu jeziornego. Taką jest również kotlinka Bystrzycy i Zakrzewa w dolinie Bystrzycy Lubelskiej.

W podwyższonych odcinkach tarasu w obrębie dolin przełomowych ważną rolę odgrywają utwory soliflukcji, namywów i less. Fakt ten wiąże się bardzo ściśle z zależnością tarasu od procesów zbczowych. Utwory te możemy wyraźnie oddzielić od czysto rzecznych nanosów, które zwykle występują w ich spągu, odpowiadają bowiem fazie wilgot-

nej, gdy dynamika rzeki miała przewagę nad dynamiką zbrocza. W profilach pionowych tarasu Wieprza powtarza się czasami ta zmiana utworów aluwialnych, rzecznych i utworów zbroczowych, co świadczy o kilkakrotnych zmianach klimatu w czasie ostatniego glacjału. Końcowy akt budowy tarasu należał do rzeki, przybór jej wód dał najwyższą pokrywę aluwialną znaną zwłaszcza w stropie tarasu w okolicach Izbicy i Krasnogostawu, po czym dalszy wzrost opadów doprowadził do rozcięcia całej serii peryglacialnej.

Rola lessu w tarasie jest duża. Jest to przeważnie less zbroczowy, soliflukcyjny lub namyty, a więc deluwialny i koluwalny, jest w nim również less pierwotny. Podwyższenia tarasu przypadają najczęściej w miejscu tzw. „pomostów lessowych“, które łączą less w odcinkach bardzo zbliżonych do siebie zbroczy doliny. Sedymentacja lessowa przedstawiała tak potężne zjawisko, że musiały się do niej dostosować nawet rzeki. Tam gdzie strefa ruchomego pyłu lessowego przecinała dolinę, dno doliny musiało być wydatnie podwyższone. W tych miejscach wypukłości tarasów są największe (Wieprz pod Krasnymstawem, Giełczew w Pilaszkowicach). Less barykadował doliny, stwarzał jakby lokalne zastoiska, które w dużej mierze sam wypełniał.

Należy zwrócić uwagę na fakt, że wysokość i budowa tarasu doliny głównej zmienia się wyraźnie tam, gdzie do tej doliny uchodzi dolina boczna. Tak jest w dolinie Wieprza u ujścia Żółkiewki i Wolicy. W tych miejscach następuje obniżenie tarasu (nawet do 10-metrów), w którym zamiast lessu pojawiają się piaski. Podobna sytuacja jest u ujścia potoku Radomirki do Giełczwi. Wszystko to dowodnie popiera tezę o kształtowaniu się tarasów peryglacialnych w zależności od procesów zbroczowych. Tam gdzie taras nie ma w zapleczu zbrocza, lecz ujście doliny bocznej, wysokość jego spada do poziomu, określonego działaniem sedymentacyjnym rzeki.

Rozmieszczenie tarasu peryglacialnego pozwala śledzić zmiany hydrograficzne, jakie dokonały się na wyżynie w czasie ostatniego zlodowacenia. Opisałem je dokładnie w części regionalnej (Kotlina Dorohucka). Wieprz płynął w tym czasie przez Puchaczów do Tyśmienicy. To połączenie rzek uważał niegdyś Z a b o r s k i [191] za linię hydrograficzną środkowo-polskiego zlodowacenia. Sądzę, że w ostatnim zlodowaceniu przepływ Wieprza do Tyśmienicy w poziomie około 16 m wyższym od współczesnego był w pełni czynny. Przełom łączyński powstał w tym czasie jako zjawisko epigenetyczno-przelewowe, a Wieprz połączył swe wody z Bystrzycą Lubelską. Dlatego w przełomie łączyńskim nasz podstawowy taras jest tak wysoko wzniesiony.

Drugą poważną zmianę biegu rzek stwierdzamy w dorzeczu Giełczwi i potoku Stawka. W poziomie tarasu ostatniego glacjału Giełczew pły-

nęła prosto na północ. W dolinie potoku Stawka przedłużał się jej taras peryglacjalny. Skręt Giełczwi w Piaskach Luterskich powstał wskutek przeciągnięcia, przy czym rzeką przeciągającą był mały potoczek rozcinający zbocze doliny Wieprza koło Biskupic.

Taras fluwioperyglacjalny znajduje się w dawnej pradolinie chełmsko-rejowieckiej, która łączyła się z doliną Wieprza koło Dorohuczcy. Potok Rejowiecki płynął więc w czasie ostatniego zlodowacenia ku NW, przez Krasne. Jego skręt ku SW jest związany również z młodą zmianą hydrograficzną.

Ostateczne przesilenie działalności sedymentacyjnej rzek — jak wyżej wspomniałem — dokonało się przy pewnym wzroście opadów, co w rezultacie dało stropową warstwę piasków rzecznych w tarasie, po czym nastąpiło sukcesywne pogłębianie dna doliny. Były to procesy klimatyczne tak samo jak klimatyczny jest cały ów taras fluwioperyglacjalny w dolinach Wyżyny Lubelskiej. Ani tektonika, ani barykadowanie barierą lodową ujść dolinnych nie jest tu potrzebne, aby wyjaśnić tę powszechną sedymentację zbczowo-denną na wyżynie. Dodać należy, że zjawisko miało cechy wyrównania, które sięgnęło do najwyższych odcinków dolin, do basenów źródłiskowych. Powierzchnia zasypania fluwioperyglacjalnego jest tarasem tylko tam, gdzie rozcięły go wody rzek postglacjalnych. Natomiast pozostała ona „aluwialnym“ lub „holoceni-skim“ dnem doliny u początków dolin, dokąd erozja postglacjalna nie sięgnęła.

Etapy tego rozwoju erozyjnego widzimy w postaci listew i tarasów erozyjnych, wyciętych w obrębie fluwioperyglacjalnych pokryw. Najbardziej powszechnym jest taras około 8—10 m, który śledzić można w dolinie Wieprza w dół od Krasnegostawu. Ogólna głębokość rozcięcia, jaką postglacjalnie osiągnęły rzeki wyżyny, jest proporcjonalna do ich wielkości. Rozcięcie postępowało wstecznie a w dolinie Wieprza dotarło ono do południowych krańców Kotliny Zamojskiej. Wytlumaczenie tego widzę w tym, że Wieprz jest dużą rzeką dopiero w dół od tej kotliny, gdzie otrzymuje on wody tak wielkich potoków jak Por i Łabuńka. W górę od kotliny, na Roztoczu, rozcięcie jest minimalne. Podobnie zresztą i w dolinach obu wymienionych dopływów taras szybko wyklinowuje się w górę ich biegów. Współczesny profil podłużny Wieprza jest bardziej wyrównany aniżeli powierzchnia tarasu (ryc. 102). Jest to zupełnie zrozumiałe, w holocenijskich warunkach klimatycznych rzeka ma więcej wody a przez to pozostaje w znacznie mniejszej zależności od procesów zbczowych aniżeli w okresie peryglacjalnym. Poza tym oddziela ją od zbczcy stopień peryglacjalnego tarasu. Działanie namywów idących od zbczcy kończy się na powierzchni tarasu. Liczne przykłady świeżego namulania mamy na tarasie w okolicach Krasnego-

stawu. Różnica wysokości między wyrównanym holocenijskim profilem rzeczonym, a niewyrównanym, na poły stokowym profilem dna peryglacialnego, daje ową uderzającą zmienność wysokości tarasu.

Erozyjne pogłębienie doliny Wieprza w postglacjale obniżyło podstawę erozyjną dopływów tej rzeki. Zarówno na odcinku Bystrzycy Lubelskiej, jak też dawnej rzeki Giełczew—Stawek znajdujemy w ich profilach podłużnych załamania, wskazujące na wsteczną wędrówkę działań erozyjnych. Nie sądzę, aby owe zjawiska przeczyły hipotezie klimatycznego rozwoju profilów rzecznych, tak w ich peryglacialnej przeszłości, jak też w chwili obecnej. Niesłusznie uważa się, że klimatyczny impuls erozyjny działa na całej długości rzeki i rzeka rozcina dno doliny w całym profilu równocześnie. Działanie to jest zróżnicowane stosownie do istniejących możliwości niszczącej pracy rzeki, a możliwości te są oczywiście większe w dolnym odcinku rzeki. Dlatego stopnie poprzeczne i fronty wstecznego działania w profilach rzek Wyżyny Lubelskiej, widoczne zarówno w rzece głównej (stopień na granicy Roztocza), jak też w jej dopływach, są elementem normalnego pogłębiania dolin, wywołanego zmianą warunków klimatycznych.

ROZWÓJ BOCZNY DOLIN, ASYMETRIA ICH PROFILU POPRZECZNEGO

Wyżyna Lubelska jest obszarem wspaniale rozwiniętych dolin asymetrycznych. Jest to zjawisko co do genezy swojej do dzisiaj okryte jeszcze tajemnicą. Wiele pożytku w tym względzie przynosi pionierskie studium *Mojskiego* [101] — nie rozwiązuje ono jednak problemu, formułuje go i poddaje dyskusji. Niniejsze uwagi są jakby dalszym etapem tej dyskusji, do której dołączam się również skromnym materiałem obserwacyjnym, cytowanym w pierwszej części monografii (*Wierzchowina Grabowiecka, Wierzchowina Giełczewska, Roztocze*). Zagadnienie asymetrii zwłaszcza małych dolin jest obecnie bardzo aktualne i żywo omawiane w literaturze, poświęconej morfologicznym zjawiskom peryglacialnym Europy (*Tricart* [182], *Poser i Müller* [120], *Taillefer* [174, 176], *Fezer* [33], *Dylik* [26], *Pierzchałko* [115]).

Asymetryczne są zarówno duże, jak też małe doliny Wyżyny Lubelskiej. Asymetria występuje, jak słusznie stwierdza *Mojski* „...niezależnie od wielkości, niezależnie od tego czy doliny te prowadzą wody okresowo, czy stale i niezależnie od położenia koryta rzeki w dolinie“. Uwagę tę uzupełnię zdaniem, że asymetria jest wyraźniejsza w dolinach małych, suchych, aniżeli w dolinach wielkich ze słabo płynącą wodą. Dalej, asymetria występuje w dolinach południkowych i równoleżnikowych oraz

w dolinach o kierunkach pośrednich. Silniej jest zaakcentowana w dolinach południkowych oraz w dolinach o kierunkach do nich zbliżonych.

W tych ostatnich zbocza zachodnie o ekspozycji wschodniej są słabiej nachylone aniżeli zbocza wschodnie (wystawione na zachód). Ten typ asymetrii, najbardziej zresztą dla wyżyny typowy, jest przedmiotem szczegółowych rozważań M o j s k i e g o. Autor ten jest skłonny uważać ową asymetrię za zjawisko morfologii przedczwartorzędowej, plioceńskiej. Teza ta, moim zdaniem, nie da się utrzymać. To, że wschodnie strome zbocza dolin są zbudowane prawie wyłącznie z kredy, nie może być argumentem na rzecz preglacjalnego wieku asymetrii. Boczne podcięcia erozyjne w dolinach powstają w każdym okresie, a nawet współcześnie odsłaniana jest kreda na zboczach przez działanie meandrów rzecznych. O asymetrii preglacjalnej możemy mówić jedynie tam, gdzie asymetryczna dolina jest w całości wypełniona osadami czwartorzędu, ukryta pod nimi i zakonserwowana. Niewiele mamy przekrojów, które by informowały nas o kształcie tych starych dolin. Przytoczyć tu można jedynie wyniki, pochodzące z wierceń, wykonanych w poprzek dolin, a więc w dolinie Bystrzyca Lubelskiej na południe od Lublina koło Wrotkowa (L e w i ń s k i [87]), w poprzek doliny Wieprza koło Krasnegostawu i Izbicy (J a h n [51]), a wreszcie w tejże dolinie koło Lubartowa (K a r a s z e w s k i [58]). Należy podkreślić, że we wszystkich tych profilach oś dolin preglacjalnych jest położona na zachód od współczesnej osi doliny. Możemy tu mówić nawet do pewnego stopnia o asymetrii zboczy, przeciwnej aniżeli asymetria dolin współczesnych. Rzeka podcinała wówczas zbocza zachodnie. W czwartorzędzie rynna preglacjalna była powoli wypełniana przez osady rzeczne, równocześnie zaś oś jej przesuwiała się stopniowo ku wschodowi. Był to proces, który doprowadził ostatecznie do przemodelowania doliny — a więc do powstania łagodnych zboczy zachodnich a stromych wschodnich.

Stwierdzenie to dotyczy dużych dolin południkowych, jak Bystrzyca, Bug i Wieprz. Ostatnia z wymienionych dolin wykazuje najslabsze cechy asymetrii, Bystrzyca zaś i Bug (w odcinku Grzędy Sokalskiej) mogą uchodzić za klasyczne wprost przykłady dolin asymetrycznych. Jakie przyczyny decydowały o tym, że doliny owe w czwartorzędzie rozwijały się bocznie i to wyraźnie ku wschodowi? Sądzę, że wśród wielu przyczyn, które mogą być tu wzięte pod uwagę, jak na przykład wiatry, rotacja ziemiska itd., należy zatrzymać się na działaniu tych czynników, które doprowadziły do powstania wielkich pokryw deluwialnych, zarówno grawitacyjnych (złaziskowo-soliflukcyjnych), jak też namytych, które powlekają zachodnie zbocza dolin.

Tu dochodzimy do wniosku, że asymetria dolin wyżyny jest pośrednio tylko związana z działaniem samej rzeki. Pierwsza przyczyna zjawiska

tkwi w działaniu procesów zboczowych. Dowód jest prosty. Ten sam typ asymetrii cechuje doliny suche, których rozwój prawie wyłącznie zależy od procesów denudacji zboczy. Co więcej, współczynnik asymetrii (przeciwstawność nachylenia obu zboczy) jest na ogół większy w tych małych dolinach, pozbawionych stale płynącej wody aniżeli w dolinach rzecznych.

Sprawę tę w dużej mierze omówiłem już w rozdziale dotyczącym lessu. Asymetria bowiem morfologiczna wiąże się ściśle z asymetrią geologiczną, która polega na tym, że małe doliny na Wyżynie Lubelskiej mają różne typy pokryw deluwialnych na zboczach wschodnich i zachodnich lub też w ogóle posiadają tylko deluwia na zboczach zachodnich. Są to najczęściej pokrywy wtórnego lessu, a więc produkty grawitacyjnych i zmywnych przemian lessu eolicznego. Z analizy, którą tam przytoczyłem, wynika, że asymetria pokryw lessowych jest w dużej mierze zjawiskiem klimatu peryglacjalnego. Asymetria morfologiczna dolin wyżyny powstała również w tym czasie.

W warunkach klimatu peryglacjalnego decydujące znaczenie ma ekspozycja zboczy. Typ asymetrii, reprezentowanej przez południkowe doliny Wyżyny Lubelskiej, mógł powstać u schyłku peryglacjału, w fazie, w której bardziej dynamiczne było zbocze chłodne (eksponowane na wschód). Prace Tricarta [182], Posera i Müllera [120] oraz Fezera [33] stwierdzają ten typ asymetrii w zachodniej Europie, chociaż autorzy ci są skłonni raczej widzieć główny rozwój dolin asymetrycznych w okresie maksimum glacjału. Przy takim ujęciu wieku asymetrii napotykamy na trudność zasadniczą, która polega na tym, że niesposób wówczas wyjaśnić złagodzenie nachylenia zbocza eksponowanego na wschód, a więc zbocza „zimnego“, na którym działanie soliflukcji było bezsprzecznie mniejsze aniżeli na zboczu przeciwnym. Poser i Müller uciekli się do koncepcji pośredniej, w której dla wyjaśnienia asymetrii dolin obok procesów zboczowych przyjmują również duży udział wód roztopowych, podcinających właśnie zbocze „ciepłe“, dynamiczne i głęboko odmarznęte. Tu więc wbrew oczekiwaniu powstaje stromizna, całość przybiera postać asymetrii odwróconej, którą autorzy ci nazywają asymetrią wtórną.

Badania moje na Wyżynie Lubelskiej nie dają mi dostatecznie pewnych materiałów, aby rozstrzygnąć, czy wspomniana koncepcja autorów niemieckich może być i tutaj zastosowana. Tak ważne zagadnienie jak asymetria dolin wymaga wnikliwych studiów, prowadzonych nie ubocznie w całokształcie badań morfologiczno-geologicznych, lecz celowo i świadomie pod kątem widzenia samego zagadnienia. Postaram się jednakże dołączyć kilka uwag, pożytecznych dla rozstrzygnięcia wątpliwości, czy klimatyczno-morfologiczna asymetria dolin Wyżyny Lubel-

skiej jest „pierwotna“ czy „wtórna“ w sensie Posera, albo też czy jest asymetrią „ciepłą“ lub „zimną“ w sensie Tricarta [182].

Orientacja pierwotna peryglacialnych dolin asymetrycznych jest następująca. Silniej naświetlane a przez to łatwo odmarzające, dynamiczne i ciepłe stoki są eksponowane ku południowi i zachodowi, tzn. w warunkach peryglacialnych złagodzenie nachylenia powinno się zaznaczyć na północnych i wschodnich zboczach dolin. Reguła ta do pewnego stopnia obowiązuje gdy idzie o doliny równoleżnikowe Wyżyny Lubelskiej. W każdym razie w tychże dolinach stwierdzano wyraźną asymetrię geologiczną w układzie lessu (patrz odpowiedni rozdział), aczkolwiek nie zawsze odpowiadała jej tak samo wyraźna asymetria morfologiczna. W zasadzie jest to jednakże asymetria „pierwotna“, a więc związana z większą dynamiką stoku ciepłego.

W dolinach południkowych i do nich zbliżonych asymetria ma typ „wtórny“ i jest związana z większą dynamiką stoku zimnego. Na stromych (wschodnich) stokach dolin nie spotyka się tu chociażby resztek owych grubych pokryw soliflukcyjnych, które miały stworzyć warunki łatwiejszego podcięcia tych zboczy przez wody roztopowe. W tym widzę główny argument przeciw tezie Posera i Müllera i skłaniam się raczej do uznania asymetrii owych dolin za zjawisko „pierwotne“, a więc nie odwrócone.

Asymetria ta jest stosunkowo młoda, młodsza nawet od sedymentacji lessu. Wiązanie asymetrii dolin z procesem sedymentacji lessu nie jest słuszne. Argumenty gdzie indziej już podane, a przede wszystkim fakt występowania tego samego typu asymetrii poza obszarami lessowymi, obowiązują tutaj. I na Wyżynie Lubelskiej mamy asymetryczne doliny w miejscach, w których lessu nie ma i w których nigdy go nie było (Wierzchowina Giełczewska, Roztocze Środkowe, Płaskowyż Świdnicki). Zresztą faza lessowa nie sprzyjała tworzeniu się wielkich dolin asymetrycznych (np. Bugu) chociażby z uwagi na to, że w tym czasie działalność rzek była bardzo słaba.

Na zboczach asymetrycznych dolin mamy przeważnie less „wtórny“*, a więc utwór pochodzący już ze schyłkowej fazy peryglacjału. Ten less soliflukcyjny, deluwialny jest pokrywą morfogenetyczną, powstał w rezultacie działania tych samych procesów, których morfologicznym efektem była asymetria zboczy dolinnych. W tym fakcie tkwią przesłanki, które skłaniają do wniosku, że asymetria dolin wyżynnych może być zjawiskiem bardzo młodym. Nie wyklucza to oczywiście przyjętej tezy, że asymetryczne modelowanie dolin, a więc ich rozwój boczny trwał w obu

* Nie należy mieszać tego pojęcia z pojęciem „wtórnej“ asymetrii w sensie Posera. Less wtórny na zboczach naszych dolin jest dowodem ich „pierwotnej“ (wg określenia Posera) asymetrii.

okresach peryglacialnych (środkowo-polskiego i bałtyckiego zlodowacenia). Ostatni jednakże wyraz owych działań pochodzi ze schyłkowej, cieplej fazy peryglacjału, gdy większą dynamiką odznaczały się stoki „chłodne“. Na Roztoczu występują postglacialne deluwia lessowe na łagodnych zboczach dolin asymetrycznych, co dowodzi, że w tym czasie trwał dalej proces asymetrycznej modelacji dolin i boczny rozwój dolin (dorzecze Łady). Obserwacje Brandta [6] spod Nowogródka, Dylika [26] i Pierzchałkówny [115] spod Łodzi, Schwinda [155] z Saksonii świadczą wreszcie o tym, że współczesny nam klimat w swoim oddziaływaniu morfologicznym rozwija właśnie asymetrię tego typu, jaki cechuje doliny Wyżyny Lubelskiej. Idzie tu o morfogenetyczne procesy wczesnej wiosny, o działanie płatów śnieżnych i wód roztopowych. Dają one w ostatecznym rezultacie boczny rozwój dolin, przesuwanie się ich osi i pogłębianie istniejącej już asymetrii zboczny.

DOLINY DENUDACYJNE

Dolina jest efektem złożonego działania procesów liniowej i powierzchniowej degradacji. Od wielkości udziału tych procesów w całokształcie działania niszczącego, od ich wzajemnego stosunku zależy charakter doliny. Są doliny, w których działania denudacyjne, powierzchniowe są tak znaczne, tak górują nad działaniem liniowym strug wodnych, że stają się one istotnym procesem morfogenetycznym owych form. Możemy wówczas mówić o dolinach denudacyjnych (w przeciwieństwie do dolin erozyjno-denudacyjnych). Będzie to pojęcie szerokie, obejmujące formy wklęsłe, o dużej rozpiętości, od „delli“ i niecek denudacyjnych, korazyjnych po tzw. doliny suche i zatoki krawędziowe.

Formy te były przedmiotem szczegółowych studiów na obszarze Wierzchowiny Giełczewskiej. Na podstawie poczynionych tam badań podano charakterystyczne cechy owych form, ich podział i znaczenie w procesie morfogenezy krawędziowej strefy morfologicznej. Odsyłając czytelnika do wskazanego rozdziału zatrzymam się tu na kilku zagadnieniach, ważnych z ogólnomorfologicznego punktu widzenia.

Wyróżnia się na wyżynie dwa typy owych form: doliny denudacyjne, o przekroju nieckowatym, bez wyraźnego dna i doliny denudacyjne, w których dno staje się elementem wyraźnym, w pełni zindywidualizowanym. Podział ten w zasadzie pokrywa się z podziałem Dylika [25], który na Wyżynie Łódzkiej rozróżnia niecki korazyjne (odpowiadające formom pierwszego typu) i doliny suche (nasze formy drugiego typu). Doliny nieckowate można również utożsamić z „dellami“ Schmitt-Hennera [153].

Doliny denudacyjne drugiego typu, a więc z wyodrębniającym się dnem, są to na Wyżynie Lubelskiej formy wielkie, często bardzo szerokie. W pasie krawędziowym wierzchowin wiążą się one ściśle z szerokimi zatokami a więc formami lokalnego cofnięcia się krawędzi. Ich dno jest powierzchnią pedymentu, tu przypada początek owych zrównań podstokowych, tak typowych dla przedpola obszaru krawędzi. Nie ulega wątpliwości, że denudacyjne cofanie się zbcoczy takiej doliny, jej poszerzanie prowadzi do powstania zatoki pedymentalnej wżerającej się stopniowo w blok wyżyny.

Istnieje więc pewien związek i ciągłość między tymi trzema formami, będącymi jakby trzema etapami rozwojowymi w jednolitym (denudacyjnym) cyklu morfogenetycznym — zatoka pedymentu, dolina denudacyjna płaskodenna, dolina denudacyjna nieckowata. Stwierdzono, że od doliny denudacyjnej płaskodennej lub zatoki pedymentu biegną wstecznie bardzo liczne, krótkie dolinki nieckowate. One są wyrazem i dowodem zniszczenia niegdyś jednolitego stoku krawędzi; przedłużają one i poszerzają doliny płaskodenne i zatoki pedymentów. Między nieckowatymi dolinami formują się ostrogi denudacyjne.

Wspomniany cykl rozwojowy ma ogromne znaczenie dla powstania typowo denudacyjnych form wyżynnych. Jest to cykl działania wstecznego, który przesuwa krawędzie denudacyjne w zasadzie frontalnie, z tym jednakże zastrzeżeniem, że linie frontów są niejednolite. Zatoki i doliny denudacyjne są bezsprzecznie węzłami skoncentrowanego ataku, który doprowadza do rozbicia wałów i guzów wyżynnych, wydzielenia odrębnych grup morfologicznych, a więc gór wyspowych i ostańców denudacyjnych. Ten system niszczenia, zobrazowany przykładami z północnej części Wierzchowiny Giełczewskiej, bardzo przypomina morfogenezę tzw. *pedyment-passes* H o w a r d a [42], a więc owych przełęczy krajobrazu gór półsuchego klimatu, które mają pełny związek z pedymentami dolinnymi. Dalsza ewolucja przełęczy prowadzi do powstania tego typu form padołowych, które bardzo trafnie wyróżnił na Podolu C z y - ż e w s k i [19] jako charakterystyczne formy wyżynne.

Zagadnienie dolin denudacyjnych Wyżyny Lubelskiej omawiam tu w części poświęconej morfologii czwartorzędu, albowiem jest rzeczą zrozumiałą, że typowe, zewnętrzne cechy tych form, a może cała ich geneza wiąże się bardzo ściśle z peryglacją wyżyny. Da się to udowodnić w sposób prosty. Doliny denudacyjne kończą się w poziomie tarasu peryglacjalnego pochodzącego z ostatniego zlodowacenia. Jest to bardzo powszechne zjawisko w dolinie Wieprza i Bystrzycy Lubelskiej. W pasie marginalnym zlodowacenia środkowo-polskiego nad Kurówką doliny te rozcinają i wyodrębniają wzgórza ostańcowe, zbudowane ze żwirów fluwioglacjalnych tegoż zlodowacenia. Podobnie zresztą przedstawia się

sytuacja dolin denudacyjnych wśród wyspowych wzgórz okolic Chełma, w części również zbudowanych z osadów zlodowacenia środkowopolskiego. W obrębie wysokich partyj wyżynnych płaskowyzły i wierzchowin doliny denudacyjne są częściowo wypełnione piaskami zboczowymi. Górna, degradacyjna część zbocza, w której odsłania się kreda, przechodzi ku dołowi w powierzchnię akumulacyjną, zbudowaną z owych piasków peryglacialnych. Tak samo zresztą powierzchnie pedymentów większych dolin i zatok krawędziowych przechodzą w pewnej odległości od krawędzi w piaski sedymentacji peryglacialnej.

Oto więc dowody ogromnej działalności denudacyjnej w okresie panowania na wyżynie klimatu peryglacialnego. Najświeższe są ślady tych przeobrażeń morfologicznych, które powstały w ostatnim okresie peryglacialnym. Jest rzeczą oczywistą, że nakładały się one na rzeźbę podobną, pochodzącą z dawnych okresów peryglacialnych, a nawet z pliocenu, albowiem w tym czasie ustrój półsuchego klimatu bardzo sprzyjał formowaniu się dolin denudacyjnych i pedymentów.

Nasuwa się zagadnienie dominującego czynnika rzeźbotwórczego, któremu peryglacialne doliny denudacyjne i związane z nimi pedymenty zawdzięczają swe powstanie. Tutaj, tak jak we wszystkich zjawiskach szeregowych, rola ostatniego w danym szeregu akcydentu morfologicznego wysuwa się na plan pierwszy. Zależał on bezsprzecznie od procesów spłukiwania stokowego a nie ziemnych ruchów grawitacyjnych. Ten drugi typ działań był nie tylko starszy w chronologii procesów, od których zależał rozwój dolin denudacyjnych, ale wydaje się również, że był on też mniej skuteczny od pracy wód denudacyjnych. Górne części dolin denudacyjnych i zatok pedymentalnych są obnażone do skał podłoża, są pozbawione grubych pokryw soliflukcyjnych. Te ostatnie występują na ostrogach denudacyjnych, a więc w miejscach, które pozostały jakby w tyle poza wdzierającą się w głąb trzonu wyżynnego doliną. Dlatego ostrogi przeradzają się powoli w ostańce denudacyjne, a więc góry wyspowe, otoczone obniżeniami denudacyjnymi.

Hipoteza Dylika [25] o ogromnym działaniu korazyjnym mas soliflukcyjnych nie potwierdza się w przypadku opisywanych tu dolin denudacyjnych Wyżyny Lubelskiej. Soliflukcja miała tu raczej znaczenie czynnika transportu stokowego. Z okresem maksimum działania soliflukcji nie pokrywa się okres maksimum modelacji morfologicznej. Działania rzeźbotwórcze osiągnęły swój punkt szczytowy wówczas, gdy obok soliflukcji pojawiła się na stoku potężna siła spłukiwania i zdzierania materiału przez wodę, a więc ablacja dokonywana corocznie przez wielkie wody roztopowe. Rezultat tych działań jest widoczny nie tylko w postaci zmywów na stokach dolin, lecz również w postaci ogromnej masy odpowiednich osadów, wyniesionych z guzów wyżynnych i zło-

zonych w kotlinach i dolinach. Ów proces peryglacjalny dał wielkie rezultaty morfologiczne, między innymi i dlatego, że praca wód stokowych nie była hamowana przez roślinność (lub też w stopniu nieznacznym). Należy mieć również na uwadze i ten fakt zasadniczy, iż działania ablacyjne były również bardzo skuteczne w późnym glacie, w postglacie i holocenie. Doliny denudacyjne w suchych fazach tego okresu (np. w starszym i młodszym dryasie oraz w fazie borealnej holocenu) były nadal w pełnym rozwoju. A nawet w czasach prehistorycznych i historycznych skutki działania tego samego czynnika są nie bez znaczenia. Opisane wyżej (rozdział VII — Wierzchowina Giełczewska) przeobrażenia denudacyjne, które zaobserwowano na wyżynie w maju 1954 r. są między innymi tego dowodem. Widzimy zatem, że proces ablacji w dolinach denudacyjnych działał długo i prawie permanentnie. Dlatego wycisnął on na morfologii wyżyny tak wyraźne piętno.

WYŻYNA LUBELSKA U SCHYŁKU PLEJSTOCENU I W HOLOCENIE

W kolejnych pięciu rozdziałach poprzedzających rozdział niniejszy (utwory i procesy peryglacjalne, less, tarasy, asymetria dolin, doliny denudacyjne) zostały przedstawione stosunki stratygraficzne i zdarzenia morfologiczne Wyżyny Lubelskiej z czasów ostatniego zlodowacenia. Główną uwagę zwrócono na zjawiska wywołane działaniem czynników klimatu peryglacjalnego. Ówczesne środowisko peryglacjalne stworzyło zasadnicze warunki rozwoju morfologicznego wyżyny.

Przypominam więc ogólny wynik analizy stratygraficznej. Najważniejszym stwierdzeniem jest dwudzielność utworów ostatniego zlodowacenia na wyżynie. Dwie serie dolinne, piaszczysto-pyłowe, są podzielone powierzchnią erozyjną, w lessach zaś owa granica ma cechy wietrzeniowo-deluwialne (międzylessowa gleba kopalna). Gdybyśmy chcieli wspomniane dwie serie osadów nawiązać do ogólnych schematów podziału ostatniego zlodowacenia, to najwłaściwiej byłoby uznać dzielącą je powierzchnię erozyjną lub glebę kopalną za odpowiednik interglacjału oryniackiego. Starsza seria pochodzi zapewne z okresu nasunięcia brandenburskiego, młodszą zaś odpowiada stadium poznańskiemu lub pomorskiemu. Najmłodszy glaciał Wyżyny Lubelskiej kryje w sobie duże podobieństwo do utworów ostatniego zlodowacenia w Karpatach, które według Ś r o d o n i a [172] cechuje również typowa dwudzielność stratygraficzna. Granica obu seryj karpackich, jak przypuszcza wspomniany autor, odpowiada interstadiałowi oryniackiemu. Dodać należy, że datowanie to, aczkolwiek niezupełnie ścisłe, ma za sobą bodajże więcej

argumentów aniżeli hipotetyczny schemat lubelski. Oba ujęcia wskazują na to, że istnieje możliwość powiązania stratygrafii utworów ostatniego zlodowacenia Wyżyny Lubelskiej i Karpat.

A teraz przechodzę do właściwego tematu tego rozdziału, tzn. określenia dziejów morfologii wyżyny pod koniec plejstocenu. Jest rzeczą powszechnie wiadomą, że krzywa termiczna tego okresu nie podnosi się jednolicie i konsekwentnie ku interglacjacji, lecz wykazuje wyraźne maksimum wtórne, które nosi nazwę interstadiału Allerödu. Interstadiał ten, do niedawna może nie doceniony, stał się w ostatnich latach obiektem szczególnego zainteresowania, zwłaszcza ze strony botaników, czego dowodem są między innymi prace Szafera [169] i Gamsa [35]. Późny glacjał albo schyłek glacjału obejmuje według Szafera okres od cofnięcia się lądolodu z moren pomorskich po etap jego postępu na linii moren środkowo-szwedzkich i południowo-fińskich (fenoskandyjskich). Czas ten odpowiada całemu gotiglacjałowi i początkom finiglacjału w terminologii De Geera. Interstadiał Allerödu dzieli ów okres na dwie części, które botanicy nazywają starszym i młodszym dryasem. Starszy dryas, tak dobrze u nas poznany w licznych i świetnych stanowiskach karpaccyckich (jak np. Krościenko), był w Polsce okresem bezleśnej tundry arktyczno-alpejskiej. Nie istnieje wyraźna granica czasowa, która by oddzielała tę fazę tundry u schyłku glacjału od maksimum zlodowacenia. Okres bezleśny trwał na naszych ziemiach do czasu, gdy szybkie ocieplenie klimatu cofnęło granice lodowca do środkowej Szwecji, tzn. do czasu interstadiału Allerödu. Wówczas las opanował całą Polskę, sięgnął nawet do południowej Szwecji. Warto podkreślić słuszną uwagę Szafera [169], że las Allerödu w południowej Polsce trwał znacznie dłużej (około 5000 lat) aniżeli w północnej Polsce (1000 lat). Skutki tego ocieplenia powinny być wyraźne, co dotychczas z morfologicznego i geologicznego punktu widzenia nie zostało prawie zauważone. Po Allerödzie notujemy powrót warunków subarktycznych na nasze ziemie, co odpowiada tej chłodnej fazie, której wskaźnikiem jest między innymi długi postój lodowca na linii moren fenoskandyjskich. Szafer przypuszcza, że tundra objęła tylko północną Polskę a może środkową, pod Karpatami (Roztoki) trwał nieprzerwanie chłodny las Allerödu. Był to młodszy dryas, ostatni akt klimatu peryglacialnego w Polsce, a więc właściwy koniec epoki glacialnej. Ocieplenie, które po nim nastąpiło, stanowi już początek postglacjału i holocenu.

Oto schemat rozwoju klimatu u schyłku glacjału w Polsce, sugerowany nam przez botaników, posiadających w swoim ręku bezsprzecznie bardziej precyzyjne metody badań paleoklimatycznych aniżeli geomorfolodzy czy geolodzy. Wracając do Wyżyny Lubelskiej należy się zastanowić, czy wspomniane zmiany klimatu zostały tu w jakiś sposób zanoto-

wane w profilach geologicznych młodszego czwartorzędu, a więc czy istniała tu odpowiednia zmiana osadów, ich tekstury i struktury. Z uwag wypowiedzianych w poprzednich rozdziałach wiemy, że stopniowo wygasający peryglacjał wyżyny odznaczał się złagodzeniem warunków klimatycznych, co w ogólnym rezultacie doprowadziło do wyraźnych zmian na wyżynie. Zaznacza się to przede wszystkim specyficznym rozwojem zboczowych seryj peryglacjalnych, które od osadów soliflukcyjnych przechodzą ku górze w utwory namyte, a więc pylaste piaski, warstwowane zgodnie z nachyleniem zbocza. Łączą się one z piaskami tarasowymi, również typu deluwialnego i koluwialnego, które występują wśród utworów stropowej części tarasu peryglacjalnego. Odpowiednie zmiany dokonują się w lessie. Powstają deluwia lessowe; a więc less wtórny. Klimat ustępującego glacjału wyraźnie oddziałuje na morfologię wyżyny. Zaznacza się zależna od kierunku wystawy modelacja stoków, powstaje charakterystyczna dla cieplejszej odmiany peryglacjału asymetria dolin. Wyżynę pokrywa rozgałęziona sieć dolin denudacyjnych. Duża ich część istniała wprawdzie przez cały czas trwania na wyżynie okresu peryglacjalnego, lecz wielki rozwój tych form przypada niewątpliwie w fazie schyłkowej peryglacjału, gdy wody ablacyjne energicznie pracowały na skąpo pokrytej roślinnością powierzchni ziemi. Są to więc niezaprzeczalne skutki przemian klimatycznych kataglacjałnych (a zatem zdążających do interglacjału), jednakże bez wyraźnego zaakcentowania poszczególnych okresów późnego glacjału. Śladów ocieplenia Allerödu można by się doszukiwać w lessie zboczowym, a zwłaszcza w tej cienkiej glebie kopalnej lub poziomie słabego zglinienia, jaki pojawia się niekiedy wśród pokładów górnego lessu (młodszego od grubej gleby orygniackiej). Należy podkreślić, że less znajdujący się powyżej domniemanej warstwy Allerödu jest lessiem wtórnym, często z typową strukturą soliflukcyjną. Przykład ten spotykamy w Łopatkach, gdzie górna soliflukcja lessowa, o grubości 3 m, wyróżnia się jako warstwa odrębna, przedzielona szarym lessiem próchnicznym od całości lessu górnego. Typowy proces peryglacjalnej modelacji stoku istniał zarówno w starszym, jak też młodszym dryasie, tzn. w obu tych fazach działała jeszcze soliflukcja. Udział wód denudacyjnych w procesach stokowych był coraz większy i ostatecznie zdobyły one przewagę nad grawitacyjnym ruchem mas ziemnych na stoku. Obok działania budującego, którego wskaźnikami są peryglacjalne namywy stokowe, miały one również znaczenie czynnika niszczącego. W ten sposób powstała powierzchnia stokowa, ścinająca górną soliflukcję. Zachowała się ona gdzieś bardzo wyraźnie, ponieważ postępujące ocieplenie doprowadziło do stabilizacji stoków. Zostały one umocnione lasem. W tym widzę kres glacjału. Ustabilizowaną powierzchnię stoków można na ogół rozpoznać pod przy-

kryciem holocenijskim deluwiiw piaszczysto-pylastych. Ta powierzchnia subfosalna jest bardziej wyraźna w obszarach lessowych, natomiast nie łatwo ją można wyróżnić na stokach zbudowanych z piasków, z natury swojej bardziej ruchomych i trudnych do ustabilizowania.

Główny taras w dolinach Wyżyny Lubelskiej (taras nadzalewowy-górny, peryglacialny), wzniesiony maksymalnie około 20 m ponad poziom rzek, jest zbudowany z utworów fluwioperylacialnych. Odpowiada on pełni warunków peryglacialnych, a więc okresowi starszego dryasu. Obie serie osadowe (przed- i pooryniacka) występują wśród utworów tarasu, zakończenie sedymentacji tych utworów tarasowych przypada więc w późnym glacialu. Czy interstadiał Allerödu zaznaczył się w jakikolwiek sposób w budowie tarasu? Ocieplenie interstadialne musiało spowodować wzrost siły erozyjnej rzek. Sądzę więc, że z Allerödem należy wiązać początek rozcięcia tarasu. Wiemy, że między górną powierzchnią rozciętego tarasu a holocenijskim dnem dolin występuje element pośredni, taras erozyjny o wysokości 7—10 m, wyrzeźbiony w pokrywie utworów peryglacialnych. Dolina Wieprza dostarcza pod tym względem licznych przykładów, zwłaszcza w odcinku krasnostawskim (taras Stężycy) i lubartowskim. Ten element erozyjny wskazuje na głębokie zaburzenia klimatyczne u schyłku glacialu. Po węgłnej erozji, którą, jak powiedziałem, najwłaściwiej byłoby odnieść do Allerödu, nastąpił okres, w którym znów odżyła na krótki czas typowo plejstocenijska planacja. Należy podkreślić, że niektóre doliny denudacyjne rozcinające zbocza doliny Wieprza są ujściem swoim dostosowane do tego niższego tarasu. Na wyżynie działały wody denudacyjne, rzeźbiąc dalej peryglacialne, nieckowate doliny, pogłębiając przy tym doliny dawne, pochodzące z maksimum rozwoju warunków peryglacialnych. Tak więc młodszy dryas ma swój odpowiednik w morfologii wyżyny. Bezpośrednią przyczyną ożywienia działalności denudacyjnej było przypuszczalnie ustąpienie lasu z wyżyny. W tym czasie dużą rolę odgrywały lasy. Tworzyły się wydmy paraboliczne. Jest również prawdopodobne, że na stokach i tarasach osadził się płytki pokład pyłu, a więc utwór najmłodszego lessu.

Postglacial i holocen Wyżyny Lubelskiej rozpatrzmy z punktu widzenia zmian morfologicznych, jakie wówczas wystąpiły na powierzchniach stokowych i dnach dolin (Tab. II).

Oznaką pierwszego typu zmian są dużej miąższości postglacialne, pylaste i piaszczyste deluwia na stokach obu wierzchołów, zwłaszcza zaś na lessowych stokach Roztocza Zachodniego. W rozdziale poświęconym Roztoczu owe pokrywy zostały szczegółowo opisane. O niejednorodności zmian świadczą dwa poziomy gleb subfosalnych, z których poziom dolny znajduje się u podstawy deluwiiw. Na Roztoczu jest on reprezentowany

przez słynną warstwę „kopalnego lasu“, uznaną niegdyś mylnie za pozostałość preglacjału lub jednego z interglacjałów (Jurkiewicz [57], Krisztafowicz [74]). Pnie i korzenie wielkich drzew („czarnych dębów“) znajdują się tutaj pod warstwowanymi namułami lessowymi; ich grubość osiąga niekiedy ponad 10 m. Namuły są podobne do lessu pierwotnego i ten fakt stał się źródłem błędnej interpretacji zarówno ich wieku, jak też wieku leżącej pod nim gleby. Sprawę tę z geologicznego i morfologicznego punktu widzenia należy uważać za wyjaśnioną, namuły pyłów lessowych Rostocza są bez wątpienia utworem postglacjalnym. Dowód botaniczny Bremówny [8] potwierdza powyższy wniosek. Subfosylny poziom leśny pochodzi zapewne z okresu klimatycznego optimum postglacjalnego (faza atlantycka), a więc powstał on w warunkach klimatu wilgotnego i ciepłego. W tym poziomie pod namułami znaleziono również pokład trawertynu (Udrycze). Uruchomienie pyłów na stokach odpowiada suchszej fazie klimatycznej, w czasie której uległa zniszczeniu dębowo-lipowa puszcza Rostocza.

Drugi, młodszy poziom subfosylnej gleby znajduje się stosunkowo płytko pod współczesną powierzchnią morfologiczną (maksymalnie 3–4 m). Jest on znany w terenach lessowych Rostocza, obu wierzchowin (okolice Izbicy i Krasnegostawu), oraz w pasie lessów kazimierskich. Gleba zawiera szczątki naczyń prehistorycznych; przykrywające ją namulisko wygląda stosunkowo świeżo. Sądzę, że gleba ta odpowiada młodo-holocenińskiej fazie leśnej, namywy zboczowe powstały w wyniku trzebienia lasów. Wkraczamy tu w okres morfologicznych zmian prehistorycznych i historycznych. Ożywienie procesów zboczowych wiąże się z uprawą ziemi, jest więc zjawiskiem antropogenicznym. Trwa ono nadal i to może z większą siłą, w miarę jak wzrasta intensywność upraw. Erozja gleb, ten niebezpieczny z gospodarczego punktu widzenia proces mechanicznej degradacji gleby, przyczynia się znacznie do wzrostu namulisk zboczowych na wyżynie. Cytowane w części regionalnej przykłady tworzenia się świeżych stożków namuliskowych na Rostoczu i w pasie wierzchowin dowodzą, jak bardzo żywy jest ten proces w chwili obecnej. Zboczowe pyły i piaski są odkładane u stóp zboczy na powierzchni tarasów jako utwory koluwalne, zamulają one pola orne i łąki. Z tym procesem wiąże się nazwa przysiółków „Namule“, spotykana na Rostoczu i w okolicach Krasnegostawu.

W dolinach rzecznych można zauważyć dość regularną i typową serię osadową, będącą rezultatem jednolicie wygasającego cyklu sedymentacyjnego. Seria ta zaczyna się u dołu piaskami próchnicznymi a kończy się u góry mułem torfowym, torfem i mada. Grubość osadów nie przekracza 10 m. W przekroju przez dolinę Wieprza koło Tarzymiechów

miąższość holocenu osiąga 7 m, w dolinie Poru koło Turobina 8 m, nieco mniejsza jest w dolinie Bystrzycy pod Lublinem.

Szczególne znaczenie mają torfy holocenijskie. W ich rozprzestrzenieniu jest pewna prawidłowość. Wyściełają one płaskie niecki źródłiskowe lub stare niedrenowane naturalnym ciekim dna dolinne. Pierwszy typ występowania torfów widzimy w południowo-wschodniej części wyżyny, gdzie torfowiska są częste wzdłuż Kotliny Zamojsko-hrubieszowskiej, a więc u początków doliny Łabuńki i jej dopływów koło Zamościa, następnie w dolinie Huczwy. Morfologia tej wielkiej jednostki krajobrazowej, zamkniętej od północy Wierzchowiną Grabowiecką, stworzyła więc dogodne warunki rozwoju torfowisk. W podobnej sytuacji są torfowiska nad górną Huczwą powyżej Łaszczowa oraz torfowiska u źródeł Wieprza koło Tarnawatki. Stąd dwa profile pyłkowe opisał Macko [92], wyjaśniając na ich podstawie postglacjalny rozwój lasów na Wyżynie Lubelskiej. W miarę, gdy zbliżamy się do dolin głównych, torf zapada w głąb, a na powierzchni ukazują się tylko mady łąkowe. Tak jest w dolinie Wieprza, Poru i Gorajca. Torf znajduje się tutaj na głębokości kilku metrów pod przykryciem namułu. W niektórych miejscach dolin w profilach holocenijskich w ogóle torfu nie ma, co świadczy o dobrym odwodnieniu tych odcinków dolin przez okres postglacjalny.

Typowe torfowiska niecek źródłiskowych spotykamy w kotlinkach okolic Chełma, w których biorą początek dopływy Bugu i Wieprza. Podobne też torfowiska ciągną się wzdłuż północnej krawędzi wyżyny, na południe od Markuszowa i Kurowa, gdzie Zaboriski [191] rozpoznał starą kotlinę marginalną lodowca środkowo-polskiego.

Przykładem drugiego typu występowania holocenijskich torfowisk jest dolina Wieprza na północ od Krasnegostawu. Są tu torfy na niskim tarasie wzdłuż wschodniego zbocza doliny, podczas gdy Wieprz płynie dzisiaj wśród osadów madowych wzdłuż zachodniego zbocza doliny. Podobna jest sytuacja torfu w dolinie Wieprza między ujściem Bystrzycy a Lubartowem. Tutaj stara, nieczynna część doliny znajduje się po wschodniej stronie i jest oddzielona od czynnego dna podłużną listwą tarasu plejstocenijskiego, na brzegu którego odsłonięto profil Syrniki i Czerniejowa. Zatorfione stare dno leży o 5 m wyżej od dna współczesnego.

Opisane przykłady świadczą o holocenijskich zmianach w położeniu Wieprza. Rzeka ta przesuwa się ku zachodowi, powracając jak gdyby ze wschodnich krańców doliny, dokąd zawędrowała w wyniku szczególnych procesów sedymentacji dolinnej w czasie ostatniego zlodowacenia.

Trzecim typem osadów holocenijskich wyżyny są piaski eoliczne wydmy częściowo ustalonych, częściowo wciąż czynnych. Wydmy występują wzdłuż dolin wyżyny, Wisły, Wieprza i Bugu na tarasie plejstocenijskim.

Przewiewany przez wiatr materiał to piaski rzeczne peryglacialnego zasypania. Tego rodzaju wydmy ciągną się po wschodniej stronie doliny Wieprza na południe i północ od Łęcznej (np. koło Dorohuczycy i Czernejowa).

Płaty piasków lotnych znajdują się w obrębie Roztocza, zwłaszcza w głębokich dolinach, rozcinających tę część wyżyny. Ruchome lub częściowo zalesione wydmy występują więc gromadnie w starej dolinie na południe od Zwierzyńca, wzdłuż roztockiego odcinka doliny Wieprza (ruchome piaski koło Krasnobrodu), koło Tomaszowa, Lubyczy Królewskiej i Bełzca. Częstość występowania wydm na Roztoczu tłumaczymy obfitością piasków, pochodzących z miejscowych, rozmytych utworów trzeciorzędowych.

Wydmy powstały w większości w suchej fazie młodszego dryasu. Świadczy o tym wkraczanie piasków wydmowych na less. Ówczesna działalność wiatru musiała powodować również wywiewanie z piasków cząstek pyłowych. Dowód tego widzę w cienkiej warstwie lessowych pyłów, osadzonych na nadzalewowym tarasie w dolinach wyżyny. Jest to warstwa, która nie uległa już głębszym przeobrażeniom soliflukcyjnym. Stąd wniosek, że powstała ona raczej już u schyłku tej arktycznej fazy klimatycznej.

Ożywienie procesów eolicznych nastąpiło również w holocenie przed optimum klimatycznym (wkraczanie torfu na wydmy) oraz po optimum klimatycznym (wkraczanie wydm na torfy).

Należy uczynić próbę podziału stratygraficznego powiązania i bardziej szczegółowego określenia wieku zboczowych i tarasowych osadów holocenijskich Wyżyny Lubelskiej. Brak nam tu dostatecznie pewnych argumentów, albowiem treść florystyczna tych przeważnie organogenicznych utworów jest jeszcze mało znana. Ostatnie studium Środonia [172], w którym został poddany rewizji dotychczasowy schemat stratygraficzny młodoglacjalnych i holocenijskich osadów Karpat, zwróciło powszechną uwagę na zagadnienie procesów morfogenetycznych bardzo niedalekiej przeszłości geologicznej, powiązanej zresztą silnie ze współczesnością. Niezależnie od Środonia doszedłem do podobnych wniosków, stwierdziwszy skutki ogromnej sedymentacji w niektórych częściach Wyżyny Lubelskiej. Należy nadmienić, że w stratygrafii czwartorzędu a w szczególności w ocenie wieku warstw interglacialnych zbyt dużą rolę odgrywała dotychczas sugestia grubości nadkładu, który, jak się okazuje, często jest osadem bardzo młodym, powstałym przez wtórne przeławienie starych utworów glacialnych. Wiele spośród dawnych „interglacialów“ po bliższym zbadaniu można było uznać za osad holocenijski, jak na przykład stanowiska w Hamerni (Rühle [139]), Jędrzejówce i Józefowie nad Wisłą.

Okres	Klimat	Dna dolin	Stoki
Subatlantycki	Chłodny, wilgotny	Mada górna na tarasie zalewowym (osady antropogeniczne)	Najmłodsze deluwia (antropogeniczne) Górna gleba subfossylna
Subborealny	Ciepły, suchy	Mada górna na tarasie zalewowym	Pylaste deluwia Rostocza Zachodniego
Atlantycki	Ciepły, wilgotny	Torf	Dolna gleba subfossylna („kopalny las“ Rostocza), trawertyn
Borealny	Ciepły, suchy	Sedymentacja — piaski próchniczne, wydmy na tarasach	Piaszczysto-pylaste deluwia
Preborealny	Chłodny	Erozja — pełne rozcięcie pokryw peryglacjalnych	Piaszczysto-pylaste deluwia
Arktyczny (Młodszy Dryas)	Zimny, tundrowy	Planacja peryglacjalna — powstanie tarasu średniego (nadzalewowego), wydmy, płytki less	Najwyższy poziom soliflukcji lessowej
Subarktyczny (Allerod)	Chłodny, leśny	Erozja — rozcięcie wysokiego tarasu peryglacjalnego	Poziom wietrzeniowy w lessach, cienka gleba kopalna

W postglacjalnej historii Wyżyny Lubelskiej wydzielam więc dwie naturalne fazy zmian klimatycznych, którym odpowiada wyraźna dwudzielnosc osadów stokowych i mniej wyraźna dwudzielnosc aluwii dennych. Odnośnie tych ostatnich dodać należy, że w bardzo szczegółowo pod względem geologicznym zbadanych holocenckich aluwii doliny Wisły P o ż a r y s k i * znalazł dwie nie budzące wątpliwości serie osadowe. Starsza faza sedymentacji holocenckiej odbyła się przed optimum klimatycznym. Z tych czasów pochodzą piaski i muły próchniczne, które stanowią część spagowat holocenckich aluwii dolinnych. Nie znajduję pewnych dowodów tej sedymentacji w stokowych seriach osadowych, lecz pamiętać należy o tym, że sedymentacji na dnach dolin powinna odpowiadać raczej degradacja zboczy. Optimum klimatyczne zostało zanotowane warstwą torfów dolinnych, w których M a c k o [92] znalazł ślady bujnego, dębowego, mieszanego (*Quercetum mixtum*) lasu na wyżynie. Las ten porastał stoki południowej części wyżyny, liczne jego szczątki kryje właśnie dolny subfossylny poziom glebowy Roztocza.

Następuje z kolei okres, w którym zostaje uruchomiony pylasto-piaszczysty materiał stoków. Na wielką skalę działają wody opadowe, głównie jako czynnik spłukiwania, a więc transportu stokowego. Jest to transport gwałtowny i na krótkich odcinkach powstają namywy podstokowe i stożki napływowe. Odbywają się również, chociaż w mniejszej skali, stokowo-grawitacyjne ruchy mas ziemnych. Spływają na stromych stokach holocenckie czerwonobrazowe gliny (np. Wysokie na Wierzchowinie Giełczewskiej), gdzie indziej stare gliny soliflukcyjne wkraczają na próchniczne aluwia dolinne (Rokitno koło Lubartowa). Trudno bliżej sprecyzować wiek tego okresu, wiadome jest tylko, że nastąpił on już po postglacjalnym optimum klimatycznym. Sądzę, że jest on synchroniczny z wielką młodo-holocencką sedymentacją Karpat, którą Ś r o d o Ń [172] uważa za zjawisko subatlantyckiej fazy klimatycznej *.

Kilka słów należy jeszcze poświęcić zagadnieniu tzw. osadów „antropogenicznych“, a więc tej sedymentacji, której pośrednią przyczyną była już działalność najwyższego czynnika geologicznego współczesności, tzn. człowieka. Jest to temat bardzo aktualny w literaturze geomorfologicznej Niemiec i Francji (M e n s c h i n g [97], P o s e r i T r i c a r t [119]). Wspomniałem wyżej, że w osadach zboczowych wyżyny występuje górny

* Rękopis — „Czwartorzęd wschodniej części Wyżyny Lubelskiej“ dla podręcznika „Geologii Regionalnej Polski“, z którym miałem możliwość zapoznać się dzięki uprzejmości prof. P o ż a r y s k i e g o.

* Należy tu przypomnieć, że E. R o m e r [135] już w r. 1906 na podstawie własnych spostrzeżeń geologicznych i morfologicznych wyróżnił w postglacjale cztery fazy klimatyczne: 1. stepową, wydmotwórczą, 2. wilgotną, powstania torfów. 3. stepową, zawięcia torfowisk, 4. wilgotną, współczesną.

poziom gleby subfossylnej, powstały już w związku z uprawą ziemi. Te najmłodsze namuliska zboczowe, będące w związku z erozją gleb, mają swój odpowiednik w osadach den dolinnych. Jest nim górna mada, a więc utwór pylasty tarasów zalewowych. Człowiek, działający już głównie w czasach historycznych, przyczynia się do szybkiego niszczenia stoków, ich rozmycia u góry i zamulenia u dołu. Wody sporadycznych wielkich opadów przedłużają drogę transportu, materiał stoków dostaje się do rzek a przez nie na taras zalewowy. Szybka denudacja na rolniczej powierzchni stoków, a więc erozja gleb (którą raczej, jak słusznie sądzi D y l i k, należy nazywać „denudacją gleb“), najmłodsze namuliska podstokowe i górna mada tarasów zalewowych są faktami synchronicznymi, są antropogenicznymi zjawiskami morfologicznymi.

CYKL GLACJALNY (PERYGLACJALNY) I INTERGLACJALNY

Zestawiając sposobem synchronizacji utwory geologiczne i zdarzenia morfologiczne plejstocenu Wyżyny Lubelskiej zauważyłem, że serie glacialne i interglacialne są z reguły przedzielone od siebie powierzchnią sedymentacyjnej nieciągłości, a więc powierzchnią erozji lub denudacji (tabela III). Owe granice powtarzają się niemal rytmicznie, można je rozpoznać w różnych regionach wyżyny i jej północnego przedpola. Określiwszy ich pozycje stratygraficzne można było przestrzennie powiązać je ze sobą i w ten sposób ustalić system cyklicznych zmian morfologicznych w plejstocenie całej wyżyny. Cechą systemu jest sedymentacja u szczytów okresów krańcowych (glacjałów i interglacjałów), natomiast erozja w fazach przejściowych, a więc anaglacialnych i kataglacialnych. Każda seria glacialna jest jakby zamknięta u góry i u dołu powierzchniami erozji. Tak więc na przykład seria dryasowa środkowo-polskiego zlodowacenia wypełnia erozyjną dolinę Wieprza (profil Tarzymiechów), u góry zaś jest ścięta młodszą powierzchnią erozyjną (rozmycie ilów warwowych). Podobna jest sytuacja warstw interglacialnych, na przykład piasków paludynowych doliny Bugu i Huczwy oraz syrnickich osadów jeziornych. Reguła ta dotyczy starych bruków i żwirów wczesnego plejstocenu, które leżą na erozyjnej powierzchni a same są zniszczone przez młodszą od ich powstania erozję. Odnosi się ona również do młodo-glacialnych osadów, w których etap erozyjny jest widoczny nawet w fazach interstadialnych.

Jaki jest sens klimatyczny stwierdzonych faktów? Nie zgadzają się z nimi dawne ujęcia cykliczności plejstoceńskiej, według na przykład Pencka lub Soergla, u których interglacjały są zawsze fazą erozji, glacjały zaś akumulacji rzecznej. Nie tłumaczą nam również tych fak-

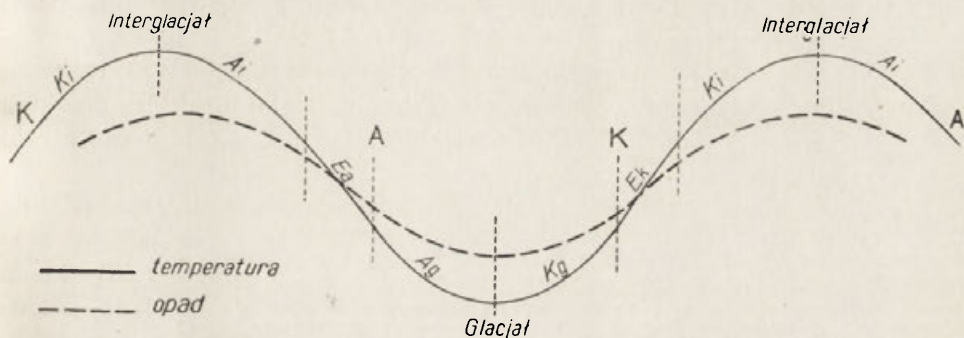
tów nowsze schematy Udlufta [184], Zeunera [193] lub Trevisana [181] i Ambroża [1], według których cykle morfologiczne rozwijają się od maksimum interglacjału do maksimum glacjału (akumulacja) oraz od maksimum glacjału do maksimum interglacjału (erozja). Prześledzone wśród osadów plejstocenijskich Wyżyny Lubelskiej powierzchnie erozyjne zajmują zawsze pozycję pośrednią, rzadko kiedy zastępują one i równoważą całą serię interglacialną. Dla wytłumaczenia więc powstania tych powierzchni należy przyjąć system zmian klimatycznych nieco inny od wyżej wspomnianych schematów cyklu glacialnego i interglacialnego.

Rozwój zdarzeń morfologicznych zależy od temperatury powietrza i opadów atmosferycznych. Znamy w przybliżeniu współczesną nam morfogenezę i jej zależność od klimatu, tzn. od temperatury i opadów. Określenia klimatycznej morfogenezy plejstocenijskiej można dokonać przyjąwszy za podstawę zmianę elementów klimatu, oczywiście w porównaniu z klimatem współczesnym. Średnia roczna temperatura w glacialach była na Wyżynie Lubelskiej od 8° do 9° niższa niż obecnie (Jahn [50]), w interglacialach zaś wyraźnie wyższa (ciepła, śródziemnomorska dzika winorośl w osadach Syrniki i Ciechanek Krzesimowskich *). Amplituda termiczna między glacialem a interglacialem była duża. Można ją uważać za wskaźnik co najmniej takiej różnicy klimatycznej, jaka istnieje dzisiaj między strefą leśną (klimat Polski) a tundrą subarktyczną. O opadach wiemy mniej, zarówno gdy idzie o sumę roczną, jak też ich rozkład w ciągu roku. Jest jednakże bardzo prawdopodobne, że amplituda opadów między glacialem a interglacialem nie była tak wielka jak amplituda termiczna. O mniejszym kontraście opadów tych dwu krańcowych okresów można wnioskować z ogólnych założeń dynamiki atmosfery. Znana jest duża wilgotność interglacialów w Europie; wysoka temperatura sprzyjała istnieniu wielkiej ilości pary wodnej w powietrzu. Rozkład ośrodków ciśnienia był podobny do dzisiejszych, a wilgotne wiatry zachodnie powodowały dostatecznie wysoką sumę roczną opadów atmosferycznych. Natomiast glacialy nie były znowu tak suche, jakby to wynikało z ich niskiej temperatury powietrza. Należy pamiętać, że lodowce stwarzały w środkowej Europie linie frontów atmosferycznych, wzdłuż których, jak słusznie wnioskuje Grigorjew [39] i Okołowicz [109] ilość opadów była stosunkowo duża. Reichel [131] obliczał niegdyś, że ilość opadów w glacialach wynosiła około 10—20% mniej niż obecnie. Klein [61] nieco inaczej ostatnio ocenia zmniejszenie się rocznych sum opadowych w czasie zlodowacenia

* M. Sobolewska [163] na tej podstawie sądzi, że w Syrnikach pod Lubartowem średnia roczna temperatura była przynajmniej o około 2° C wyższa od obecnej (str. 162).

bałtyckiego. Przypuszcza ona, że roczny opad środkowej Europy w okresie maksimum glacjału wynosił zaledwie od $\frac{1}{4}$ do $\frac{1}{2}$ sumy opadu współczesnego. Obliczenia te, moim zdaniem, nie są z metodycznego punktu widzenia bez zastrzeżeń. Zresztą odnoszą się one do krótko trwających szczytowych warunków glacialnych.

Porównując bieg krzywej temperatury i opadu od glacjału do interglacjału stwierdzano zawsze pewną równoległość obu elementów klimatu (np. Klute [66]). Sądzę, że takie ujęcie zagadnienia jest słuszne, pod warunkiem, że „równoległość“ tę pojmujemy bardzo ogólnie, w rzeczywistości bowiem amplituda krzywej opadu jest mniejsza aniżeli ampli-



Ryc. 103. Schemat erozyjno-akumulacyjnego cyklu glacialnego.

A — faza anaglacialna, K — faza kataglacialna, E — erozja

tuda temperatur. Wynika z tego, że wspomniane krzywe przecinają się przy przejściu z interglacjału do glacjału, albowiem w interglacjale suma opadów jest poniżej termicznej dyspozycji tego okresu, w glacjałe zaś (fronty) powyżej wspomnianej granicy (ryc. 103).

Jakie mogą być morfologiczne skutki tego układu temperatury i opadów. Morfologiczny wpływ temperatury powietrza polega głównie na stwarzaniu warunków środowiska biologicznego, od którego pośrednio są zależne procesy degradacji. Ciepło (w połączeniu z odpowiednim opadem) daje bujną roślinność, a więc dobrą ochronę morfologicznej powierzchni przed niszczącą działalnością czynników atmosferycznych. Stąd słaba działalność erozyjna w pełni warunków interglacialnych. Obniżenie się temperatury powietrza od interglacjału do glacjału przyczynia się do zaniku lasu i powoduje coraz lepszą ekspozycję powierzchni ziemi, która w okresie peryglacialnej „pustyni arktycznej“ jest najbardziej narażona na działanie czynników morfogenetycznych. Jednakże erozja wód płynących nie odbywa się w tym momencie, za wiele materiału wietrzeniowego dostaje się ze zboczy na dna dolin, rzeki peryglacialne są w wyniku małych opadów zbyt słabe, aby mogły przepiłować tę rosną-

całą pokrywą akumulacyjną. Z teoretycznych rozważań wynika, że główne działanie erozyjne rzek przypada w fazie pośredniej, u początków i u schyłku glacjału. Panuje wówczas bezleśny lub prawie bezleśny klimat chłodny, ilość zaś wód opadowych jest jeszcze (w nawiązaniu do interglacjału) dostatecznie duża, aby wykonać pracę erozyjną.

Taka koncepcja cyklu glacialnego (lub interglacialnego) znajduje poparcie w całości kształcie spostrzeżeń dotyczących czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej. Mechaniczne rozdzielenie glacjałów jako okresów akumulacji i interglacjałów jako okresów erozji nie jest słuszne, gdy się zważy na przykład, że interglacjały wyżyny dały tak potężny efekt akumulacyjny jak osady syrnicko-czerniejowskie w dolinie Wieprza lub piaski paludynowe Hrubieszowa. Schemat Udlufta [184] i Trevisana [181] również nie wytrzymuje krytyki w zestawieniu z lubelską stratyografią czwartorzędu, ponieważ w fazie anaglacjalnej, która powinna być według powyższego schematu fazą akumulacyjną, znajdujemy często powierzchniowo głębokich zniszczeń erozyjnych (tabela III).

Fazy erozyjne, które rozdzielają interglacjał od glacjału (E_n na ryc. 103) i następnie glacjał od interglacjału (E_k), wyznaczają nam granice cyklu ciepłej i zimnej sedymentacji. Każdy z owych cykli składa się z dwu części, które rozszerzając pojęcia Trevisana [181] możemy nazwać częścią anaglacjalną i kataglacjalną. Punkt zwrotny cyklu jest równoznaczny z kulminacją lub depresją klimatyczną. Interglacjał składa się więc z części kataglacjalnej (K_i) i anaglacjalnej (A_i). W przypadku najlepiej poznanego interglacjału Syrniki dolne osady jeziorne pochodzą z fazy K_i , piaski ponad torfem pochodzą z fazy A_i . Glacjał zawiera również dwie części, a więc anaglacjalną (A_g) i kataglacjalną (K_g). Przykłady tej symetrii sedymentacyjnej, gdzie glina zwalowa dzieli dwie podobne do siebie serie piaszczyste i łył warwowe, są powszechne na przylegającej do wyżyny części wschodniej Niziny Mazowiecko-podlaskiej.

Droga od interglacjału do glacjału nie oznacza nam ciągłej i jednolitej sedymentacji. Składa się ona z ciepłej sedymentacji interglacialnej (A_i) i zimnej sedymentacji glacialnej (A_g), rozdzielonych fazą erozji (E_n). Odwrotne następstwo cechuje przejście od glacjału do interglacjału*.

* Nad trudnym zagadnieniem plejstocенskiej erozji i akumulacji, wywołanej wpływem klimatu, zastanawiał się ostatnio Woldstedt [188]. Autor ten powołując się na pracę Siegerta i Weissermela (Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weisenfels. Abh. Preus. Geol. Landesanst., N. F. 6.0, Berlin 1911) stwierdza w tarasie doliny Solawy utwory sedymentacji „ciepłej” i „zimnej”, rozgraniczone od siebie powierzchnią erozyjną. Owa przerwa erozyjna, której przyczyna, jak stwierdza Woldstedt „...dotychczas nie jest wyjaśniona”, przypada w okresie przejścia od interglacjału do glacjału. Przykład ten, tak bardzo podobny do faktów opisanych z dolin Wyżyny Lubelskiej, jest — jak sądzę — normalny

Środoń [173] zastanawiał się, dlaczego na Wyżynie Lubelskiej brak niemal zupełnie typowych resztek po ostatnim interglacjale, gdy tymczasem przedostatni interglacjał jest reprezentowany licznie i to przez tak pełne profile jak Syrniki—Czerniejów, Ciechanki Krzesimowskie, Nowiny Żukowskie i Tarzymiechy. Przyjęta tu koncepcja cyklu glacialnego i interglacialnego w pewnym stopniu wyjaśnia tę zagadkę. Aby zachowały się osady interglacialne, erozja po interglacjale (E_a) musi być słaba. Sedymenty interglacjału będą z dna doliny usunięte, gdy E_a jest fazą silnych działań niszczących. Ostatni interglacjał (eemski) był w Polsce wybitnie ciepły, przedostatni (mazowiecki, wielki) chłodny (Szafer [170]). Wobec tego amplituda termiki i opadów atmosferycznych w anaglacialnej fazie ostatniego (bałtyckiego) zlodowacenia była bezsprzecznie większa a zatem i gradient zmian silniejszy, aniżeli w fazie anaglacialnej przedostatniego (środkowo-polskiego) zlodowacenia. Stopień działań erozyjnych w obrębie obu faz był więc różny, większy przed ostatnim zlodowaceniem. Powierzchnia erozyjna pochodząca z tego okresu bardzo dobitnie zaznacza się w kopalnej morfologii dolin, jak na przykład głęboka erozyjna rynna w dolinie Bystrzycy Lubelskiej, a zwłaszcza w dolinie Uherki. Silna erozja zniszczyła prawie kompletnie cienkie osady stosunkowo krótko trwającego interglacjału.

Historia schyłku pliocenu i holocenu wyżyny zgadza się również z wysuniętą koncepcją cykliczności. Mamy w tym czasie jedno ramię krzywej, a mianowicie okres kataglacialny. Świeżość osadów pozwala na bardziej ścisły podział tego okresu. Główna faza erozyjna przypada po okresie młodszego dryasu, lecz przed optimum klimatycznym. W tym czasie został głęboko rozcięty taras doliny Wieprza, dno doliny ustabilizowało się około 8 m poniżej dzisiejszego poziomu rzeki. Sedymentacja, która teraz nastąpiła, odpowiada fazie K_i . Są to piaski i muły, wypełniające rynną erozyjną i tworzące regularną serię sedymentacyjną. Kres tego odcinka sedymentacji zaznacza się wyraźnie warstwą torfów atlantycznych (Litorina), który ujawnia holocenijskie optimum klimatyczne, a więc szczyt interglacjału. Jest bardzo prawdopodobne, że mada górna należy do anaglacialnej fazy (A_i) drugiej połowy interglacjału.

Przedstawiony wyżej przebieg zjawisk glacialnego i interglacialnego cyklu jest morfologicznie ściśle zlokalizowany. Są to zmiany, odbywające się na dnie dolin. Wyrażają one niewątpliwie najbardziej istotną tendencję rozwoju rzeźby, albowiem dna dolin są bazami denudacyjnymi, a więc po części określają warunki rozwoju morfologii stoków. Zmiany morfologiczne samych stoków przebiegają jednakże inaczej. Należy pa-

i powszechny z punktu widzenia rozwoju klimatu między interglacjałem i glacjałem. Nie jest to więc przypadek odosobniony i trudny do wytłumaczenia, jak przypuszczał autor niemiecki.

miętać, że sedymentacja na dnie doliny jest przeważnie procesem odpowiadającym denudacji stoku — jest zatem odwrotnością w stosunku do tego, co się odbywa na stoku. W uzupełnieniu cyklu erozyjno-akumulacyjnego dna doliny moglibyśmy mówić o cyklu denudacyjno-akumulacyjnym stoku (zwłaszcza górnej części stoku). W tak zlokalizowanym cyklu cały okres glacialny zaznacza się procesem niszczenia (denudacja), natomiast interglacjał stwarza warunki stabilizacji powierzchni morfologicznej. Wobec braku typowych osadów, które by mogły być podstawą datowania poszczególnych etapów ewolucji stoku, rekonstrukcja glacialnego cyklu denudacyjno-akumulacyjnego wydaje się trudniejsza i mniej pewna, aniżeli rekonstrukcja cyklu erozyjno-denudacyjnego.

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Streszczając całość rozważań zawartych w drugiej części niniejszej pracy można ująć je w następujących punktach:

1. Główne kierunki morfologiczne wyżyny. Są one zależne od zróżnicowanej odporności skał kredowych wyżyny, budujących tektoniczną nieckę lubelską. Mniejszy wpływ posiadają w tym względzie ciosowe spękania skał kredowych. W rzeźbie współczesnej powierzchni mają wyraz stare kierunki tektoniki paleozoicznej i mezozoicznej (np. kierunek świętokrzyski). Istnieje tu permanencja kierunków budowy geologicznej, ponieważ tektonika młodszych faz dostosowywała się do założeń starej budowy wgłębnej. Wydzielono na wyżynie trzy odnowione w trzeciorzędzie kierunki subsekwencji morfologicznej, a więc wołyński (W—E), lubelski (WNW—ESE) i roztockiego (NW—SE). Kierunek wołyńsko-lubelski jest starszy (paleogen), kierunek roztockiego młodszy (neogen).

2. Elementy paleomorfologiczne wyżyny. Pierwsze zarysy rzeźby wyżynnej powstały w paleogenie. Z tego okresu pochodzą wielkie, podłużne obniżenia, o typie padołów wołyńskich; w tym czasie zaznacza się już północny próg wyżyny. Zakłębłości paleogeńskie istniały częściowo w neogenie, w ich obrębie powstały m. in. osady sarmackie.

3. Geneza i wiek zrównań wyżyny. Wydzielono na Wyżynie Lubelskiej i Roztoczu trzy powierzchnie zrównania. Górna na wysokości 270—300 m (na Roztoczu 320 m) pochodzi z sarmatu, średnia, o przeciętnej wysokości 220—250 m, z pliocenu. Poziomy te posiadają cechy form pedyplanacyjnych. Powstały one w szczególnych warunkach półsuchego klimatu w końcu trzeciorzędu, gdy na wyżynie rozwijała się silnie degradacja powierzchniowa (planacja).

4. Krawędzie denudacyjne i wzgórza wypowe. Powierzchnie zrównań są przedzielone od siebie silnie zniszczonymi i obniżonymi progami denudacyjnymi. Należą one do typowych form i przyczyniają się do tego, że wyżyna ma charakter morfologiczny szerokich stopni. Śladem niszczenia owych progów są góry wypowe, znane zwłaszcza na południe od Lublina i koło Chełma. Poza czynnikami litologicznymi (czapy twardszej opoki kredowej i piaskowce sarmackie) genezę wzgórz wyjaśnia nam mechanizm procesów pedyplanacyjnych. Rozwój krawędzi

i wzgórz trwał przez cały plejstocen, czego dowodem są szerokie, peryglacjalne doliny denudacyjne w ich obrębie.

5. Zagadnienie trzeciorzędowych ruchów tektonicznych. W tym czasie wyżyna kilkakrotnie ulegała wypiętrzeniu, najważniejszy ruch tektoniczny przypada po sarmacie. Amplituda jego wynosiła ponad 100 m, a obszar cały został przechylony ku północy. Powstanie południowej krawędzi tektonicznej jest najmłodszym wielkim zdarzeniem tektonicznym.

6. Granica trzeciorzędu i czwartorzędu na wyżynie. Jest to powierzchnia erozyjno-denudacyjna. Ścina ona utwory kredy i sarmatu, a jest przykryta miejscowymi osadami „preglacjalnymi“ oraz zawierającymi skały skandynawskie utworami lodowcowymi. Dna głębokich i stosunkowo wąskich dolin preglacjalnych znajdują się na wysokości 130—150 m. Były one dwukrotnie głębsze aniżeli doliny współczesne. Powstanie tych dolin przypada na przełomowy okres pliocenu i plejstocenu, gdy zwiększenie opadów sprzyjało intensywniejszej, liniowej erozji rzecznej.

7. Początki epoki lodowej na Wyżynie Lubelskiej a pośrednio i w całej Polsce. Istniały tu kilkakrotne wahania klimatyczne, zaznaczone sedymentacją rzeczną i stokowo-soliflukcyjną. Łądolód najstarszego zlodowacenia wkroczył już na „zimne“, miejscowe, chociaż nie glacialne osady. To zlodowacenie miało na wyżynie mniejszy zasięg, aniżeli drugie z kolei, które zaliczono do glacjału krakowskiego.

8. Główny interglacjał na wyżynie. Była to długa przerwa po zlodowaceniu krakowskim zaznaczona zarówno erozyjną, jak też akumulacyjną żywą działalnością rzek. Grubość osadów pochodzących z tego okresu dochodzi do 30 m. Ważne znaczenie mają torfy z bogatą florą interglacjalną.

9. Zasięg zlodowacenia środkowo-polskiego na wyżynie. Stwierdzono, że etapy regresyjne tego zlodowacenia zaznaczają się wyraźniej w morfologii, aniżeli etap maksymalnego zasięgu. Jest to ogólne prawo zlodowaceń, widoczne również w morfologii strefy ostatniego zlodowacenia w północnej Polsce.

10. Dwie pokrywy peryglacjalne na wyżynie. Starsza pochodzi ze zlodowacenia środkowo-polskiego, młodsza ze zlodowacenia ostatniego (bałtyckiego). Odcyfrowano główne formy denudacji peryglacjalnej, przede wszystkim doliny denudacyjne, zrównania podstokowe i ostańce denudacyjne.

11. Nowa koncepcja lessu lubelskiego. Wyróżniono dwie fazy sedymentacyjne, pierwotną i wtórną. Podano nową interpretację rozmieszczenia lessu w świetle wiatrów zmiennych przesuwających utwory pyłowe głównie ze wschodu na zachód i częściowo może z zachodu na wschód. Wprowadzono pojęcia „krawędzi lessowych“ oraz rozważano związek asymetrii dolin z wykształceniem lessu. Stratygrafię lessu oparto na

głównym poziomie gleby kopalnej, który odpowiada okresowi oryniac-kiemu.

12. Geneza tarasów wyżyny. Peryglacjalne procesy stokowe oddzia-łują na dna dolin. Podwyższone tarasy w przełomach należy uważać za rezultat silniejszej zależności dna dolin peryglacjalnych od proce-sów stokowych aniżeli od pracy rzeki.

13. Wykryto morfologiczną rolę zmian klimatycznych u schyłku glacjału na wyżynie. Ogromne jest znaczenie procesów zmywów stoko-wych w tym okresie. Pokrywy namyte są młodsze od typowych struk-tur peryglacjalnych, pochodzących z okresu maksimum glacjału. Ocie-пление Allerödu zaznaczyło się w morfologii wyżyny.

14. Postglacjał na wyżynie. Występują tu dwa poziomy gleb sub-fosylnych, które pozwalają ustalić następstwo klimatycznych faz morfo-logicznych.

15. Nowa koncepcja cyklu glacialnego. Stwierdzono sedymentację w szczytowych fazach glacjałów i interglacjałów, natomiast działania erozyjne w okresie anaglacialnym i kataglacialnym. Krzywe opadów i temperatury w glacjałach i interglacjałach nie bieżą równolegle do siebie, przecinają się wzajemnie w fazie anaglacialnej i kataglacialnej. Wynika to z tego, że ilość opadów w glacji jest powyżej termicznej dyspozycji tych okresów. Stąd wypływa wniosek odnośnie do stratygra-fii utworów plejstocęńskich. Przerwy erozyjne oddzielają od siebie serie glacialne i interglacialne. Znaczenie tych przerw jest niejednakowe, po-chodzą one bowiem z fazy anaglacialnej i kataglacialnej. Opracowano nową stratygrafię utworów plejstocęńskich wyżyny, biorąc za podstawę dzielące poszczególne serie powierzchni ścięć erozyjno-denudacyjnych.

POSŁOWIE

Dzieje rzeźby Wyżyny Lubelskiej, zrekonstruowane w niniejszej monografii w tym stopniu dokładności i z takim rezultatem prawdopodobieństwa, na jaki pozwalał materiał zgromadzonych faktów, wymagają pewnych uogólnień, spojrzenia na całość i wydobycia z nich tego, co jest dla wyżyny typowe i najbardziej charakterystyczne.

Obszar ten ma rzeźbę młodą, nawet bardzo młodą, gdyż jej powstanie i rozwój przypada w czasie ostatniej ery geologicznej. Warunki podłoża są tu, zdawałoby się, proste, nieskomplikowane, gdyż określone typem skał pod względem litologicznym bardzo do siebie zbliżonych. Mimo to ewolucyjny proces morfologiczny wyżyny jest ogromnie zróżnicowany, pełen kontrastów i nieoczekiwanych powiązań genetycznych. Okazało się, że działają nań wpływy starych paleozoicznych struktur geologicznych, sięgające z głębi poprzez pozornie jednolite utwory kredowe. Biorą w nim kilkakrotnie udział ruchy tektoniczne. A wreszcie najważniejsze jest bodajże to, że sam proces rzeźbotwórczy zmienia się, potężnieje lub słabnie, zależnie od panującego w danym okresie klimatu.

Rozwój rzeźby powierzchni ziemi możemy określić śledząc kierunek działania procesów rzeźbotwórczych. Rezultat przeobrażeń morfologicznych jest widoczny w zmianie wysokości i rozległości form. Innymi słowy działania morfologiczne można rozważać jako procesy zmian pionowych (wysokość) i poziomych (rozległość) reliefu. Owe dwie składowe procesy morfologicznego dają wprawdzie wynik wypadkowy, pośredni, lecz rozpoznać w nim można zazwyczaj przewagę jednej lub drugiej składowej. Udział składowej decyduje o typie morfogenezy. Rozwój składowej pionowej określa morfogenezę erozyjną (erozji wgłębnej), składowa pozioma przeważa w morfogenezie denudacyjnej.

Morfogeneza pierwszego typu rozwija się w następstwie pionowych ruchów tektonicznych. Tektonika jest tu jednakże tylko warunkiem i przyczyną, natomiast samo działanie morfogenetyczne ma naturę egzogeniczną a więc zależy od klimatu. Morfogeneza drugiego typu tzn. działania denudacyjne nie wymagają impulsów tektonicznych. Są określone wyłącznie warunkami klimatycznymi.

Zespół czynników morfogenetycznych wybranego klimatu modeluje powierzchnię ziemi w sposób dla danego klimatu charakterystyczny

i typowy. Warunki geologiczne, jak struktura, odporność skał mają znaczenie bierne. Określają tworzywo, bryłę wyjściową, a nie pracę rzeźbiarza. Klimatyczne siły rzeźbiące dążą do przekształcenia bryły według własnego wzoru — dążą do jej morfologicznej adaptacji. Zmiana klimatu jest zmianą wzoru, powoduje nową adaptację rzeźby.

Dzieje morfologiczne Wyżyny Lubelskiej są właśnie przykładem tej ewolucji, której każdy etap ma wyraźną dominantę bądź to w składowej pionowej, bądź też poziomej. Rzeźba wczesnego trzeciorzędu, ukryta w swojej pierwotnej nieekshumowanej postaci pod osadami oligocenu, jest śmiała i żywa. Jest to krajobraz wybitnej działalności erozyjnej wód płynących, z głęboko wrytymi dolinami i wysoko wzniesionymi grzbietami wododzielnymi. Grzędy Wołynia, „grzęda“ wierzchówin lubelskich — oto pozostałości wielkich elementów paleomorfologii wczesnego trzeciorzędu. W młodszym trzeciorzędzie zmienia się składowa rzeźby. Nowy klimat wzmacnia ogromnie działanie denudacji stokowej, stwarza warunki szerokiej planacji bocznej. Zamiast dolin krawędzie wyżynne stają się głównym elementem rzeźby, powstają rozległe zrównania pedyplanacyjne, okalające wyspę ostańce denudacyjne. Tuż przed epoką lodową znów zmienia się klimat. Z wielką energią odbywa się klimatyczna adaptacja rzeźby, tworzą się głęboko wcięte rynny dolin „preglacialnych“, na dnie których ustala się nowa baza denudacyjna wyżyny. Stara sarmacko-plioceńska powierzchnia denna staje się teraz powierzchnią szczytową, zrównaniem wierzchówin i płaskowyżów.

Następuje plejstocen, okres wielkich i szybkich zmian klimatycznych, którym odpowiadają wielkie i szybkie zmiany składowej rzeźby. Głęboki drenaż dolinny interglacjałów i planacja w okresach peryglacialnych — oto kolejno następujące po sobie etapy rozwoju rzeźby wyżyny. Oba typy działań są diametralnie różne, dlatego zaostrzają one przekazaną z końca trzeciorzędu kontrastowość rzeźby. Tym procesom zawdzięcza wyżyna zdumiewającą i swoistą cechę, która polega na tym, że tuż obok falistej równiny są strome krawędzie i progi, obok wyniosłych i szerokich grzbietów głębokie silnie rozgałęzione doliny, obok ostrych form erozyjnych płaskie niecki denudacyjne.

To jest ogólne wrażenie, któremu bezwiednie ulegamy widząc po raz pierwszy krajobraz Wyżyny Lubelskiej. W nim kryje się głęboki sens genetyczny, istotna treść morfologii tego obszaru. Z nim kojarzymy stare pojęcia klasycznej morfologii, pojęcia „przerwanego cyklu“ i „dysharmonicznej rzeźby“. Ono wreszcie przywodzi nam na myśl następujące, powszechnie już zapomniane słowa wielkiego geografa polskiego:

„Wpływ klimatu wywiera na cały szereg zjawisk form powierzchni ziemi wszechpotężny wpływ. Dużo przemawia za tym, że stosunki klimatu fizycznego, jako w pierwszej linii od geograficznego rozmieszczenia lądów

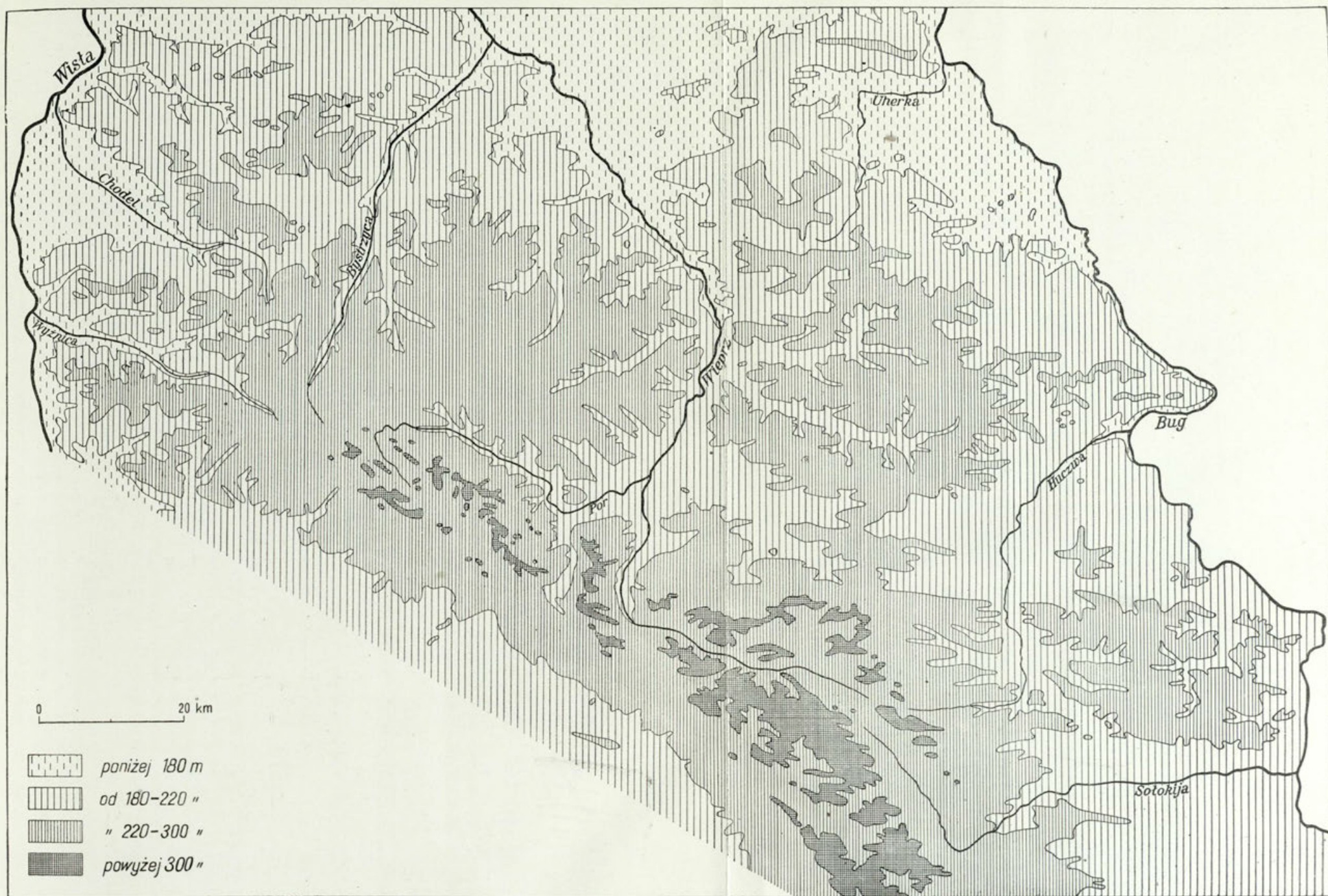
i mórz zawisłe, odznaczają się wielką stałością nie tylko w rachubie historycznej, ale i geologicznej. Formy powierzchni ziemi stają się czem bardziej produktem i objawem klimatu, a zastosowawszy się do jego wpływów przybierają znamiona stałości. Ale gdy wykończona już forma dostanie się w zmienione stosunki klimatyczne, następuje nowy cykl przeobrażeń. Pod świeżym impulsem odrębnie skierowanych sił klimatycznych przeobrażenia form następują bardzo szybko“ ([134], str. 271).

„Główne dziedziny morfologiczne pokrywają się z klimatycznymi... przez nie zostały uwarunkowane“ (ibid., str. 250).

Tak pisał Eugeniusz R o m e r przed prawie 60 laty, formułując już wówczas w głęboko intuicyjny sposób główne zasady nowoczesnej geomorfologii klimatycznej*.

Historia rzeźby i czwartorzędu Wyżyny Lubelskiej służyłszy tych zasad potwierdza.

* Pracę tę wydobyl z zapomnienia A. Z i e r h o f f e r [195] w artykule omawiającym twórczość E. R o m e r a na polu geomorfologii. Artykuł ten przynosi ogromny pożytek pamięci zmarłego Profesora przez przypomnienie i podkreślenie jego niepospolitych zasług w dziedzinie badań geomorfologicznych. Idee naukowe Romera były zawsze nowe, świeże i pełne oryginalnej treści. Wielki umysł i głęboka intuicja naukowa pozwalały wyprzedzać współczesną Mu epokę i tworzyć dzieła po dzień dzisiejszy aktualne i żywe.



Mapa hipsometryczna Wyżyny Lubelskiej
<http://rcin.org.pl>

LITERATURA

1. Ambrož V., Sprase pahorkatin. Sbor. Stat. Geol. Ustavu ČSR, XIV, 1947.
2. Areń B., Trzeciorzęd Regionu Lubelskiego. Geologia Regionalna Polski (rę-kopis).
3. Beck P., Über das schweizer und europäischer Pliozän und Pleistozän. *Eclogae Geol. Helvet.*, 26, 1933.
4. Bordes P., Loess et cailloutis: Le complex loessique, phénomène cyclique. „Sediment. et Quarternaire France“, 1949, Bordeaux 1951.
5. Borusiewicz A., Krainy geograficzne Wołynia. „Rocznik Wołyński“, T. VIII, Równe 1939.
6. Brandt B., Gehängenischen und Schneeschmelze. „Geogr. Zeitschr.“, 22, Leipzig 1916.
7. Brem M., Flora interglacialna z Ciechanek Krzesimowskich. *Acta Geol. Pol.*, v. III, 1953.
8. Brem M., Flora kopalna z Jędrzejówki koło Biłgoraja. „Starunia“, Nr 29, Kraków 1950.
9. Burdziński St., Przeciętne nachylenia powierzchni Wyżyny Lubelskiej. Praca magisterska (rękopis).
10. Büdel J., Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscher-freien Gebiet. „Geol. Rundsch.“, Bd. 34, 1934.
11. Büdel J., Die Klima-morphologischen Zonen der Polarländer. „Erdkunde“, Bd. II, Bonn 1948.
12. Büdel J., Die Klimazonen des Eiszeitalters. „Eiszeitalter und Gegenwart“, B. I, Öhringen 1951.
13. Chałubińska A., Wilgat T., Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Zj. PTG, Lublin 1954.
14. Chałubińska A., Kęsik A., Maruszczak H., Wilgat T., Przewodnik wycieczki po Rostoczu. Przewodnik V Zj. PTG, Lublin 1954.
15. Cotton C. A., Climatic accidents in landscape making. 1947.
16. Czarnocki J., Ogólny rys tektoniki Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PTG*, Nr 17, 1927.
17. Czarnocki J., Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, T. VII, 1931.
18. Czarnocki J., Sprawozdanie z badań terenowych wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1928 r. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 15, 1939.
19. Czyżewski J., Z historii doliny Dniestru. *Prace Geogr.* wyd. przez E. Romera, z. X, 1928.
20. Czyżewski J., Z badań nad spękaniem kredy senońskiej południowego Rostocza. „*Przegl. Geogr.*“, T. IX, 1929.
21. Dobrzański B., Ziemnicki S., Projekt układu pól na erodowanych czarnoziemiach w Werbkowicach. *Ann. Univ. MCS*, v. VI, Lublin 1951.
22. Dyakowska J., Roślinność plejstocenska w Nowinach Żukowskich. *Państw. Inst. Geol., Biul.* 67, 1952.

23. Dylik J., Ukształtowanie powierzchni i podział na krainy podlódzkiego obszaru. Łódz. Tow. Nauk., Wydz. III, Nr 3, Łódź 1948.
24. Dylik J., Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce. Państw. Inst. Geol., Biul. 67, 1952.
25. Dylik J., O peryglacjalnym charakterze rzeźby środkowej Polski. Łódz. Tow. Nauk., Prace Wydz. III, Nr 24, Łódź 1953.
26. Dylik J., Cechy rozwoju najnowszej geomorfologii. „Przeł. Geogr.“, T. XXV, 1953.
27. Dylik J., Zagadnienie powierzchni zrównań i prawa rozwoju rzeźby subaeralnej. „Czasop. Geogr.“, T. XXV, 1954.
28. Dylik J., Zagadnienie genezy lessu w Polsce. Łódz. Tow. Nauk., Wydz. III, „Biuletyn Peryglacjalny“, Nr 1, Łódź 1954.
29. Dylikowa A., O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. Łódz. Tow. Nauk., Wydz. III, Nr 11, Łódź 1952.
30. Dżułyński St., Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geol. Pol., v. III, 1953.
31. Edelman C. H., La topographie niveo-eolienne des sables de couverture des environs de Didam (Pays—Bas). „Sediment. et Quarternaire France“, 1949, Bordeaux 1951.
32. Enjalbert H., Les loess et les limons d'origine eolienne dans le Bassin Aquitain. „Sediment. et Quarternaire France“, 1949, Bordeaux 1951.
33. Fezer F., Schuttdecken, Blockmassen und Talformen in nördlichen Schwarzwald. „Gött. Geogr. Abhandl.“, H. 14, 1953.
34. Galon R., Zagadnienie powierzchni zrównań według H. Bauliga. „Czasop. Geogr.“, T. XXIII, 1952—1953.
35. Gams H., Die Alleröd-Schwankung im Spätglacial. „Zeit. f. Gletscherk. u. Glacialgeol.“, B. I, 1950.
36. Gierczak E., Występowanie zjawisk peryglacjalnych w okolicy m. Lublina. Ann. Univ. MCS, v. V, S. B., Lublin 1950.
37. Gloriod A., Tricart J., Etude statistique de vallées asymetriques sur la feuille St. Pol. an 1:50 000. „Rev. Geomorph. Dynam.“, 1952.
38. Григорьев А. А., Субарктика. Опыт характеристики основных типов физико-географической среды. Москва-Ленинград 1946 г.
39. Григорьев А. А., Циркуляция атмосферы в период максимального оледенения как база для реконструкции климата ледниковой эпохи. Тр. Инст. Геогр. Т. XXXVII, 1946 г.
40. Halicki B., Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1929 w okolicy Puław i na północnym przedpolu Tatr. Pos. Nauk. PIG. Nr 26, 1930.
41. Halicki B., Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim. Acta Geol. Pol., v. 1, 1950.
42. Howard A. O., Pediment passes and the pediment problem. „Journ. of Geomorph.“, v. 5, 1942.
43. Jahn A., Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy. Ann. Univ. MCS, v. 1, Lublin 1946.
44. Jahn A., Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem. „Kosmos“, 65, 1947.
45. Jahn A., Turnau-Morawska M., Preglacjał i najstarsze utwory plejstocieńskie Wyżyny Lubelskiej. Państw. Inst. Geol., Biul. 65, Warszawa 1952.

46. Jahn A., Teren krasowy Siemienia w pow. radzyńskim (Podlasie). „Czasop. Geogr.“, T. XVIII. 1947.
47. Jahn A., Nowe dane o położeniu kry jurajskiej w Łukowie. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. XIX, Kraków 1949.
48. Jahn A., Less, jego pochodzenie i związek z klimatem epoki lodowej. Acta Geol. Pol., v. I, Warszawa 1950.
49. Jahn A., Osobliwe formy poligonalne na łąkach w dolinie Wieprza. Acta Geol. Pol., v. I, Warszawa 1950.
50. Jahn A., Zjawiska krioturbacyjne współczesnej i plejstocenijskiej strefy peryglacjalnej. Acta Geol. Pol., v. II, 1951.
51. Jahn A., Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 „Zamość“. Państw. Inst. Geol., Biul. 66, Warszawa 1952.
52. Jahn A., Zarys morfologii Wyżyny Lubelskiej. Przewodnik V Zjazdu PTG, Lublin 1954.
53. Jahn A., Denudacyjny bilans stoku. „Czasop. Geogr.“, T. XXV, 1954.
54. Jahn A., Czwartorzęd Wyżyny Lubelskiej — część środkowa i wschodnia. Geologia Regionalna Polski, Warszawa 1956.
55. Jessen O., Tertiärklima und Mittelgebirgsmorphologie. „Zeit. d. Gesell. f. Erdk.“, Berlin 1938.
56. Юркевич К., Меловая формация в люблинской губернии. Warszawa 1873.
57. Jurkiewicz K., Der ursprüngliche Eichenwald in Gouv. Lublin. Verhandl. a. K. R. Mineral. Gesell, Bd. VII, 1872.
58. Karaszewski W., O obecności dwóch starszych interglacjalów w profilu Syrnik nad Wieprzem. Inst. Geol., Biul. 69, 1954.
59. King L. C., South African scenery. A textbook of geomorphology. London 1951.
60. King L. C., Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. Am., v. 64, 1953.
61. Klein A., Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. „Pet. Geogr. Mitt.“, 97, 1953.
62. Klimaszewski M., Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. Prace Inst. Geogr. UJ, 18, Kraków 1937.
63. Klimaszewski M., Szafer W., Szafran B., Urbański J., Flora dryasowa w Krościenku nad Dunajcem. Państw. Inst. Geol., Biul. 24, 1939.
64. Klimaszewski M., Podział morfologiczny południowej Polski. „Czasop. Geogr.“, T. XVII, 1939—1946.
65. Klimaszewski M., Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Prace Wrocł. Tow. Nauk, S. B., Nr 7, Wrocław 1948.
66. Klute F., Die Bedeutung der Depression der Schneegrenze für eiszeitliche Probleme. „Zeitschr. f. Gletscherkunde“, 16, 1948.
67. Konior K., O węgla brunatnym w Trzydniu Małym koło Kraśnika. Ann. Univ. MCS, v. III, Lublin 1948.
68. Kowalewski K., O utworach trzeciorzędowych północnej części Wyżyny Lubelskiej. Pos. Nauk. PIG, Nr 8, 1924.
69. Kowalewski K., Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-wschodniej Wyżyny Lubelskiej. Pos. Nauk. PIG, Nr 11, 1925.
70. Kowalewski K., Prace geologiczne na arkuszu „Pińczów“, wykonane w r. 1938. Państw. Inst. Geol., Biul. 15, 1939.
71. Kozłowski L., Starsza epoka kamienna w Polsce (paleolit). Prace Kom. Archeol. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, T. I, Poznań 1922.

72. Krach W., Miocen okolic Miechowa. Państw. Inst. Geol., Biul. 43, 1947.
73. Kriechbaum E., Studia nad morfologią lessu w południowej części powiatu chełmskiego. „Przegl. Geogr.“, T. 2, 1920/21.
74. Krischtafowitsch N., Der geologische Bau und das Alter einiger Post-tertiärer Torflager des Gouv. Lublin. L'Ann. Geol. et Miner. de la Russie, v. VII, 1904.
75. Криштафович Н. И., Гидро-геологическое описание территории города Люблина и его окрестностей. Warszawa 1902.
76. Криштафович Н. И., Послетретичные образования в окрестностях Н. Александрии. Зап. Н. Алекс. Инст. 1-IX, 1896.
77. Криштафович Н. И., Литологический характер, фауна, стратиграфия и возраст меловых отложений на территории Люблинской и Радомской губернии. Мат. для геолог. России, Т. 19, Москва 1899.
78. Krukowski St., Samsonowicz J., Stanowisko górnosolutrejskie końca następowania zlodowacenia w Polsce. Spr. Państw. Inst. Geol., T. I, 1920—22.
79. Krukowski S., Paleolit. Prehistoria Ziem Polskich, PAU, 1939.
80. Krygowski B., Sprawozdanie z badań nad stratyografią dyluwium w dolinie Wisły na odcinku Sandomierz—Puławy. Spr. Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Poznań 1937.
81. Książkiewicz M., Samsonowicz J., Zarys geologii Polski. Warszawa 1952.
82. Lang R., Verwitterung u. Bodenbildung. Stuttgart 1920.
83. Leighton M. M., Willman H. B., Loess formations of the Mississippi Valley. „Jour. Geol.“, v. 58, 1950.
84. Lencewicz St., Le massif hercynien de Łysogóry et ses enveloppes. Congr. Inter. de Geogr., Excur. B, 3/1, Varsovie 1934.
85. Lencewicz St., Surfaces d'aplanissement tertiaire dans les monts Łysogóry. C. R. Congr. Inter. de Geogr., II, Varsovie 1934.
86. Lencewicz St., Geografia fizyczna Polski. Warszawa 1955, PWN.
87. Lewiński J., Preglacjał w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., XXI, Warszawa 1938.
88. Lewiński J., Preglacjał i tzw. preglacjałna dolina Wisły pod Warszawą. „Przegl. Geogr.“, T. IX, 1929.
89. Lewiński J., Die Grenzschichten zwischen Tertiär und Quartär in Mittelpolen. „Zeit. f. Geschiebeforschung“, B. V, Berlin 1929.
90. Lewiński J., Ślady dwóch zlodowaceń w okolicy Chełma. „Kosmos“, 58, (Roczn. 1932), Lwów 1934.
91. Łomnicki A. M., Atlas Geologiczny Galicji. Zesz. X, Kraków 1898.
92. Macko S., Dwa torfowiska koło Zamościa w świetle analizy pyłkowej. „Starunia“, Nr 22, Kraków 1946.
93. Malicki A., Spękania kredy na północnym Roztoczu. „Czasop. Geogr.“, 1935.
94. Malicki A., Geneza i rozmieszczenie loessów w środkowej i wschodniej Polsce. Ann. Univ. MCS, v. IV, Lublin 1949.
95. Malicki A., Jahn A., Pochodzenie żwirów, występujących w obrębie północnej krawędzi Podola i południowego Nadbuża. „Kosmos“, 62, Lwów 1937.
96. Maruszczak H., Wertebry obszarów loessowych Wyżyny Lubelskiej. Ann. Univ. MCS, v. V, S. B., Lublin 1954.

97. Mensching H., Die periglaziale Formung der Landschaft des unteren Weratales. „Gött. Geogr. Abhandl.“, H. 14, 1953.
98. Mieczysławski T., Spostrzeżenia nad utworami warstwowanymi w pokładach loessów. Pamiętnik PIGW, Puławy 6A, Kraków 1925.
99. Mieczysławski T., Zarys fizyczno-geograficzny województwa lubelskiego. T. I., Lublin 1932.
100. Miklaszewski St., Gleby polskie. Warszawa 1930.
101. Mojski J. E., Asymetria zbcoczy dolinnych w dorzeczu Bystrzycy. Ann. Univ. MCS, v. 2, S. B., Lublin 1950.
102. Mojski J. E., Less i inne utwory geologiczne okolic Hrubieszowa (rękopis).
103. Mojski J. E., Zjawiska krioturbacyjne i utwory pokrywowe Piasków Luterskich (rękopis).
104. Morawski J., Formy zaburzeń mrozowych w osadach wysokiego poziomu akumulacyjnego na przedmieściu Lublina — Tatary. Ann. Univ. MCS, v. VIII, S. B., Lublin 1954.
105. Найдин Д., Основные черты тектоники Львовско-Люблинской мулды. Бюл. Моск. О-ва, Инст. Прист. Отд. Геолог, г. XXVIII.
106. Nowak J., Bauelemente und Entwicklungsphasen des Bug-Tieflandes. „Mitt. d. geol. Gessel.“, Wien 1914.
107. Nowak J., Z wycieczki w Narolszczyznę. „Ziemia“, T. VII, 1922.
108. Nowak J., Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.
109. Okołowicz W., Rekonstrukcja klimatu i jego zmian na podstawie morfologii terenu. „Przeł. Geogr.“, T. XXI, 1947.
110. Olczak T., Mapa grawimetryczna Polski. Państw. Inst. Geol., Biul. 64, 1951.
111. Paszewski A., Ślady interglacjału w Łączuchowie nad Wieprzem. Ann. Univ. MCS, v. IV, S. B, Lublin 1949.
112. Pawłowski St., Charakterystyka morfologiczna południowej krawędzi Wyżyny Lubelskiej. Bull. Ac. Sc., Cracovie 1938.
113. Penck A., Klima der Eiszeit. Verh. III. Inst. Quart. Konf., 1936, Wien. 1938.
114. Pierzchałko Ł., Gleby kopalne w lessie okolic Bodzechowa. Łódz. Tow. Nauk., Wydz. III, „Biuletyn Peryglacjalny“, Nr 1, Łódź 1954.
115. Pierzchałko Ł., Zagadnienie dolin asymetrycznych na tle rozwoju geomorfologii klimatycznej. „Czasop. Geogr.“, T. XXV, 1954.
116. Pietkiewicz St., Wycieczka do południowej części Gór Świętokrzyskich. „Przeł. Geogr.“, T. XIV, 1934.
117. Poser H., Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würm-Eiszeit. „Erdkunde“, II, 1948.
118. Poser H., Die nördliche Lössgrenze in Mitteleuropa und das spätglaziale Klima. „Eiszeitalter und Gegenwart“, B. I, Öhringen 1951.
119. Poser H., Tricart J., Terrasses et phénomènes periglaciaires dans la vallée de L'Huisne et amont du Maus (Sarthe). Bull. Soc. Geol. de France, T. 20, Paris 1950.
120. Poser H., Müller Th., Studien an den asymmetrischen Tälern des Niederbayerischen Hügellandes. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, Mat.-Phys. Kl., Jahrg. 1951.
121. Pożaryska K., Stratygrafia plejstocenu w dolinie dolnej Kamiennej. Państw. Inst. Geol., Biul. 52, 1948.
122. Pożaryska K., Zagadnienia sedymentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. Państw. Inst. Geol., Biul. 81, 1952.

123. Pożaryski Wł., Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. Państw. Inst. Geol., Biul. 6, 1938.
124. Pożaryski Wł., Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Państw. Inst. Geol., Biul. 46, 1948.
125. Pożaryski Wł., Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu gór Świętokrzyskich. Państw. Inst. Geol., Biul. 75, 1951.
126. Pożaryski Wł., Plejstocen w przełomie Wisły przez wyżyny południowe. Inst. Geol., Prace, T. IX, 1953.
127. Pożaryski Wł., Jura i kreda na Wyżynie Lubelskiej. Geologia Regionalna Polski, Warszawa 1956.
128. Prószyński M., Spostrzeżenia geologiczne z dorzecza Bugu. Państw. Inst. Geol., Biul. 66, 1952.
129. Prószyński M., Karaszewski Wł., Notatka o profilu interglacjalnym w Syrnikach nad Wieprzem w powiecie lubartowskim. Państw. Inst. Geol., Biul. 66, 1952.
130. Pusch G., Geognostische Beschreibung v. Polen. 1836.
131. Reichel E., Versuch einer Berechnung der eiszeitlichen Niederschlagshöhe in den Alpen. „Zeitschr. f. Gletscherkunde“, 22, Berlin 1935.
132. Rogala W., Oligozänbildungen am Höhenrücken Roztocze Lwowsko-Rawskie, Bull. Ac. Sc. Crac., 1910.
133. Rokicki J., Warunki występowania utworów pyłowych i loessów na Dolnym Śląsku. Ann. Univ. MCS, v. V. S. B., Lublin 1950.
134. Romer E., Wpływ klimatu na formy powierzchni ziemi. „Kosmos“, XXIV, Lwów 1899.
135. Romer E., Sprawozdanie z wycieczek do wydm niżowych z poglądem na ich powstanie. „Kosmos“, XXXI, 1906.
136. Rychłowski B., Materiały do hydrologii Rzeczypospolitej Polskiej. Warszawa 1930.
137. Russel R. J., Lower-Mississippi valley loess. Geol. Soc. Am., Bull. 55, 1944.
138. Rühle E., Kreda i trzeciorzęd Zachodniego Polesia. Państw. Inst. Geol., Biul. 34, 1948.
139. Rühle E., Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. Państw. Inst. Geol., Biul. 66, 1952.
140. Rühle E., Profil geologiczny utworów plejstocénskich w Nowinach Żukowskich. Państw. Inst. Geol., Biul. 67, 1952.
141. Samsonowicz J., Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. Spraw. Państw. Inst. Geol., T. III, 1925.
142. Samsonowicz J., Objasnienie arkusza Opatów. Warszawa 1934.
143. Samsonowicz J., Dewon Wołynia. Acta Geol. Pol., v. 1, 1950.
144. Sawicki Ludomir, Wiadomość o środkowo-polskiej morenie czołowej. Rozpr. Akad. Um., 1921.
145. Sawicki Ludomir, Przełom Wisły przez średniogórze polskie. Prace Inst. Geogr. UJ, Kraków 1925.
146. Sawicki Ludwik, Warunki geologiczne i wiek stanowiska środkoworyniackiego Góra Puławska. Księga Pamiątkowa ku czci prof. Demetriewicza, Poznań 1932.
147. Sawicki Ludwik, Sur la stratigraphie du loess en Pologne. Roczn. Pol. Tow. Geol., T. VIII, 1932.
148. Sawicki Ludwik, Przyczynek do znajomości dyluwium oraz morfogenezy przełomu Wisły pod Puławami. „Przegl. Geogr.“, T. XIII, 1933.

149. Sawicki Ludwik, Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L₃) w Huszccze Wielkiej k. Skierbieszowa, Rocz. Pol. Tow. Geol., T. IX, 1933.
150. Sawicki Ludwik, Geomorfologia pradoliny Wisły okolic Warszawy. Pos. Nauk. PIG, Nr 39, 1934.
151. Sawicki Ludwik, Warunki klimatyczne akumulacji lessu młodszego w świetle wyników badań stratygraficznych stanowiska paleolitycznego lessowego na Zwierzyńcu w Krakowie. Państw. Inst. Geol., Biul. 66, 1952.
152. Sawicki Ludwik, Stratygrafia wysokiego tarasu erozyjno-akumulacyjnego pra-Wisły. Acta Geol. Pol., v. IV, 1954.
153. Schmitthener H., Die Entstehung der Dellen und ihre morphologische Bedeutung. „Zeitschr. f. Geomorph.“, B. I., Leipzig 1925.
154. Schönhals E., Gesetzmässigkeiten im Feinaufbau von Talrandlössen mit Bemerkungen über die Entstehung des Losses. „Eiszeitalter und Gegenwart“, B. III, Öhringen 1953.
155. Schwind M., Die Oberflächenformen des Mittelsächsischen Berglandes. Mitt. Ver. Geol. Univ. Leipzig, XII, 1933.
156. Siatrak J., Dyluwium w przełomie Wisły od Sandomierza do Puław. Spraw. Pozn. Tow. Prz. Nauk, XI, 1937, Poznań 1938.
157. Siemiradzki J., Geologia Ziemi Polskich. Lwów 1909.
158. Siemiradzki J., Roztocze Lwowsko-Tomaszowskie. „Ziemia“, 1910.
159. Siemiradzki J., Zych W., Sprawozdanie z badań geologicznych, wykonanych w 1931 r. na obszarze woj. Lubelskiego. Pos. Nauk. PIG, Nr 33, 1932.
160. Скворцов Ю. А., Методы геоморфологического анализа и картирования. Ак. Наук СССР, Тр. Инст. Геогр., В. XXXIX, 1948.
161. Smith G. D., Illinois loess — variations in its properties and distribution. Univ. Illinois Agr. Exp. Sta., Bull. 490, 1942.
162. Соболев С. С., Развитие эрозийных процессов на территории европейской части СССР и борьба с ними. Ак. Наук СССР, 1946.
163. Sobolewska M., Dzika winorośl (*Vitis silvestris* Gmel) w plejstocenie polskim. Inst. Geol., Biul. 69, 1954.
164. Starzyński Z., Studia nad występowaniem utworów rędziny. Pam. PINGW w Puławach, T. 4, Kraków 1923.
165. Sujkowski Zb., Petrografia kredy Polski. Kreda z głębokiego wiercenia w Lublinie w porównaniu z kredą niektórych innych obszarów Polski. Spraw. Państw. Inst. Geol., T. VI, 1930.
166. Sujkowski Z., Uwagi o piaskach i loessach w Olkuskim i ich wzajemnym stosunku. Spraw. Tow. Nauk. Warsz., T. XXI, 1928.
167. Sujkowski Zb., Zarys budowy geologicznej okolic Krzemieńca. „Ochrona Przyrody“, 1938.
168. Szafer W., Eine Dryas—Flora bei Krystynopol in Galizien. Bull. Int. Ac. Sc., Cracovie 1912.
169. Szafer W., Schyłek plejstocenu w Polsce. Państw. Inst. Geol., Biul. 65, 1952.
170. Szafer W., Stratygrafia plejstocenu w Polsce na podstawie florystycznej. Rocz. Pol. Tow. Geol., T. XXII, 1952, Kraków 1953.
171. Szafer W., Pliocenska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Inst. Geol., Prace, T. XI, Warszawa 1954.

172. Środoń A., Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach. Państw. Inst. Geol., Biul. 67, 1952.
173. Środoń A., Flory plejstocenyjskie z Tarczyniechów nad Wieprzem. Inst. Geol., Biul. 69, 1954.
174. Taillefer F., La dissymetrie des vallées gasconnes. „Rev. Geogr. des Pyrenées et du Sud-Ouest“, 15, 1944.
175. Taillefer F., Le modèle periglaciaire dans le sud du bassin d'aquitaine. „Rev. Geogr. des Pyrenées et du Sud-Ouest“, T. XXII, Toulouse—Paris 1951.
176. Taillefer F., Le Piemont des Pyrenées Françaises. Toulouse 1951.
177. Tavernier R., Les formations quarternaires de la Belgique en rapport avec l'évolution morphologique du pays. Bull. Soc. Belge Geol., LVII, 1948.
178. Tietze E., Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. d. Geol. R. A., Wien 1882.
179. Trejdosiewicz J., O utworach trzeciorzędowych gubernii lubelskiej. Pam. Fizj., T. III, 1883.
180. Trembaczowski J., Profil utworów plejstocenyjskich w Klementowicach. Ann. Univ. MCS, v. VIII. 1954.
181. Trevisan L., Genèse des terrasses fluviales en relation avec les cycles climatiques. C. R. Congr. Inter. Geogr., Lisbonne 1949, T. II.
182. Tricart J., Le modèle des pays froids. Fac. I, Le modèle periglaciaire. Cours de geomorphologie, 2-e partie, Paris.
183. Turnau-Morawska M., Spostrzeżenia, dotyczące sedimentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. Ann. Univ. MCS, v. IV, S. B., Lublin 1950.
184. Udluft H., Bemerkungen zur Frage der Terrassen Aufschotterung und der Diluvialchronologie. Jahrb. Preus. Geol. Landes-Anst., B. 54, Berlin 1934.
185. Uhlir V., Über die geologische Beschaffenheit eines Theiles der ost. u. mittelgalizischen Tiefebene. Jahrb. d. geol. R. A., Wien 1884.
186. Wilgat T., Kras okolic Cycowa. Ann. Univ. MCS, v. IV, S. B., Lublin 1950.
187. Wilgat T., Jeziora Łęczyńsko-Włodawskie. Ann. Univ. MCS, v. VIII, S. B., Lublin 1954.
188. Woldstedt P., Probleme der Terrassenbildung. „Eiszeitalter und Gegenwart“, B. I., Öhringen 1951.
189. Wołosowicz St., O zlodowaceniu w dorzeczu Bugu. Spraw. Państw. Inst. Geol., T. I, 1920—22.
190. Zaborski B., O dyluwium zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Prace Zakł. Geogr. Uniw. Warsz., Nr 6, Warszawa 1926.
191. Zaborski B., Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich. „Przegl. Geogr.“, T. VII, 1927.
192. Zaborski B., Analiza morfometryczna rzeźby terenu niżowego. „Wiad. Służ. Geogr.“, R. V, Warszawa 1931.
193. Zeuner F. E., The Pleistocene Period. London.
194. Zierhoffer A., Północna krawędź Podola w świetle rzeźby powierzchni kredowej. Prace Geogr. wyd. przez E. Romera, 1927.
195. Zierhoffer A., Twórczość Eugeniusza Romera na polu geomorfologii. „Czasop. Geogr.“, T. XXVI, 1955.

SPIS RYCIN

1. Hipsometria Wyżyny Lubelskiej według Fr. Uhorczaka	12
2. Podział regionalny Wyżyny Lubelskiej	14
3. Przedpole i północna część Wyżyny Lubelskiej. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście	22
4. Położenie utworów interglacjalnych w Czerniejowie	22
5. Przekrój przez wyższy taras doliny Wieprza w Rokitnie	29
6. Profil tarasu w Zawieprzycach	31
7. Profil Majdan Krasieniński — Krasienin	34
8. Odkrywka w Ciecierzynie	35
9. Skład mechaniczny utworów pylastych w okolicy Krasienina i Ciecierzyna	36
10. Przekrój przez pagórek w Nowej Woli	37
11. Przekrój przez zbocze doliny Bystrej w Chruszczowie koło Nałęczowa	43
12. Profil geologiczny wzdłuż wąwozu, rozcinającego próg niecki celejowskiej	45
13. Struktura lessu cegielni w Łopatkach	46
14. Skład mechaniczny lessu w Łopatkach	48
15. Przekrój przez krawędź wyżyny i dolinę Kurówki w okolicy Kurowa i Markuszowa	50
16. Północna krawędź Wyżyny Lubelskiej w dorzeczu Kurówki	51
17. Przekrój przez płyty morenowe między Markuszowem a Końskowolą	52
18. Skład mechaniczny utworów pylastych w okolicy Kurowa i Markuszowa	55
19. Sytuacja morfologiczna doliny Ciemiegi	61
20. Przekroje utworów preglacjalnych doliny Bystrzycy Lubelskiej zestawione według materiałów Lewińskiego	68
21. Struktura lessu odsłoniętego w cegielni Lemszczyzna pod Lublinem	72
22. Skład mechaniczny lessu z cegielni Lemszczyzna pod Lublinem	73
23. Przekrój przez dolinę Bystrzycy koło Spiczyna	75
24. Profil tarasu jeziornego w dolinie Bystrzycy Lubelskiej	77
25. Kotlina Dorohucka. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych zamieszczonych w tekście	81
26. Brzeg tarasu łącznińskiego przy szosie Łęczna — Milejów (A) i w Łęcznej koło placu targowego (B)	82
27. Przekrój poprzeczny przez dolinę Świnki, powyżej Łęcznej	84
28. Schematyczny przekrój Łęczna — Cyców. Położenie współczesnej doliny Wieprza koło Łęcznej w stosunku do paleogeńskiej rynny Puchaczowa	86
29. Profil podłużny wysokiego tarasu doliny Wieprza w przelomie Łęczna—Kijany	88
30. Sytuacja topograficzna interglacjału w Ciechankach Krzesimowskich	90
31. Zbocze doliny potoku Stawka w Zakrzewie	92
32. Przekrój przez taras w Ciechankach Krzesimowskich	93
33. Przekrój przez taras w Zakrzewie koło mostu	94
34. Przekrój przez taras doliny potoku Stawka w Krzesimowie	95

35. Profil podłużny potoku Stawka i przekrój towarzyszącego mu tarasu	95
36. Schematyczny przekrój przez taras w Łącuchowie	97
37. Taras doliny Wieprza w Milejowie	102
38. Schematyczny profil tarasu między Łysołajami a Milejowem	103
39. Tarasy doliny Wieprza między Krasnymstawem a Stężycą	106
40. Mapa morfologiczna krajobrazu gór wyspowych między Chełmem a Rejowcem	114
41. Glacitektoniczne struktury na południe od Pawłowa	122
42. Schematyczny przekrój przez taras doliny Uherki we wsi Malowana (piaskownia chełmska)	125
43. Schematyczny przekrój wyjaśniający budowę geologiczną dna Kotliny Dubienki	130
44. Wierzchowina Grabowiecka. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście	134
45. Przekrój przez utwory czwartorzędowe zbocza doliny Wieprza w Izbicy (klinkiernia)	135
46. Kopalny komin w lessie zboczowym w Izbicy	137
47. Asymetryczne dolinki w dorzeczu Wolicy	139
48. Krawędź lessowa w okolicy Siennicy Królewskiej (na wschód od Krasnegostawu)	141
49. Wierzchowina Giełczewska. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście	144
50. Przekrój przez Wierzchowinę Giełczewską (wzdłuż głównego działu wodnego)	146
51. Szkic morfologiczny obszaru wzgórz wyspowych (strefa krawędziowa wierzchowiny) między Bychawą, Piotrkowem i Chmielem	148
52. Profile stoków w dolinie Sachalina	150
53. Schematyczny przekrój przez dolinę Czerniejówki w Piotrkowie	152
54. Położenie żwirów preglacjalnych i mułów staro-plejstocenijskich w dolinie Kosarzewki koło Bychawy	15
55. Schematyczny przekrój przez taras doliny Bystrzycy we wsi Bystrzyca	161
56. Położenie utworów wysokiego zasypania w stosunku do doliny Giełczwi w Pilaszkowicach	163
57. Skład mechaniczny utworów wstęgowych tarasu Giełczwi w Rybczewicach	165
58. Kontur dolin we wschodniej części Wierzchowiny Giełczewskiej	168
59. Profil stoku w Antoniówce	169
60. Profil stoku w Wysokiem	169
61. Skład mechaniczny czerwonych glin stokowych na Wierzchowinie Giełczewskiej	171
62. Profil wysokiego brzegu Wieprza w Tarzymiechach	176
63. Skład mechaniczny warstw kluczowego profilu w Tarzymiechach (ryc. 62)	177
64. Skład mechaniczny utworów tarasowych w Siennicy Nadolnej i Małochwieju	178
65. Schematyczny przekrój przez taras między Ujazdowem a Krasnymstawem	179
66. Przekrój przez dolinę Wieprza koło Tarzymiechów	180
67. Kotlina Zamojska. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście	186
68. Rozmieszczenie piasków i utworów pyłowych w Kotlinie Zamojskiej	190
69. Brzeg tarasu w Tworyczowie i Mokrelipiu	192

70. Schematyczny profil osadów tarasowych doliny Wieprza (nazwy bez nawiasów) i Poru (nazwy w nawiasach), obrazujący stosunek utworów rzecznych do lessu w różnych odcinkach doliny	193
71. Dwa lessy w Zakłodziu	194
72. Kotlina Tyszowiecka i Hrubieszowska (Kryłowska) oraz Grzęda Sokalska. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście	196
73. Skład mechaniczny glin zwałowych typu „lessowego“ w Łaskowie	199
74. Przekrój przez taras Huczwy koło Hrubieszowa	200
75. Profil Hrubieszów — Gródek	203
76. Odślonięcie czwartorzędu wzdłuż drogi w Czartowczyku	209
77. Rostocze. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście	215
78. Sytuacja morfologiczna doliny Łady	217
79. Szkic morfologiczny doliny Wieprza między Krasnobrodem a Zwierzyńcem	222
80. Kierunki morfologiczne Rostoczka	226
81. Schemat układu strukturalnych i morfologicznych kierunków Rostoczka	227
82. Szkic tektoniczny antykliny Rachowa według Wł. Pożaryskiego	228
83. Schematyczny przekrój przez dolinę Gorajca koło wsi Gorajec	232
84. Profil utworów plejstocenijskich w Komodziance	233
85. Profil lessowy w Turzyńcu	235
86. Skład mechaniczny warstw profilu w Turzyńcu	236
87. Położenie lessu w cegielni w Bełzcu	237
88. Rozmieszczenie piasków deluwialnych na południowym Rostoczku	238
89. Schematyczny przekrój ilustrujący położenie gleb, zagrzebanych w mulach lessowych Rostoczka	240
90. Położenie młodszej gleby subfosalnej w lessowych wąwozach Rostoczka	241
91. Skład mechaniczny lessu i holocenijskich deluwii lessowych w okolicy Goraja	242
92. Główne kierunki morfologiczne Wyżyny Lubelskiej	254
93. Poziomice spągu kredy i struktura zachodniego brzegu niecki lwowsko-lubelskiej według Wł. Pożaryskiego	257
94. Mapa odporności skał mezozoicznych na Wyżynie Lubelskiej według Wł. Pożaryskiego	259
95. Diagram spękań kredowych	261
96. Linie spękań i sieć dolinna	262
97. Rzeźba paleogenu	272
98. Układ poziomów morfologicznych w międzyrzeczu Wieprz—Bystrzyca	280
99. Profil morfologiczny działu wodnego między Bystrzycą a Kosarzewką	283
100. Stanowiska utworów preglacialnych na wyżynie według numeracji porządkowej tabeli I; K — materiał karpacki w żwirowisku	299
101. Krawędzie lessowe Wyżyny Lubelskiej	353
102. Profil podłużny doliny Wieprza — dno współczesne i taras nadzalewowy	366
103. Schemat erozyjno-akumulacyjnego cyklu glacialnego	389

SPIS FOTOGRAFII *

1. Zbocze podciętego przez Wieprz tarasu w Syrnikach	48
2. Dolina Kurówki koło Kurowa	48
3. Less dolinny między dwoma pokładami piasków we wsi Kaleń koło Markuszowa	48
4. Dolina Ciemiegi koło wsi Snopków	48
5. Less warstwowany w dolinie Bystrzycy (Rury Jezuickie — Lublin)	64
6. Łęczyński przełom Wieprza	64
7. Taras peryglacialny (bałtycki) w dolinie Wieprza w Ciechankach na południe od Łęcznej	64
8. Bruk po morenie zlodowacenia krakowskiego odsłonięty spod piasków doliny Stawka	64
9. Jezioro na tarasie w Łańcuchowie	96
10. Wyspowe wzgórze sarmackie w Gruszowie koło Rejowca	96
11. Stoki trzeciorzędowych wzgórz wyspowych we wsi Podgórze koło Chełma	96
12. Dziewicza Góra koło Chełma	96
13. Krawędź trzeciorzędowa w Podgórzu koło Chełma	112
14. Pawłów. Glacitektonicznie przechylone piaski wstęgowe	112
15. Soliflukcyjna struktura mułków lessowych w Białopolu	112
16. Największy gład narzutowy Wyżyny Lubelskiej w Białopolu	112
17. Gleba subfossylna w lessie (Izbica)	144
18. Wierzchowina Grabowiecka na północ od Kraśniczyzna	144
19. Krawędź lessowa Wierzchowiny Grabowieckiej koło wsi Baraki	144
20. Wzgórze sarmackie koło Piotrkowa	144
21. Stoki wzgórze sarmackich w Olszance koło Krzczonowa (Wierzchowina Gielczewska)	160
22. Dno doliny denudacyjnej Sachalina	160
23. Soliflukcja na stokach doliny Czerniejówki w Piotrkowie	160
24. Dolina wsi Sachalin	160
25. Peryglacialne piaski wstęgowe oraz nasunięty na nie gruz kredowy	176
26. Początki holocenijskich dolinek rozcinających pokrywę piasków sedymentacji peryglacialnej	176
27. Wierzchowina Gielczewska, wieś Zygmuntów	176
28. Peryglacialne piaski wstęgowe we wsi Wysokie (Wierzchowina Gielczewska)	176
29. Piaski wstęgowe we wsi Staw Ujazdowski	192
30. Ściana lessowa w Sąsiadce	192
31. Parów lessowy w Zakłodziu	192
32. Dwa lessy w Zakłodziu	192
33. Dolina Wieprza na Roztoczu. Okolice wsi Hutki koło Krasnobrodu	224

* Wszystkie zdjęcia wykonał autor.

34. Less górny w Sąsiadce	224
35. Krawędź Rostocza koło Sąsiadki	224
36. Komodzianka. Less górny i odwapniony less dolny	224
37. Gęsto rozcięte dolinami lessowe roztocze Zachodnie. Okolice Komodzianki	240
38. Bruzda erozyjna (żłobina) rozcinająca wylesioną powierzchnię lessów Rostocza Zachodniego	240
39. Ślady młodej denudacji na tarasie Wieprza w Kaczorkach koło Krasnobrodu	240
40. Ruchome piaski w dolinie Wieprza pod Krasnobrodem	244
41. Rostocze w okolicach Huty Turobińskiej	244
42. Asymetryczna dolinka rozcinająca krawędź Rostocza na południe od Turobina	244
43. Asymetryczna dolinka koło Goraja	244

SPIS MAP POZA TEKSTEM

- I. Mapa hipsometryczna Wyżyny Lubelskiej
- II. Mapka morfologiczna dorzecza środkowego Wieprza
- III. Taras peryglacjalny w dolinie Wieprza w pasie wierzchowin
- IV. Wyżyna Lubelska w czasie zlodowacenia środkowo-polskiego
- V. Less na Wyżynie Lubelskiej

SKOROWIDZ NAZW

(Nazwy miejscowości podano bez bliższego określenia)

- | | |
|--|--|
| Abramów 248 | 273, 276, 278, 282, 285, 297, 300, 301, |
| Adelin 197 | 309, 310, 314, 315, 317, 319, 320, 323, |
| Aleksandrówka 147, 220, 279 | 325, 363, 365, 372, 374, 383, 386 |
| Annopol 10, 227 | Busowno 15 |
| Antoniówka 169 (ryc.), 172 | Bychawa 13, 67, 148 (ryc.), 151, 152, 153 |
| Antopol 43 | (ryc.), 154, 155, 156, 157, 173, 276, 296,
297, 298, 300, 303, 307 |
| Baraki 49, 63, 139 | Bystra, rzeka 40, 41, 42, 43 (ryc.), 44, 45, |
| Baranica 169 | 49, 64, 255, 256, 284, 317, 323, 331, 350,
351, 353, 355, 365 |
| Baranówka 30 | Bystrzejowice 155 |
| Baszki 63, 64 | Bystrzyca 160, 161 (ryc.), 367, 368 |
| Bełżec 230, 234, 236, 237 (ryc.), 243, 261,
384 | Bystrzyca Lubelska, rzeka 13, 15, 30, 31,
32, 33, 62, 67, 68 (ryc.), 69, 70, 71,
73, 74, 75 (ryc.), 76, 77 (ryc.), 78, 79,
80, 87, 88, 89, 90, 95, 108, 143, 145,
146, 147, 158, 159, 160, 161 (ryc.), 220,
225, 253, 255, 260, 263, 272, 279, 280
(ryc.), 283 (ryc.), 284, 286, 287, 292,
299, 300, 301, 305, 314, 316, 321, 324,
325, 340, 346, 348, 349, 356, 357, 365,
367, 368, 369, 371, 372, 376, 383, 391 |
| Bełżyce 15, 309 | Bzite 107, 111, 116 |
| Bełżycki Płaskowyż 15 | Bzowiec 167 |
| Biała Góra, wzgórze 212 | Celejów 42, 323, 331 |
| Białańka 108 | Charleż 74, 75, 76, 78 |
| Białopole 130, 131, 132, 307, 312 | Charz 43 |
| Biały Słup 223, 239 | Chełm 8, 10, 16, 113, 114, 115, 116, 117,
118, 119, 120, 123, 124, 125, 126, 127,
129, 132, 147, 156, 197, 275, 276, 279,
284, 285, 290, 291, 295, 296, 298, 301,
307, 308, 310, 317, 323, 329, 331, 354,
377, 383, 393 |
| Bielkowa, potok 51, 58, 59 | Chełmiec 139, 140 |
| Biłgoraj 230, 240, 245 | Chełmskie (Chełmsko-rejowieckie) Pa-
góry 16, 111, 113-132, 133, 157, 260,
291, 292, 301, 318, 322, 335, 351 |
| Biskupice 111, 261, 370 | Chlewiska 25, 28, 234, 237 |
| Biskupie 188 | Chłaniów 167 |
| Błonie 234, 345 | |
| Bobliwo 167 | |
| Bobrowniczne 80, 83, 273 | |
| Bochotnica 42 | |
| Bondyż 234 | |
| Bonifratskie Rury zob. Rury Bonifra-
terskie | |
| Bończa 138, 142 | |
| Borów 172 | |
| Boży Dar, wzgórze 13, 146, 148, 154, 288 | |
| Bronice 55 | |
| Brzezińska Góra, wzgórze 218, 246 | |
| Brzostówka 36 | |
| Bug, rzeka 10, 15, 16, 17, 116, 123, 126,
127, 128, 135, 195, 196, 197, 198, 199,
200, 201, 202, 203, 204, 205, 206, 207,
208, 211, 253, 256, 258, 266, 267, 272, | |

- Chmiel 13, 115, 116, 118, 147, 148 (ryc.),
 149, 154, 155, 156, 159, 162, 172, 351
 Chmiel-Kolonia 151
 Chodel 13
 Chodel, rzeka 253, 255, 260, 284, 351
 Chodelska (Chodla) Kotlina 13, 15, 259,
 274, 284
 Chodyłówka 164
 Chruszczów 43 (ryc.)
 Chrząchów 53, 59
 Cichobuż 201
 Ciechanki 85, 86, 93, 96, 273
 Ciechanki Krzesimowskie 80, 90 (ryc.),
 91, 92, 93 (ryc.), 96, 97, 99, 100, 101,
 182, 310, 313, 388, 391
 Ciecierzyn 35 (ryc.), 36 (ryc.), 37, 49, 56,
 61, 62, 63, 64, 66, 67, 270, 296, 317,
 322, 329, 330, 356
 Ciemięga, rzeka 15, 35, 44, 50, 61 (ryc.),
 62, 64, 66, 71, 75, 77, 80, 139, 142,
 270, 273, 316, 317, 323, 325, 340, 342,
 343, 345, 348, 350, 351, 355, 356, 359,
 365
 Cyców 86 (ryc.)
 Czarny Potok, potok 187
 Czarny Wygon 187
 Czarłowczyk 208, 209 (ryc.), 210, 310, 321,
 351
 Czechówka, cegielnia 73, 345, 346
 Czechówka, rzeka 71, 72, 340
 Czerek, potok 353
 Czermno 187
 Czerniejówka, rzeka 143, 144, 151, 152
 (ryc.), 154, 155, 156, 158, 256, 287,
 292, 301
 Czerniejów 21, 22 (ryc.), 23, 24, 25, 26,
 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 36, 37, 38,
 56, 130, 308, 311, 312, 313, 323, 366,
 383, 384, 391
 Czernięcin 188
 Częstoborowice 162, 165
 Czulczyce 117, 124, 132, 279, 290
 Czumów 198, 204, 205
 Czysta Dębina 166, 168
 Dąbrówka 82, 89
 Dęblin 271
 Dębowiec 16, 134, 138, 186
 Depułtycze 118
 Deszkowice 192, 342, 356
 Dobre 41, 350, 353, 357
 Dobryniów 104, 110
 Dobryniów-Kolonia 104, 110
 Doły 169, 170
 Dorohucka Kotlina 15, 32, 80-112, 125,
 161, 175, 183, 273, 274, 275, 286, 316,
 318, 323, 324, 325, 366, 369
 Dorohuczka 15, 104, 107, 123, 370, 384
 Dragany 188
 Dratów 88, 89
 Dratów, jezioro 83
 Dubienka 17
 Dubienki Kotlina 17, 113-132, 260, 286,
 318
 Dryszczów 130, 131
 Dworzyska 175, 177, 178, 336
 Dziewicza Góra, wzgórze 115, 116, 117,
 119, 187, 275
 Dys 35, 39, 61, 63, 65, 66, 342
 Elizówka 50, 62
 Emilianów 112
 Florianka 221
 Frampol 216, 219, 229, 230, 239, 242, 255,
 277
 Garbów 39, 41, 51, 57, 58, 60, 62, 77
 Gięlczew 8, 13, 143, 146, 164, 169, 282, 320
 Gięlczew, rzeka 111, 112, 143, 144, 161,
 162, 163 (ryc.), 165 (ryc.), 166, 167,
 168, 169, 170, 171, 172, 174, 255, 256,
 263, 287, 292, 310, 311, 316, 331, 342,
 343, 367, 369, 370, 371
 Gięlczewska Wierzchowina 13, 15, 16,
 112, 116, 118, 143-174, 175, 185, 188,
 191, 194, 208, 220, 225, 255, 256, 258,
 260, 273, 279, 282, 283, 285, 286, 287,
 288, 291, 292, 310, 311, 316, 321, 327,
 331, 332, 333, 335, 342, 348, 350, 351,
 365, 371, 374, 375, 376, 378, 385
 Godziszów 219
 Goraj 242 (ryc.), 245, 248
 Gorajec 231, 232 (ryc.), 241, 242
 Gorajec, potok 177, 216, 221, 223, 231, 232
 (ryc.), 233, 234, 235, 247, 267, 285,
 301, 304, 310, 320, 351, 365, 383
 Gorajecki Padół 216, 223, 224, 229, 230
 Gorzków 145, 166, 167
 Gościeradów 227, 256, 265, 267, 275
 Góra Puławska 336, 337, 356
 Góry, przedmieście Krasnegostawu 140,
 178, 179, 347

- Górecko Kościelne 217, 218, 246
 Górecko Stare 217, 246
 Górniki 231, 244
 Góry Olesieńskie 50, 53, 57, 77, 351
 Grabowiec 16, 320, 321
 Grabowiecka Wierzchowina 16, 17, 118,
 128, 133-142, 175, 185, 186, 191, 195,
 273, 278, 279, 283, 284, 310, 321, 333,
 340, 342, 343, 348, 350, 351, 352, 353,
 354, 355, 360, 371, 383
 Gródek 200, 202, 203 (ryc.), 205, 278, 349
 Gruszów 111, 112, 115, 116, 275
 Grzęda Sokalska 16, 195, 196 (ryc.), 198,
 201, 207-213, 224, 234, 253, 254, 266,
 272, 274, 276, 284, 309, 349, 350, 351,
 353, 356, 360, 372
 Guzówka 188
 Hajdów 75, 76
 Haliczany 130
 Hamernia 218, 384
 Hołda, wzgórze 217
 Hołubie 197, 198, 276, 296
 Horodło 10, 17, 265
 Horodysko 140, 142
 Horodyszczce 48, 117, 119, 123, 124, 126,
 128, 132, 325, 346
 Horodelski Płaskowyż 17, 128, 201, 285,
 350, 355
 Horyszów Ruski 135
 Hrebenne 234
 Hrubieszów 129, 196, 197, 198, 199, 200
 (ryc.), 202, 203 (ryc.), 204, 205, 272,
 278, 307, 309, 310, 314, 337, 349, 365,
 390
 Hrubieszowska (Kryłowska) Kotlina 16,
 195-206, 276, 284, 321, 365
 Huczwa, rzeka 16, 135, 187, 195, 196, 197,
 198, 199, 200 (ryc.), 201, 202, 203, 204,
 206, 207, 210, 211, 278, 301, 314, 315,
 323, 342, 353, 356, 365, 383, 286
 Huta 139, 142
 Huta Lubycka 237
 Huta Turobińska 232, 310
 Huszczka Wielka 138, 308
 Hyża 187
 Izbica 135 (ryc.), 137 (ryc.), 138, 139, 179,
 191, 255, 309, 310, 321, 322, 342, 348,
 356, 369, 372, 382
 Jacnia 212, 234
 Jakubowice Końskie 49, 62, 63, 64, 65,
 71, 77, 78, 273
 Jakubowice Końskie-Kolonia 64, 65, 316,
 351
 Janów 115, 116, 117, 275
 Janów Lubelski 230, 309
 Janówka 132
 Januszówka 32
 Jastków 49, 65
 Jaszczów 103
 Jawidz 30, 35, 36, 37
 Jeleń, potok 219, 227, 229, 246, 247
 Jędrzejówka 239, 240, 241, 384
 Józefów 215, 218, 228, 276, 384
 Józefowski Padół 218, 237
 Kaczorki 220, 234, 237, 239, 243, 246
 Kaleń 52, 53, 54, 55, 56, 59, 65, 78
 Kamień 129
 Kamienna Góra, wzgórze 221, 223
 Karasiówka, rzeka 216, 277
 Karmanowice 42, 355
 Karolin 88
 Karolówka 230
 Kasjan 107
 Kąty 187, 188
 Kawęczynek 243
 Kazimierski Płaskowyż 15, 40-49, 55, 57,
 60, 139, 255, 256, 284, 317, 325, 331,
 350, 352
 Kazimierz 15, 41, 42, 337, 349, 350, 364
 Kiełczewice 158, 367
 Kiełczewice Górne 160
 Kijany 15, 31, 74, 75, 76, 78, 80, 82, 87,
 88 (ryc.), 89, 324, 366, 367
 Kijany Kościelne 80, 81
 Kitów 194
 Klemensów 188, 192, 255
 Klementowice 42, 45, 49, 55, 325
 Klementynowa Kotlina 122
 Klin 187
 Komarów 197, 211, 359
 Komodzianka 231, 233 (ryc.), 235, 239,
 240, 241, 351
 Końskowola 51, 52 (ryc.), 53, 54, 55, 56,
 57, 58, 64, 317, 356
 Korków 211
 Kosarzew 153, 170, 296
 Kosarzewka, potok 143, 145, 146, 147, 151,
 152, 153 (ryc.), 155, 156, 158, 170, 173,
 220, 256, 283 (ryc.), 286, 287, 300

- Kosmów 201
 Kosobudy 221
 Kotorów 187
 Kośminek, przedmieście Lublina 69
 Kozia Góra, wzgórze 187
 Krakowskie Przedmieście 166
 Krasienin 33, 34 (ryc.), 35, 36 (ryc.), 37, 38, 39, 51, 54, 55, 56, 59, 63, 64, 65, 317, 329, 356
 Krasne 123, 370
 Krasnobród 187, 220, 221, 222 (ryc.), 224, 231, 234, 235, 237, 239, 243, 246, 267, 304, 367, 384
 Krasnystaw 10, 15, 16, 101, 104, 105, 106 (ryc.), 107, 109, 111, 132, 139, 140, 141 (ryc.), 144, 175, 177, 178, 179 (ryc.), 180, 181, 184, 191, 194, 256, 258, 272, 273, 278, 300, 301, 302, 310, 320, 322, 323, 324, 325, 331, 340, 342, 345, 347, 350, 356, 366, 370, 372, 382, 383
 Kraśniczyn 137, 142
 Kraśnik 216, 227, 258, 259, 275, 309, 350
 Krężnica 367
 Krowica 121, 122, 273, 296, 307
 Krupę 111
 Kryłów 196, 197, 198, 201, 204, 205, 211
 Krynica 111
 Krzczonów 145, 162, 166, 169, 172, 278, 296, 298, 316
 Krzczonów II 162, 164
 Krzesimów 94, 95 (ryc.), 102
 Krzywy Stok 197
 Kumów 118
 Kurów 8, 49, 50 (ryc.), 51, 52, 53, 54, 55 (ryc.), 56, 57, 58, 64, 77, 310, 316, 317, 383
 Kurówka, rzeka 38, 49, 50 (ryc.), 51 (ryc.), 52, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 63, 66, 132, 316, 317, 331, 343, 353, 365, 376
 Kwaskowa Góra, wzgórze 337, 364
 Latyczów 175, 176, 177, 178, 179
 Lelechowka 331
 Lemszczyzna, cegielnia 72 (ryc.), 73 (ryc.), 340, 344, 345, 347
 Leszczanka 104
 Leszczany 118, 130, 132
 Leśniowice 142
 Lubaczówka 277
 Lubańki 140
 Lubartów 8, 10, 21, 23, 25, 26, 27, 28, 32, 33, 38, 39, 54, 61, 93, 271, 302, 308, 311, 313, 372, 383, 385, 388
 Lubartowska Wysoczyzna 56
 Lublin 7, 10, 35, 49, 50, 61, 62, 67, 69, 72 (ryc.), 73 (ryc.), 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 109, 115, 117, 120, 145, 155, 157, 158, 164, 245, 256, 268, 270, 279, 290, 291, 300, 307, 316, 317, 318, 324, 327, 335, 336, 340, 344, 345, 346, 356, 359, 367, 372, 383, 393
 Lubliniec 80, 92
 Lubicza 237, 384
 Lubicza Królewska 214, 221, 237, 331
 Ludwin 32, 88
 Ludwinów 63
 Łabunie 211
 Łabuńka, potok 16, 185, 186, 187, 190, 191, 256, 333, 357, 370, 383
 Łada, rzeka 216, 217 (ryc.), 224, 225, 229, 230, 231, 245, 248, 267, 310, 375
 Łagiewniki 62
 Łańcuchów 96, 97 (ryc.), 98, 100, 101, 102, 108, 310, 324
 Łasków 198, 199 (ryc.), 201, 309
 Łaszczów 210, 355, 383
 Łaszczowska Kotlina 210
 Łęczna 15, 32, 78, 80, 82 (ryc.), 83, 84 (ryc.), 85, 86 (ryc.), 87, 88 (ryc.), 89, 90, 93, 96, 97, 100, 101, 132, 270, 273, 310, 318, 384
 Łętownia 167
 Łopatki 45, 47 (ryc.), 48 (ryc.), 325, 344, 345, 347, 364, 380
 Łopiennicki Potok (Łopiennik) 105, 110, 162, 167
 Łopiennik 320
 Łopiennik Górny 105
 Łosień 146
 Łuck 25, 28
 Łuszczacz 214
 Łychów 277
 Łysa Góra zob. Stawska Góra
 Łysaków 64, 75
 Łysołaje 101, 103 (ryc.)
 Majdan-Grabiny 159
 Majdan Górny 212
 Majdan Kamieniecki 129

- Majdan Kasztelański 217, 218, 237
 Majdan Krasieniński 34 (ryc.), 37
 Majdan Niepryski 217
 Majdan Ostrowski 139, 142, 354
 Majdan-Rybie 115, 123, 329
 Majdan-Stajne 121
 Majdan Tatarski 69
 Malewsczyzna 237
 Malowana 117, 125 (ryc.)
 Mała Kłoda 53, 54, 58
 Małków 197, 201
 Małochwiej 176, 178 (ryc.), 179
 Markuszów 50 (ryc.), 51, 52 (ryc.), 53, 54,
 55 (ryc.), 57, 58, 59, 310, 383
 Markówka, wzgórze 151
 Maryniów 108
 Marysin 115, 201, 206, 315
 Mełgiew 95, 112
 Mianowice 211
 Michałów 187
 Michałówka 201, 202, 203, 205
 Mięciwierz 41
 Mikulin 210
 Milejów 82 (ryc.), 93, 100, 101, 102 (ryc.),
 103 (ryc.), 108, 164
 Miłocin 41, 44
 Minina 33, 34, 38, 323
 Minkowice 95
 Mircze 198, 201, 310
 Mokre 190
 Mokrelipie 192 (ryc.), 193, 345
 Mołodutyn 130
 Mołodiatycze 16
 Moratyn 210

 Nałęczów 15, 43 (ryc.), 44, 45, 351, 353
 Namule 175
 Narol 214, 215, 219, 221, 230, 237
 Nasutów 35, 38, 39, 65
 Nawóz 191
 Niedzieliska 190
 Nielisz 185, 190, 191
 Niemce 35, 36, 39
 Niemienice 166
 Niezabitów 41
 Nowa Droga 69
 Nowa Wieś 188, 239
 Nowa Wola 26, 33, 36, 37 (ryc.), 38, 39, 59,
 63
 Nowiny Żukowskie 93, 100, 154, 156, 157,
 182, 313, 315, 391

 Nowogród 80, 82, 88, 89
 Nowogródek 89

 Obroc 221, 224
 Ohoża 117, 319
 Okszów 127
 Oleśniki 104, 110, 111
 Olszanka 151, 153, 154, 156, 244
 Olszanka, rzeka 151
 Opoka 53, 58, 265, 276
 Opole 260, 309, 317
 Orchowiec 167
 Orłów 142
 Oseredek 218
 Osowa 148
 Osówka 33, 155
 Ostrówek 89, 100, 167, 172

 Parchatka 40, 42, 56, 274, 364
 Pardysówka 218
 Parysówka 33
 Pawłowa (Pawłowska) Kotlina 115, 119,
 120-123
 Pawłów 120, 121, 122 (ryc.), 132, 197,
 329, 331
 Piaski Luterskie 112, 165, 166, 261, 367,
 370
 Piaski Szlacheckie 167, 172
 Pilaszkowice 112, 161, 162, 163 (ryc.),
 164, 165, 166, 167, 169, 172, 316, 321,
 342, 367, 369
 Piotrków 13, 115, 116, 118, 147, 148 (ryc.),
 149, 150, 151, 152 (ryc.), 154, 155, 156,
 157, 159, 172, 179, 290, 292, 295, 329,
 330
 Piotrowice 39, 265
 Plisków 142
 Pliszczyn 64, 65
 Płazów 230, 247
 Płonka, rzeka 194
 Płonki 50, 51, 53, 57, 58
 Podgórze 115, 116, 275
 Podklasztor 237, 243, 246
 Polichna 219
 Policzyzna 165
 Popówka 110
 Por, rzeka 13, 16, 143, 144, 147, 170, 185,
 188, 190, 191, 192, 193, 220, 223, 224,
 225, 230, 232, 233, 244, 247, 255, 284,
 286, 287, 310, 320, 333, 345, 346, 351,
 367, 370, 383

- Potażnia 167
 Potoczek 234
 Pożóg 58
 Puchaczów 15, 85, 86 (ryc.), 88, 89, 190, 273, 369
 Puławy 10, 11, 15, 40, 41, 49, 265, 270, 274, 296, 322, 329, 335, 336, 349
 Puszcząńska Równina 230, 247, 248

 Rachanie 255
 Rachów 227, 228 (ryc.), 256, 265, 267
 Raciborowice 139, 342
 Radecznicza 192, 244
 Radomirka, potok 164, 165, 166, 169, 369
 Radostów 208, 211, 212
 Radzięcín 248
 Rejowca (Rejowiecka) Kotlina 113, 119, 123, 125
 Rejowiec 8, 10, 16, 17, 108, 113, 114, 115, 116, 118, 120, 121, 123, 125, 147, 156, 265, 266, 275, 276, 279, 318, 329, 330, 331
 Rejowiecki Potok 370
 Rogalin 202
 Rogów 41
 Rokitno 21, 28, 29 (ryc.), 30, 32, 36, 313, 385
 Rońsko 166, 180, 181
 Rozkopaczów 88
 Roztocze, pasmo 7, 8, 10, 13, 15, 16, 134, 144, 145, 147, 158, 177, 185, 187, 188, 189, 191, 193, 207, 208, 212, 214-249, 255, 258, 260, 261, 263, 264, 266, 267, 268, 270, 275, 276, 277, 279, 284, 285, 286, 287, 288, 295, 298, 301, 304, 305, 308, 309, 310, 311, 320, 325, 326, 327, 329, 330, 331, 333, 334, 340, 345, 346, 348, 349, 351, 354, 357, 365, 366, 367, 370, 371, 375, 381, 382, 384, 385, 393
 Roztocze Środkowe, pasmo 214, 219, 221, 225, 226, 227, 231, 239, 246, 254, 263, 267, 286, 287, 288, 331, 374
 Roztocze Południowe, pasmo 214, 242
 Roztocze Zachodnie, pasmo 214, 219, 225, 226, 227, 242, 267, 287, 350, 351, 356, 357, 381
 Rudka 140
 Rudnik 159, 167
 Rury Bonifraterskie 73
 Rury Jezuickie 73
 Ruskie Piaski 185, 190, 191
 Rybczewice 165 (ryc.), 367
 Rybie 119
 Rzeczyce 41, 248

 Sabaudia 212
 Sachalin, przysiółek Piotrkowa 149, 150, 151, 153, 154, 155, 156
 Sadurki 44
 Sahryń 197, 200
 Sandomierska Kotlina 216, 224, 228, 229, 230, 233, 247, 266, 276, 277, 304, 320, 361
 Sanna, rzeka 216, 224
 Sąsiadka 188, 190, 192, 193, 234, 241, 242, 345
 Senderki 217
 Sielec, wzgórze 118, 133
 Siennica Królewska 140, 141 (ryc.)
 Siennica Nadolna 107, 177 (ryc.), 178
 Siostrzytów 104, 107, 111
 Sitno 186
 Skierbieszów 138, 308, 321
 Skomorochy 198
 Słotwina 41
 Snopków 65
 Sobianowice 75, 78
 Sobieska Wola 162, 164, 165, 166, 367
 Sochy 221
 Sokal 207, 208, 211, 267, 320
 Sołokija, rzeka 16, 207, 212, 224, 225, 233, 237, 254, 266, 301, 352
 Sopot (Sopocki Potok), potok 219, 227, 229, 240, 246
 Spiczyn 31, 74, 75 (ryc.), 81, 87, 324, 367
 Stajne 123
 Stara Wieś 170, 212

 Starogród 198
 Stary Zamość 186, 190, 191
 Staw Ujazdowski 117, 191
 Stawek, potok 90, 92, 94, 95 (ryc.), 96, 101, 112, 162, 369, 370, 371
 Stawska Góra, wzgórze 117
 Stężyca 105, 106 (ryc.), 107, 110, 177, 381
 Stoczek 31, 32
 Stolnikowizna 146
 Stołpie 116
 Stróża Kosarzewska 152, 153
 Struża 111, 112
 Stryjna 165, 367
 Studzianka 147, 220

- Studzianka, potok 159
 Strzyżów 198, 199, 200, 201, 202
 Suchodolski Potok 105, 110, 111
 Suchowola 212, 234
 Sulejów 303
 Sulmice 142
 Sulów 159, 160, 220, 279, 296, 298, 299
 Surchów 143
 Szastarki 275
 Szczebrzeszyn 15, 185, 187, 190, 223,
 231, 233, 234, 241, 243, 301, 310, 331,
 345, 366
 Szczebrzeszyńska Wyniosłość 221, 245, 348
 Szewnia 212, 234
 Szopowe 231, 244
 Szozdy 221, 244
 Szpica 108
 Szum 217, 223, 229, 246, 247
 Szumów 53
 Szychowice 201
 Syrniki 21, 24, 25, 26, 27, 28, 30, 32, 37,
 38, 56, 93, 308, 311, 312, 313, 314,
 323, 366, 383, 388, 390, 391
 Święcie 237
 Świdnicki Płaskowyż 15, 147, 148, 155,
 157, 158, 283, 292, 302, 374
 Świdnik 15
 Świnka, rzeka 83, 84 (ryc.), 86, 87, 220
 Tanew 219, 226, 227, 229, 230, 246, 247,
 277, 304, 357
 Tarnawa 244
 Tarnawka 170, 188
 Tarnawatka 212, 220, 224, 383
 Tarnogóra 167, 175, 177, 178, 180, 181,
 342
 Tartaczna Góra 202, 221
 Tarzymiechy 15, 175, 176 (ryc.), 177 (ryc.),
 178, 179, 180 (ryc.), 181, 182, 183, 191,
 273, 308, 310, 312, 313, 314, 323, 382,
 386, 391
 Tatary, przedmieście Lublina 70, 71, 77,
 78, 164, 316
 Terebiń 200
 Tereszpól 217
 Tomaszowski Padół 207, 224, 225, 233,
 254
 Tomaszów Lubelski 207, 212, 214, 224,
 237, 238, 243, 254, 259, 384
 Topola 142
 Topornica, potok 187
 Trawniki 104, 108, 111
 Trubaków 127
 Trzeszczany 139
 Trzydnik 275
 Tuczapy 212
 Turka 75, 76
 Turobin 16, 145, 188, 189, 224, 230, 232,
 244, 272, 383
 Turobińskie Obniżenie 188, 189, 223, 225,
 284
 Turzyniec 235 (ryc.), 236 (ryc.), 345
 Tworyczów 185, 191, 192 (ryc.), 194
 Tyśmienica 89, 108, 369
 Tyśmienica, rzeka 31, 75, 88, 89, 319, 324
 Tyszowce 16, 197, 200, 209, 210, 211, 212,
 342
 Tyszowiecka Kotlina 16, 186, 195-206, 211,
 284, 365
 Tyszowiecka Grzęda 321
 Uchanie 16, 135
 Udal, rzeka 128, 132, 318, 319
 Udrycze 138, 186, 191, 321, 382
 Uherka, rzeka 113, 115, 116, 117, 118,
 119, 123, 124, 125 (ryc.), 126, 127, 128,
 132, 197, 290, 292, 301, 325, 346, 391
 Uhrynów 197, 211
 Ujazdów 178, 179 (ryc.), 185
 Uhrusk 128
 Urzędowski Płaskowyż 13, 216, 219, 220,
 260, 284, 350, 351
 Urzędów 13
 Uściług 278
 Wapielnia 214, 223
 Waręż 211
 Wareżanka, rzeka 196, 211
 Wąwolnica 43
 Wełnianka, rzeka 128
 Werbkowice 135, 139, 198, 200
 Wereszyn 201
 Wesołówka 87
 Wielącza 187
 Wielkopole 166
 Wieprz, rzeka 7, 8, 10, 13, 15, 16, 21,
 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29 (ryc.), 31, 32,
 33, 35, 36, 38, 40, 59, 62, 67, 70, 75,
 78, 79, 80, 83, 86 (ryc.), 87, 88 (ryc.),
 89, 90, 95, 96, 100, 101, 102 (ryc.), 103,
 104, 105, 106 (ryc.), 107, 108, 109, 110,
 111, 112, 119, 120, 123, 125, 126, 127,
 133, 135 (ryc.), 137, 139, 142, 143, 144,

- 145, 161, 165, 166, 167, 171, 175, 176
(ryc.), 177, 179, 181, 183, 185, 188 (ryc.),
190, 191 192, 193 (ryc.), 194, 195, 205,
206, 210, 212, 214, 216, 217, 218, 220,
221, 222 (ryc.), 223, 224, 225, 230, 231,
232, 233, 234, 237, 239, 345, 246, 247,
253, 254, 255, 256, 258, 261, 263, 267,
268, 272, 273, 274, 278, 280 (ryc.), 283,
285, 286, 297, 300, 301, 302, 304, 305,
310, 311, 313, 314, 316, 317, 318, 319,
320, 321, 322, 323, 324, 325, 331, 333,
336, 342, 343, 345, 351, 356, 357, 366
(ryc.), 367, 369, 370, 372, 376, 381, 382,
383, 384, 386, 390, 391
- Wieprzec, potok 187
- Wieprzowe Jezioro 224
- Wierzba 191
- Wierzchoniów 15, 253, 255, 284, 351, 355
- Wierzchowina 167
- Wilczopole 153
- Wincentów 107
- Wirkowice 178, 181
- Wisła, rzeka 7, 10, 11, 13, 15, 40, 41, 42,
44, 49, 56, 227, 253, 255, 258, 259, 260,
264, 265, 267, 274, 283, 284, 286, 297,
299, 300, 301, 307, 311, 317, 319, 323,
327, 334, 336, 337, 349, 356, 363, 365,
383, 384
- Witaniów 80
- Witoszyński Potok 42
- Witowice 49, 51, 52, 53, 55, 56, 59, 78, 316
- Władysławin 167
- Włodawa 271
- Włostowice 53
- Wojśławice 16, 142, 350
- Wojśławka, rzeka 16, 134, 138, 142, 181
310, 351, 353, 354, 367
- Wola Bychawska 148
- Wola Idzikowska 111
- Wola Studziańska 147, 220
- Wola Syrnicka 26, 36
- Wolica, rzeka 16, 133, 134, 138, 139 (ryc.),
142, 181, 186, 256, 310, 351, 367, 369
- Wolwinów-Kolonia 113
- Wołkowiany 130, 310
- Wólka 142, 166
- Wólka Łabuńska 211
- Wólka Łańcuchowska 97, 100
- Wólka Orłowska 176
- Wólka Rokicka 30
- Wrotków 67, 68, 69, 73, 77, 157, 296, 356, 372
- Wygnanowice 166
- Wysokie 143, 144, 145, 155, 169 (ryc.),
170, 188, 385
- Wywioczka 57, 58, 59, 80, 235
- Wyźnica 15, 253, 255, 284, 351, 355
- Zabytów 142
- Zadębcze 197, 296
- Zaklików 214
- Zakłodzie 188, 192, 193, 194 (ryc.), 324,
359
- Zakręcie, przedmieście Krasnegostawu
105, 107, 108, 324
- Zakrzew 93, 94 (ryc.), 96, 102, 273, 368
- Zakrzówek 160, 367
- Zamojska Kotlina 16, 177, 179, 185-195,
223, 234, 274, 284, 285, 320, 321, 333,
342, 356, 357, 366, 368, 370, 383
- Zamojski (Zamojsko-hrubieszowski) Pa-
dół 16, 134, 175, 185-206, 208, 223, 225,
230, 254, 259, 263, 266, 272, 274, 276,
278, 284, 285, 291, 325, 350, 352, 353,
355, 365
- Zamość 185, 187, 190, 260, 308, 383
- Zamszany 176
- Zaręka 197
- Zastawie 179, 232
- Zawada 111, 187
- Zawadówka 126, 127, 129, 279, 319
- Zawichost 11, 296, 299
- Zawieprze 140
- Zawieprzyce 30, 31 (ryc.), 32, 33, 87, 314
- Zażółkiew 166
- Zemborzyce 67, 73, 307, 367
- Zielone 237
- Ziółków 32, 80, 82, 88, 89, 90
- Zwierzyniec 214, 218, 220, 221, 222 (ryc.),
223, 233, 234, 235, 236, 237, 239, 243,
244, 255, 256, 261, 263, 285, 301, 304,
366, 367, 384
- Zwierzyniecki Padół 216, 217, 220, 223,
224, 229, 230, 237, 243, 267, 304
- Zygmuntów 168, 172
- Żdanów 190
- Żmudź 131
- Żółkiewka 166, 287
- Żółkiewka, rzeka 143, 144, 145, 161, 162,
166, 167, 168, 169, 170, 171, 172, 174,
180, 255, 310, 321, 331, 348, 369
- Żuków 166

ЛЮБЛИНСКАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ РЕЛЬЕФ И ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

РЕЗЮМЕ

Введение

Люблинская возвышенность расположена между средними течениями Вислы и Буга, от 200 до 300 м над уровнем моря. Самая высокая ее часть находится на юге. Это Розточе — полоса холмов, поднимающихся выше 300 м (до 390 м); к югу опускаются они очень крутым уступом к Сандомирской низменности (южный уступ Люблинской возвышенности). К северу возвышенность наклонена незначительно.

Осью возвышенности является река Вепш, которой источники находятся на Розточе, текущая консеквентно к северу.

Для лучшей характеристики морфологии и четвертичных образований возвышенности, область разделена на более мелкие ландшафтные единицы. Эта классификация представлена на карте — рис. 2. На юге мы видим высокий вал Розточа, в середине же возвышенности два значительные возвышения (достигающие 300 м), названные Гелчевской и Грабовецкой высотами. Кроме этих высот, здесь имеются многочисленные „плоскогорья“, поднимающиеся в среднем до 200—250 м, (например, Белжицкое, Ужендовское, Казимерское) и весьма своеобразный ландшафт островных холмов, названный здесь „Хелмскими Пагурами“. Крупные вогнутые формы в пределах возвышенности — это Замойско-Грубешовское понижение, простирающееся в широтном направлении поперек бассейнов Вепша и Буга, и другие котловины, как например, Дорогуцкая котловина у р. Вепша, котловина Ходля и Дубенки.

Автор произвел систематические полевые исследования возвышенности в 1945—1954 годах. Собран богатый материал наблюдений относительно морфологии а также геологии четвертичного периода. Используются многочисленные буровые скважины, произведенные в последние годы на возвышенности. Результаты исследований автора появились отчасти в печати (Литература [41—52]); настоящий труд является синтезом всех работ. Вместе с тем это первая такого рода монография Люблинской возвышенности.

Работа состоит из двух частей. В первой дано подробное описание рельефа четвертичных отложений отдельных районов возвышенности, во второй, синтетической, представлено развитие морфологии всей возвышенности от мелового периода по голоцен.

Главные морфологические направления возвышенности

Предварительный анализ гипсометрической карты возвышенности (Рис. 1), а также ее водной сети приводит к заключению, что эта область имеет весьма правильные морфологические направления. Это направления долин, хребтов и уступов. Особенно типичными являются здесь субсеквентные направления (Рис. 92). Они пересекают всю возвышенность поперек, от бассейна Вислы (правобережные притоки этой реки) через весь бассейн Вепша, достигая р. Буг.

Здесь возможно выделить три системы направлений. В восточной части возвышенности преобладает широтное направление. Направление это общеизвестно на Волыни (восточнее Буга — СССР), поэтому названо оно волынским. С юго-востока проявляется на возвышенности розтоцкое направление (северо-запад—юго-восток). В западной части возвышенности господствует направление запад-сев.-зап.—восток-юго-восток названное люблинским. Следует подчеркнуть, что долина Вепша является важной морфологической границей. К востоку от Вепша господствует система волынская и розтоцкая, к западу система люблинская, которая является как-будто результативным направлением, возникшим из соединения волынской и розтоцкой систем. Такое расположение говорит много о морфологической эволюции возвышенности.

Выделенные морфологические направления являются направлениями субсеквентного типа, следовательно связаны с геологическим строением возвышенности. Возвышенность состоит главным образом из отложений среднего и верхнего мела, которые заполняют большое геосинклинальное углубление, так называемую „Люблинскую (или Львовско-Люблинскую) мульду”. Структурные черты этой синклины иллюстрирует карта 93 (по Пожарыскому). В оси синклины проходит долина Вепша (вниз от г. Красныстава), большая часть возвышенности принадлежит к юго-восточному склону синклины.

Меловые породы в литологическом отношении здесь довольно разнообразны. Имеются здесь мягкие, богатые известью мергели, более твердые известняки и известково-песчаниковые гезы. Породы выходят на поверхность в виде полос, которые параллельны к синклине (Рис. 94 — карта изготовлена геологом проф. Вл. Пожарыским). Большое сходство между направлением этих полос и направлением долин и хребтов возвышенности указывает на то, что формы возвышенности в значительной мере отражают нам различную сопротивляемость пород.

Особое влияние на формы местности имеют трещины в меловых породах (Рис. 95, 96 карта и диаграмма). Трещины создают систему, в которой преобладают два направления: первое из них соответствует простирацию пластов (в секторе СВ), второе — падение пластов люблинской синклины (в секторе СВ). Трещины бесспорно имеют меньшее влияние на рельеф чем устойчивость пород (полосы мягких и твердых пластов), часто однако обе причины, действуя совместно, создают весьма сильное предрасположение к субсеквентным морфологическим направлениям.

При анализе глубинной тектоники возвышенности, автором выяснена зависимость направлений современной морфологической поверхности от линий старых тектонических построений этой области. В основании меловых отложений находятся элементы старопалеозойской, варисцидской и молодо-киммерийской тектоники. Старые тектонические направления возобновились в более молодых орогенных фазах. Итак Свентокшиский хребет, который простирается под отложениями мела и юры в южной части возвышенности, имеет направление ЗСЗ—ВЮВ. Варисцидская тектоника создала люблинскую синклину о направлении

СЗ—ЮВ. Оба эти направления возродились в молодом-киммерийском орогенезе, а потом в альпийском, создавая соответствующие формам палеозойского основания простирание слоев и системы трещин. Таким образом старые направления проникли в послемеловой рельеф.

Элементы морфологии палеогена

Послемеловой (третичный) рельеф возвышенности проходил несколько этапов развития. Первый этап приходится на палеоген, вероятно на эоцен, во всяком случае перед олигоценом. В это время здесь господствовал континентальный период. Реконструкцию доолигоценового рельефа можно произвести на основе распространения олигоценовых отложений на возвышенности и в прилегающих районах (зеленые, глауконитовые пески). Олигоцен залегает к северу от Люблинской возвышенности, на низких пространствах Подляся, в виде сплошного покрова. На возвышенности встречаются лишь небольшие пласты этих отложений, и скорее в понижениях. Из этого факта можно заключить, что главные впадины возвышенности были уже готовы перед олигоценом — следовательно существовали здесь Дорогуцкая и (вытянутая) Замоysкая Котловина. Следовательно в это время был сформирован хребет, отделяющий выше упомянутые понижения. Следовательно существовали Гелчевская и Грабовецкая высоты. Формы, существующие с палеогена, имеют широтное направление, стало быть воляньское. Это и есть доказательство возраста продольного морфологического направления (Рис. 97).

Люблинская возвышенность в миоцене

Третичные моря несколько раз вступают на возвышенность. В тортоне доолигоценый рельеф подвергся выравниванию. По поверхности тогдашних отложений текли реки, создавая первые меридиональные долины. В то время были прорезаны старые палеогеновые хребты. Долины прорыва (например, Буга) возникли путем эпигенеза.

Очень важное значение имела сарматская трансгрессия. Море и озера того времени не прикрыли всей возвышенности. Об этом свидетельствуют пласты сарматских песков и песчаников, находящиеся за пределами и ниже холмов средней части возвышенности (Гелчевская и Грабовецкая высоты). Вдоль этих холмов проходит сарматская бегерова зона. Следовательно мы имеем возможность определить возраст форм связанных с берегом сарматского бассейна.

Сарматско-плиоценовая педиplanation, возникновение уступов возвышенности и островных гор

К концу сармата и в плиоцене возникли на возвышенности большие поверхности выравнивания. Выделено здесь три горизонта — верхний 270-300 м, средний 200—250 м и нижний 180—195 м. Верхний горизонт находится в средней части возвышенности; это верхняя поверхность Гелчевской и Грабовецкой высот. Он находится также на Розточе, где достигает 320 м над уровнем моря. Средний горизонт (220—250 м) окаймляет крупные понижения среди возвышенности, а именно котловины и долины. От понижений он поднимается консеквентно к выше лежащим участкам возвышенности.

Заслуживает внимания факт, что выделенные горизонты срезают пласти разного возраста и разной сопротивляемости. Эти формы являются не структурными а денудационными. Отдельные горизонты отделены от себя крутыми уступами. Это весьма характерные формы. Простираются они независимо от современных рек, имеют широтное направление, или же концентрически окаймляют главные высоты возвышенности (например, Гелчевскую высоту). Самым важным и самым отчетливым является уступ, отделяющий верхний горизонт от среднего (Рис. 98, 99).

Верхний горизонт (270—300 м) соединяется непосредственно с береговыми отложениями сармата. Уровень ниже-сарматского моря был денудационным базисом, по отношению к которому был срезан и подогнан рельеф Розточа и внутренней части возвышенности. Среди этой поверхности выравнивания очень часто встречаются холмы денудационных останков, имеющих куполообразную форму, однако с крутыми склонами. На этом основании автор склонен считать этот горизонт как педипланационную поверхность.

Средний горизонт возник вследствие тектонического движения, благодаря которому морские и озерные отложения сармата встречаются сегодня в высших частях возвышенности. Амплитуда движения составляла около 100 м. От окраин возвышенности и ее внутренних котловин упомянутый горизонт распространялся дальше за счет уменьшения площади верхнего горизонта. Это происходило путем передвижения назад денудационного уступа, который разделяет оба горизонта. Этот уступ весьма отчетлив еще и в настоящее время. Перед денудационным уступом, в пределах среднего горизонта, встречаются многочисленные денудационные островные холмы. К ним принадлежит известный ландшафт островных холмов в окрестностях Хелма а также участки, расположенные к югу от Люблина (Рис. 40). На вершинах холмов сохранились часто толщи сармата.

Слабый, но однородный уклон горизонта, островные формы в его пределах, крутой внутренний уступ, вогнутые склоны этих форм, заметный излом между горизонтом и склонами холмов и уступа, независимость расположения горизонта от направлений рек и долин — вот характерные черты, указывающие на педипланационный генезис этих форм.

Автор связывает возникновение этого горизонта с денудацией полусухого, степного климата. Этот климат господствовал в Польше в плиоцене, особенно в верхнем плиоцене. Существует много доказательств этого факта — между прочим, флора сохранившаяся в отложениях карпатских котловин (последние исследования Шафера). Коррелятным отложением в отношении процессов педипланации возвышенности являются плиоценовые пески, илы и глины, покрывающие всю северную Польшу (здесь принадлежат так называемые познанские глины). Издавна предполагали (например, Левинский [89]), что это пылеватые отложения сухого и теплого климата. Морфологический анализ Люблинской возвышенности привел к обнаружению денудационных аналогов этих отложений. Это широкая педиплена среднего горизонта возвышенности.

Таким образом неоген повлиял весьма выразительно на морфологию возвышенности. Полусухой степной или саванновый климат с начала в конец сармата, потом в плиоцене создал условия возникновения двух главных поверхностей возвышенности; верхнего горизонта Розточа и Высот а также среднего горизонта возвышенности. Их разделяет время с теплым, но очень влажным климатом (нижний плиоцен). Он господствовал тогда, когда возвышенность была охвачена тектоническими движениями (поднятие отложений сармата).

Люблинская возвышенность накануне ледникового периода

Самым молодым отложением третичного периода Люблинской возвышенности являются сарматские пески и песчаники. Непосредственно моложе их являются отложения, которые не принадлежат еще к четвертичному гляциалу возвышенности (не содержат скандинавского материала), однако не имеют также ни фауны, ни петрографических особенностей, характерных для типичных третичных отложений. Среди них находятся обломки сарматских пород уже во вторичных залежах. К этим отложениям применяется здесь название „прегляциальные отложения”.

К ним принадлежат гравий и пески, залегающие на дне глубоких долин возвышенности. Они прикрыты толстыми, мощностью в несколько десятков метров, образованиями четвертичного периода, которые заполняют долины. Карта 100 дает распределение местоположений прегляциала возвышенности.

В прегляциальном гравии встречаем преимущественно гальку, происходящую от старых пород как самой возвышенности, так и соседних районов. Это лидиты, кварцы, кремни, разные песчаники, карпатские менилиты (подробный петрографический анализ этих материалов дан в работе [45]). Надо предполагать, что этот гравий был отложен в третичных бассейнах возвышенности. После размыва третичных отложений они оказались во вторичной залежи и продержались до настоящего времени на дне долин как остаточный материал.

Существуют региональные различия в прегляциале возвышенности. А именно отложения в долине Вислы и Люблинской Быстрицы, т. е. в западной части возвышенности, содержат карпатские породы (устойчивые против выветриванию менилиты); в восточной части возвышенности, в окрестностях Буга, в отложениях прегляциала имеется лишь галька, происходящая из волынских пород, значит с востока. Этот факт свидетельствует о том, что в третичном периоде а также в конце этого периода Люблинская возвышенность имела гидрографическую связь с Вольнойю и с Карпатами. Учитывая распределение „прегляциальных отложений”, можно приблизительно определить границы третичного и четвертичного периода на возвышенности.

Как упомянуто выше, прегляциальные долины возвышенности врезаны глубоко. Их дна лежат на абсолютной высоте 130—150 м. Они были два раза глубже чем современные долины, которые заполнены мощными четвертичными отложениями. Важно, что прегляциальные долины довольно резко врезаны в поверхность педиплена (средний горизонт, который, как нам известно, возник в верхнем плиоцене). Этот врез имеет 50—100 м. глубины.

Таким образом ясно, что в конце плиоцена, после периода сухой педипланации, последовало бурное оживление эрозии рек, которые врезались теперь в плиоценовый педиплен. Эта эрозия указывает на влажную фазу климата, которая предшествовала плейстоцену. Она была впрочем отмечена и в Карпатах, в верхней части несомненно плиоценовых отложений. В разрезе Чорштына (Мизерна) Шафер отмечает [171] появление холодной флоры а вместе с тем смену пылеватых осадков крупнозернистыми. „Увеличение атмосферных осадков в то время не подлежит сомнению, ибо это ясно следует из резкой перемены характерных черт верхне-плиоценовых отложений” — пишет этот автор (Шафер [171], стр. 116).

Речные осадки прегляциала Люблинской возвышенности отложены уже в пределах глубоких долин, возникших, как полагаем, к концу плиоцена. Эти осадки начинают новый, большой цикл седиментации, который с несколькими

перерывами длился весь плейстоцен. Надо полагать, что „прегляциал” возвышенности является отложением самого древнего плейстоцена. Осадки этого возраста соответствуют какому-то оледенению, которое не охватило Люблинской возвышенности, но обозначилось в ее пределах климатической седиментацией.

Граница между третичным и четвертичным периодами на возвышенности имеет эрозионный характер.

Непосредственно перед ледниковым периодом можно отметить на возвышенности оживление тектонических движений. Доказательством этого является уже углубление рек в плиоценовую поверхность выравнивания. Однако более заметные следы этих движений констатируем в пределах южного уступа возвышенности. Этот весьма смелый, прямолинейный уступ, отделяющий Люблинскую возвышенность от Сандомирской низменности, возник непосредственно перед оледенением. Этим объясняется его свежий вид. Два глубокие понижения (названные здесь „пассажами”), прорезающие поперек Розточе, одно около Звезжинца, второе около Горайца — это старые долины, начала которых отрезаны сбросом уступа (Рис. 80). Надо наконец добавить, что следы очень молодых, даже послеледниковых тектонических перемен известны здесь и до настоящего времени — а именно свежие углубления долин а также многие водопады и быстрицы в долинах рек, текущих из Росточа к югу.

Нижний плейстоцен возвышенности

К самым древним отложениям плейстоцена следует отнести прегляциальный гравий. Выше залегают илы с лёссовым механическим составом, которые имеют солифлюкционную структуру. Еще выше встречается речной гравий, содержащий обломки скандинавских материалов. Он найден в буровых скважинах, в нижних слоях отложений долины Вепша, южнее Красныстава (Рис. 66). К северу от возвышенности, около Любартова (села Сырники и Чернеюв) залегают образования самого старого оледенения в виде горизонта (мостовой) валунов со скандинавским материалом. Разрез Чернеёва (Рис. 4) указывает, что этот горизонт отделен от выше лежащей морены речными песками.

Возникает вопрос, существуют ли под повсеместно выступающей на возвышенности мореной, которую мы причисляем к краковскому оледенению (миндель-эльстер), следы еще более древнего оледенения. Гравий Красныстава и валунный слой Чернеёва являются следом такого рода. Следует все-таки подчеркнуть, что между упомянутым гравием и мореной нет осадков, которые можно бы наверно зачислить к интергляциалу. В этих осадках найдены лишь немногочисленные пыльцы деревьев, между прочим тсуга (Карашевский [58]). Они могут указывать лишь на холодный интергляциал, а вернее интерстадиял. Очень возможно, что она соответствует осадкам горизонта Тегелен, но уверенности в этом отношении мы не имеем.

Со времени возникновения эрозионно-денудационной поверхности к концу плиоцена на возвышенности происходили холодные климатические колебания, в которых мы видим начало плейстоцена. Последовательность седиментации, а именно речной гравий, потом солифлюкционные илы, флювиогляциал и крупный гравий валунного слоя со скандинавским материалом — вот указатели холодных фаз, из которых каждая следующая была суровее предыдущей. Наконец последовала настолько сильная термическая депрессия, что ледник смог продвинуться к возвышенности и даже вступить на ее поверхность.

Так начался плейстоцен на возвышенности, а именно не бурным большим

оледенением, но усиливающимися колебаниями климата. Прежде чем наступило оледенение возвышенности эта область была уже по крайней мере один раз перигляциальной зоной.

Главный интергляциал на возвышенности

В последнее время (уже после войны) найдены на Люблинской возвышенности многочисленные межледниковые отложения в виде озерных осадков, главным образом гиттии и торфа. Они были исследованы главным образом в Ботаническом Институте Краковского Университета (у проф. Шафера). На основании пыльцевого спектра отложения эти были зачислены к так называемому Большому Интергляциалу (Мазовиен I, согласно прежней номенклатуре Шафера), следовательно соответствуют периоду между краковским (миндель) и средне-польским оледенением (Рисс). К нему принадлежат следующие местонахождения: Сырники, Цеханки Кшесимовске, Новины Жуковске, Тажимехы (Карта II). В первой части настоящей работы описаны подробно геологические разрезы некоторых из этих местонахождений, а именно Сырники (совместно с Чернеёвом, Рис. 4), Цеханки Кшесимовске (Рис. 32), Тажимехы (Рис. 66). Нужно добавить, что почти все из упомянутых мест (за исключением Сырник и Чернеёва) не имеют ясного геологического положения ибо они лежат вне пределов средне-польского оледенения; выше межледниковых отложений нет морен или заметных следов оледенения. Основанием для зачисления этих осадков к Большому Интергляциалу были ботанические аргументы, которые были собраны Дьяковской [22] и Шафером [170]. Они констатируют что этот интергляциал отличался повидимому холодным климатом. Следует однако заметить, что в отложениях этого интергляциала обнаружены на Люблинской возвышенности плоды винограда (*Vitis silvestris* Gmel) а также экзотических деревьев, как *Picea omoroicoidea*, *Abies Fraseri*.

Палюдиновые пески в долине Буга и Гучвы около Грубешова происходят с того-же интергляциала. Они заполняют интергляциальные долины этих рек, а мощность их достигает 30 м. Они содержат такие виды, как *Theodoxus serratififormis*, *Valvata naticina* и *Litoglyphus*.

Средне-польское оледенение

Палеографическую картину Люблинской возвышенности во время этого оледенения (которое считали за аналог Рисса) представляет карта IV. Материковый ледник дошел тогда до северной окраины возвышенности, продвинулся дальше к югу вдоль Вислы, Вепша и Буга. Это оледенение не оставило отчетливых следов (холмов) конечных морен, но сохранились маргинальные осадки, с гляциотектоническими нарушениями. Со временем максимального распространения материков оледенения мы связываем глины и илы, содержащие обильные остатки дриасовой флоры (определенной А. Сь родо нем [173]. Они заполняют долины и котловины вдоль Вепша и Буга (Карта IV). Надо полагать, что дриасовые илы около Крыстынороля на Буге, описанные Шафером [168] в 1912 г. как осадок самого древнего оледенения, на самом деле являются образованием той большой перигляциальной седиментации, которая господствовала на возвышенности во время средне-польского оледенения. Это были отложения ленточного типа.

В это время возвышенность подвергалась могучему воздействию солифлюкции. Это так называемый старший солифлюкционный горизонт, в отличие от младшего горизонта, образовавшегося во время последнего оледенения. Лучшее местонахождение старшего солифлюкционного покрова известно в долине Вепша в Избице (Рис. 45) к югу от Красныстава. Солифлюкционные пласты содержат здесь кроме остатков старой морены громадную массу мелового щебня. Вообще этот тип более старых солифлюкционных образований характерен для всей возвышенности. Из этого следует, что в перигляциальной зоне средне-польского оледенения морена старшего (краковского) оледенения подверглась значительному разрушению. Ввиду близкого соседства ледника механическое выветривание способствовало нагромождению на меловой поверхности большой массы щебня. Этот материал очень распространен в солифлюкционных покровах.

Во время максимума распространения ледника его воды текли долинами Цеменги и Быстрой (Заборский [191]). Потом наступила регрессия ледника на линию, определенную течением современной реки Курувки (долина маргинальная). Это была весьма важная эрозионная фаза. Ледниковые воды изрезали северную ступень возвышенности. Эта форма не имеет ничего общего с тектоникой, как это некогда предполагали. Она вырезана в отложениях более старого (краковского) оледенения, но не в меловых породах.

Стратиграфия отложений и хронология событий последнего оледенения

После средне-польского оледенения господствовала на возвышенности оживленная эрозионная деятельность рек. Долины были углублены неравномерно — больше в северной чем в южной части возвышенности. По отношению к долинным покровам средне-польского оледенения, максимальные врезы достигли 20—40 м (например, в долине Угерки около Хелма). Однако это не правило. В некоторых долинах эрозионная фаза окончилась на уровне близком к высоте их современного дна. Это было время усиленных атмосферических осадков — оно соответствует началу интергляциала.

Наступает теплая седиментация илов, песков и торфов, следовательно застой эрозионных процессов. С этого времени происходят месторождения интергляциальных торфов в долине Вепша, в Ланьцухове около Ленчной и в Закренце около Красныстава.

Начинается оледенение, возвышенность подвергается воздействию факторов перигляциального климата, которые дают огромные эффекты деградации на склонах и седиментации (коррелятные осадки) в долинах. На склонах возникают лёссы, в долинах пески и илы с типичными ленточными прослойками. Имеются здесь две серии этих отложений. В долинах они разделены отчетливой эрозионной поверхностью. Это доказывает, что после осаждения нижних перигляциальных песков существовала эрозия, после чего наступила вторая фаза седиментации. Отложения склонов (лёсс) разделяются на две части толстым слоем ископаемой почвы. Наступление более теплого климата, которое способствовало химическому выветриванию и эрозии, автор склонен связывать с оринияцким интерстадиалом. Нижняя серия (нижний лёсс) соответствует бранденбургскому надвижению, верхняя серия познанско-франкфуртской стадии. К концу гляциальной седиментации дно долин установилось на высоте главной аккумулятивной террасы, встречаемой почти во всех долинах на возвышенности (высота 15—20 м). Разрез террасы произошел во время катагляциального повышения температуры, главным образом в постгляциале.

Перигляциальные процессы и образования

Люблинская возвышенность построена из пород, которые очень легко поддавались перигляциальному выветриванию и перигляциальной денудации. К ним принадлежат: меловая опока и меловая геза, из которых построена большая часть поверхности возвышенности. Установлено, что перигляциальное выветривание в некоторых местах достигало 2,5–3,0 м глубины. Сверху образовался мелкий щебень, сильно криогенически нарушенный, глубже пласт щебня не нарушенный. Сохранение щебня и криотурбаций непосредственно под современной поверхностью является доказательством, что эта поверхность унаследована после перигляциального периода. Деятельность постгляциальных процессов была относительно невелика.

В окрестностях Пулав, Люблина, Рейовца и Хелма, следовательно в северной части возвышенности, имеются холмы, когда то считавшиеся конечными моренами средне-польского оледенения. Это не соответствует истине. Не смотря на то, что эти формы построены из гравия, песков и глин, происходящих из эпохи средне-польского оледенения, они срезаны и перигляциально переработаны во время последнего (Балтийского) оледенения. Это и является доказательством, что эта громадная перигляциальная формировка, результаты действия которой мы констатируем на всей возвышенности (на основании более древних пород), происходит от последнего оледенения.

Существуют два типа перигляциальных процессов — солифлюкция и смывание. Оба эти процессы действовали на возвышенности. Действовали они в самом деле одновременно, но максимум их действия падает на разные времена. Солифлюкционные образования встречаются часто под покровом делювиальных (намытых) отложений. Смывные процессы достигают самой высокой степени к концу гляциала. В это время возникли большой мощности пласты пылевато-песчаных делювиев. Они покрывают почти все склоны и соединяются с песками перигляциальной террасы (15–20 м) долин возвышенности. Надо подчеркнуть, что эти отложения (как на склонах, так и на днах долин) имеют типичную структуру, ритмическую слоистость. Вперемежку чередуются здесь темные и светлые прослойки, которые отличаются содержанием пыли. Самые лучшие примеры встречаем в Замойской котловине. Эта широкая котловина заполнена описанными ленточными песками (Фот. 28). Воды рек, особенно во время весенних паводков, были перегружены материалом из ближайших склонов. Явление это очень распространено во всех частях возвышенности. Эти отложения выделил тоже Пожарыский [126] в долине Вислы и назвал их песками „высокого отложения”.

Проблема лёсса

Люблинская возвышенность является типичной лёссовой областью. Из всех образований плейстоцена этот осадок выдвигается на первое место, навязывает возвышенности отчетливые морфологические черты и даже определяет в некоторой степени её экономическое значение. (Люблинская возвышенность — самый важный сельско-хозяйственный округ Польши). Литература этих проблем довольно обильна. Надо упомянуть две недавно опубликованные основные работы в этой области, а именно Малицкого [94] в 1949 г. и автора настоящей монографии [48] в 1950 г. По отношению к работе с 1950 г. автор в некоторой степени изменил свой взгляд на генезис люблинского лёсса.

Итак на возвышенности выделяется два типа лёсса: лёсс первичный и лёсс вторичный.

Лёсс первичный не является образованием без структуры, как это прежде полагали. Автор описывает в первой части ряд обнажений лёсса, находящегося высоко на плоской поверхности возвышенности (например, кирпичный завод Лемщизна около Люблина, рис. 21). Это непереотложенный лёсс. Оказывается, что этот первичный лёсс имеет своеобразную структуру, состоящую из очень мелких, иногда волнистых (как рипль-марки) прослоек. Это ритмическая слоистость. Подобную структуру, из окрестностей Кракова, описал Л. Савицкий [151].

Автор считает этот первичный лёсс за эоловый, осажденный ветром дующим относительно тихо, главным образом зимой. Следовательно лёсс является нивео-эоловым осадком. В ритмике осадка заметно таяние зимнего снега, который был отложен вместе с лёссовой пылью. Характерная слоистость лёсса становится заметнее в лёссах, отложенных в долине, например, на террасах. Это так называемые „долинные лёссы”. Роль талых вод в возникновении их структуры была большая нежели в „верхних лёссах”.

Автор обращает внимание на громадные фациальные различия лёсса на Люблинской возвышенности. Меняется количество пыли в лёссе, лёсс может быть с большой примесью песка. Замечен также переход лёсса на перифериях в пылеватые перигляциальные пески. Это даже очень частое явление. Автор считает справедливыми взгляды Таверниера [177] или Тайльефера [175], поскольку они касаются определения фациальных изменений лёсса.

Автор описывает многочисленные криогенические нарушения (особенно клины) и нарушения водно-денудационные (ископаемые колодцы, трубы, следы рывтин) в первичном лёссе (например рис. 46). Описанное выше обнажение лёсса около кирпичного завода в Лопатках (Рис. 13) является здесь лучшим примером. До настоящего времени существовало скорее стремление к упрощению процесса лёссовой седиментации. Условия этой седиментации не были так однородны, как это вообще полагают.

Невозможно найти четкую границу между первичным лёссом и лёссом, возникшим вследствие преобразований первичного лёсса, то есть вторичным лёссом. Причиной этого является то, что изменения в лёссе происходили сингенетически, то есть уже в моменте его откладывания.

Все же понятие вторичного лёсса надо выделить. Этот лёсс имеет своеобразную стоковую структуру, то есть зависящую от таких процессов, как гравитационные склоновые изменения, а также намывы. Первый из этих процессов это главным образом солифлюкция. Изредка лёссовая солифлюкция происходила как однородный исключительный процесс, чаще она действовала совместно с абляционными водами.

Распространение лёсса на Люблинской возвышенности представлено на карте V. В картине этой поражает размещение лёсса на возвышенности как будто в виде длинных, широтных полос. Автор видит связь этих полос с понижением, а именно с широкими долинами и котловинами. Это был главный источник лёссового материала. Лёсс был отложен местными ветрами, несущими пыль низко над землей. Направление ветров можно определить скорее как восточное. Этот взгляд отличается от общего мнения (которое раньше разделял и автор), что лёсс был отложен западными ветрами. Зимние ветры имели восточное направление.

Движущиеся в сухих местах пылевые массы проходили на своем пути к западу меридиональные долины возвышенности. Проходили только там, где долина была узкая. Тогда поперек долины возникал так называемый „лёссовый мост”,

пласт долинного лёсса, который высушивал и поднимал на некотором участке дно долины. Автор выделил такие „лёссовые мосты” особенно в долине Вепша. Широкая долина, занятая большой рекой, была для лёссовой полосы непреодолимой границей. Таким образом долина Вислы между Казимежом и Пулавами не была пройдена лёссом.

Автор обращает внимание на то, что широтные полосы лёссов имеют на окраинах отчетливые уступы. Такой вытянутый пласт, мощность которого достигает 10—20 м, обрывается к северу и к югу вдоль ровной и четко в поле зарисованной линии. Принимая во внимание отношение лёсса к долинам и водоразделам, можно выделить два типа этих уступов — ресеквентные и обсеквентные (Рис. 10). Они проходят независимо от морфологии основания, пересекают холмы и малые долины, придерживаются одной, как-будто заранее намеченной, линии. С другой стороны следует заметить, что эти уступы вообще параллельны к большим долинам, которые часто являются осью вытянутого лёссового пласта (долина Цеменги около Люблина, долина Войславки на Грабовецкой высоте). Итак автор предполагает, что уступы являются явлением первичной седиментации лёсса (следовательно не эрозии и денудации). Пылевые облака продвигались преимущественно с востока к западу, придерживаясь осей широтных долин. Эти характерные уступы возникли на склонах долин или вдоль сопровождающих их хребтов.

Автор определяет понятие лёссового климатического цикла. Он развернулся во время полного развития гляциала, главным образом как эоловый процесс. Тогда возник первичный лёсс. На возвышенности образовались эти вытянутые пласты с их широтными уступами, возникли лёссовые мосты. По мере потепления климата первичный лёсс подвергался глубоким преобразованиям на склонах под влиянием гравитации и абляции. Лёсс менял тогда свою структуру и сегодня мы наблюдаем в обнажениях преимущественно эту вторичную структуру. Менялась тоже и мощность лёсса; она уменьшалась в верхней части склонов и возрастала в нижней их части.

Во вторичных изменениях огромную роль играла экспозиция склона. Солифлюкционные лёссы автор констатирует на склонах, обращенных к югу. Солифлюкционным горизонтам нельзя приписывать большой стратиграфической роли, так как часто это явления микроклимата.

В меридиональных долинах заметно выделяется асимметрия в распространении лёсса (это связано, впрочем, с морфологической асимметрией). Лёсс залегает на западных склонах долин (обращенных к востоку), на противоположных склонах он отсутствует. Следовательно лёсс находится здесь на „холодном” склоне. Автор дает следующее объяснение этих явлений. Здесь лёсс является бесспорно вторичным лёссом. Эти изменения происходили в конце гляциала, когда солифлюкция действовала уже скорее лишь на холодном (обращенном к востоку) склоне. Такая асимметрия в распространении лёсса не имеет ничего общего с первичной седиментацией этого образования, следовательно не может быть доказательством отложения лёсса западными ветрами.

Плейстоценовые террасы долин

На возвышенности выделены высокие аккумулятивные террасы каменного типа. Они поднимаются на 50—60 м над современными днами долин.

В пределах долин заметны две террасы. Главная терраса поднимается на 15—18 м над дном долины, достигая даже до 23 м. Эта терраса возникла в пе-

ригляциальном климате (последнее, балтийское оледенение); её расположение в долине Вепша представляет карта III, IV. Разрез ее вдоль долины Вепша представляет рис. 102.

Характерной чертой этой террасы является то, что относительная высота ее больше в сужениях долин (например, в прорывных участках долин). Таким образом максимальную высоту террасы в долине Вепша наблюдаем к югу от Красныстава, где долина Вепша суживается наиболее. Это не тектоническое явление. Анализируя строение террасы автор констатирует, что развитие ее в значительной мере зависит от притока материала со склона. Делювий склонов повышает террасу там, где противоположные склоны долины сближаются. Образование террасы считались раньше исключительно речным отложением. Это мнение неправильно. Терраса построена из речных, делювиальных и коллювиальных отложений. Соотношение делювиальной седиментации к речной определяет высоту террасы. Это и есть причина больших колебаний высоты террасы.

С этой террасой связаны изменения в течении рек. Вепш тек когда-то прямо к северу до Тысьменицы (Карта II), соединение Вепша с Бытшицей а также возникновение прорыва этой реки около Ленчной произошло в горизонте описываемой террасы, следовательно во время последнего оледенения.

Асимметрия долин

Люблинская возвышенность известна асимметрией своих меридиональных долин. Восточные склоны (обращенные к западу), крутые, западные (обращенные к востоку) слабо наклонены.

Автор придерживается мнения, что асимметрия эта возникла во время плейстоценового развития долин; подчеркивает участие перигляциальных процессов в этих преобразованиях. Как было упомянуто выше асимметрия долин вьжется тесно с асимметрией лёссовых покровов. Возможно даже, что морфологическая асимметрия немного моложе первичного лёсса. Ибо в асимметрических долинах встречаем делювиальный лёсс, следовательно лёсс вторичный. Асимметрические долины развивались главным образом к концу ледникового периода.

Денудационные долины

Люблинская возвышенность является областью замечательного развития денудационных форм, прежде всего денудационных долин. Это короткие формы, начинающиеся широкими ложбинами и переходящие в немного суженную плоскодонную долину. Контур такой формы напоминает дубину. Сектор карты (Рис. 58) из Гельчевской высоты, самого типичного района возвышенности, показывает нам, как велика густота этих форм.

Денудационные долины весьма многочисленны в полосах денудационных уступов. Уступ, который отделяет высокий горизонт возвышенности от среднего горизонта, изрезан густо сеткой долин (Рис. 51). Здесь можно было выделить этапы развития этих долин. Уступ прорезают широкие „бухты” с весьма пологими днами (0,5—2°). Это не аккумулятивные а денудационные дна. Под тонким слоем песка или щебня (до 2 м) везде залегают срезанные меловые породы. Ширина самых больших из этих „бухт” равняется 3—5 км. Четко выделяется излом уклона между дном бухт и склонами уступа. На склонах уступа находятся солифлюкционные образования (Фот. 23).

Надо полагать, что „бухты” это перигляциальные седименты — след перигляциального развития (отступления уступа). Это поперечные денудационные долины. Дна их были преобразованы в педименты. Здесь происходил крупный транспорт материала, уносимого преимущественно тальми водами.

У начала уступовых „бухт” находятся денудационные долины, более узкие и глубоко врезанные в уступ. У выхода они плоскодонны, вверху же логообразные. Бухты возникают вследствие соединения этих долин. Итак автор определяет три этапа развития этих денудационных форм — „бухты”, денудационные плоскодонные долины и денудационные балкообразные долины. Эти последние соответствуют формам „делли” Шмитгеннера.

Третьим местом развития денудационных долин являются склоны больших долин. Итак склоны долины Вепша разрезаны короткими балкообразными долинами (Карта II). Здесь можно точно определить возраст этих форм, ибо их выходы находятся на уровне перигляциальной террасы (15—20 м).

Автор обращает внимание на большие преобразования, какие еще сегодня происходят в денудационных долинах возвышенности весной и после больших дождей. Условием этих преобразований является вспашка земли. Это процессы типа эрозии почв. Иллюстрации 23 и 24 представляют картину изменений в мае месяце 1954 г., связанных с большим ливнем. Надо вообразить, что аналогичный процесс, хотя вполне природный, происходил в конце перигляциала. Поверхность земли не была еще покрыта лесом и атмосферные осадки были довольно обильны, чтобы производить громадное разрушающее действие.

Люблинская возвышенность в конце плейстоцена и в голоцене

В образованиях и формах Люблинской возвышенности ясно обозначается катагляциальная фаза последнего оледенения. Как констатировано выше, гравитационные перигляциальные серии (солифлюкция) кверху уступают место намывным отложениям, в чем автор видит смягчение перигляциального климата.

К концу гляциала констатируется здесь этапное потепление, после которого наступило вторичное похолодание климата. Итак автор находит на возвышенности следы интерстадиала аллереда (Alleröd). Надо добавить, что это известное во всей Европе потепление привело к возврату лёсса на территории всей Польши. Аллеред разделяет более старый перигляциал (так называемый более старый дриас ботаников) от более молодого перигляциала (более молодой дриас). На Люблинской возвышенности к аллереду автор причисляет тонкую субфоссильную почву, которая появляется в верхнем лёссе, а некоторыми из исследователей (Савицкий, Пожарьский) считалась даже за межледниковый горизонт (Следовательно в люблинском лёссе имеем два горизонта фоссильных почв: ориньяцкий горизонт, мощный и частый, и горизонт аллереда, менее отчетливый чем предыдущий).

С периодом аллереда автор связывает возникновение эрозионной террасы высотой 8—10 м, которая встречается в средней части долины Вепша.

После аллереда наступила последняя фаза перигляциала, в которой еще обозначается криогенное движение земных масс (солифлюкция), преобладают однако намывные отложения.

Конец гляциала, как перед аллередом так и после него, был периодом быстрого возникновения денудационных форм, прежде всего денудационных долин.

Перед аллередом возникли описанные выше, большие долины, связанные с более высокой террасой (15—20 м). После него возникли долины, связанные с более низкой террасой (10 м).

Стратиграфия образований и история событий в постгляциале разработана главным образом на основе исследований намывных, пылевых образований, известных на западном Розточе. Мощность этих образований, возникших из размыва гляциальных лёссов, превышает 10 м. Среди них два горизонта субфоссильных почв (Рис. 89). В нижней почве находятся громадные стволы и корни черных деревьев (дуб, липа), засчитываемых когда-то к межледниковым растениям. Ботаническая обработка одного из этих местонахождений в деревне Енджеювка (Бремона [8]) доказала, что это постгляциальная флора. Этот вывод вытекает впрочем из геологических исследований. Слой „черных дубов” соответствует постгляциальному климатическому оптимуму (Litorina).

Таков возраст нижней субфоссильной почвы. После оптимума последовало исчезновение лесов возвышенности, усиление смывных процессов, особенно в лёссовых районах. На этих образованиях возник еще один почвенный горизонт, быть может уже в историческое время. Громадное истребление лесов, произведенное человеком, создало условия возникновения нового слоя намывных образований. Следовательно, это антропогенный слой в смысле концепции Меншинга.

Гляциальный (перигляциальный) и интергляциальный циклы

Сопоставляя геологические образования и морфологические события плейстоцена Люблинской возвышенности, автор заметил, что ледниковые и межледниковые серии, как правило, отделены от себя поверхностью седиментационного раздела, а именно поверхностью эрозии или денудации (Таб. III). Эти границы повторяются почти ритмически, их можно проследить в разных регионах возвышенности и к северу от нее. Определив их стратиграфические позиции, можно было бы связать пространственно с собой и установить таким образом систему циклических морфологических изменений в плейстоцене всей возвышенности. Характерной чертой системы является седиментация в кульминационное время экстремальных периодов (гляциалов и интергляциалов), эрозия же в переходных фазах, следовательно в анагляциальных и катагляциальных периодах. Каждая гляциальная серия как будто бы замкнута вверху и внизу поверхностями эрозии.

Каков климатический смысл сконстатированных фактов? Не согласуется с ними прежняя постановка вопроса плейстоценовой цикличности, например, Пенка или Зергеля, в которой интергляциалы всегда считаются фазой эрозии, гляциалы же фазой речной аккумуляции. Не разъясняют нам также этих фактов более новые схемы Удлюфта [184], Цойнера [193] или Тревисана [181], по которым морфологические циклы развиваются от максимума интергляциала до максимума гляциала (аккумуляция) и от максимума гляциала до максимума интергляциала (эрозия). Прослеженные среди плейстоценовых отложений Люблинской возвышенности эрозионные поверхности занимают всегда посредственное место, лишь иногда замещают они и уравнивают целую интергляциальную серию. Следовательно для выяснения возникновения этих поверхностей необходимо принять систему климатических изменений несколько другую, чем упомянутые схемы гляциального и интергляциального цикла.

Развитие морфологических событий зависит от температуры воздуха и атмо-

сферных осадков. Нам известен современный морфогенез и его зависимость от климата, то есть от температуры и от осадков. Можно определить климатический плейстоценовый морфогенез приняв за основу изменения элементов климата, конечно в сопоставлении с современным климатом. Средняя годовая температура в гляциалах была на Люблинской возвышенности на $8-9^{\circ}$ ниже чем в настоящее время, в интергляциалах же она была заметно выше (*Vitis silvestris* в отложениях Сырник и Цеханок Кшесимовских). Термическая амплитуда между гляциалом и интергляциалом была велика. Можно её считать за показатель по крайней мере такой климатической разницы, какая существует в настоящее время между лесной зоной (климат Польши) и субарктической тундрой. Наши сведения об осадках меньше, как относительно их годовой суммы, так и относительно годового хода. Очень вероятно однако, что амплитуда осадков между гляциалом и интергляциалом не была так значительна как амплитуда термическая. Об этом, что разница между осадками этих двух экстремальных периодов была небольшая, можно судить исходя из общих положений динамики атмосферы. Известна большая влажность интергляциалов в Европе; высокая температура способствовала существованию большого количества водяного пара в воздухе. Распределение центров давления было похоже на современное а влажные западные ветры были причиной довольно высокой годовой суммы атмосферных осадков. Гляциалы же не были до такой степени сухими, как бы это следовало из низкой температуры воздуха. Нужно помнить, что оледенение создавало в Средней Европе линии атмосферных фронтов, вдоль которых количество осадков было относительно большое. Рейхель [131] считал когда-то, что количество осадков в гляциалах было около $10-20\%$ меньше чем сегодня. Кляйн [61] в последнее время немного иначе оценивает понижение годичных сумм атмосферных осадков во время балтийского оледенения. Он предполагает, что годовые осадки Средней Европы во время максимума гляциала составляли лишь $1/4$ до $1/2$ современных осадков.

Таким образом амплитуда кривой осадков меньше чем амплитуда кривой температуры. Из этого следует, что упомянутые кривые пересекаются при переходе из интергляциала к гляциалу, ибо в интергляциале сумма осадков сходит ниже термической диспозиции этого периода, в гляциале же (фронты) проходит поверх данной границы (Рис. 103).

Какие могут быть морфологические следствия такого соотношения температуры и осадков? Морфологическое влияние температуры воздуха заключается главным образом в созидании условий биологической среды, от которой посредственно зависят процессы деградации. Тепло (совместно с соответствующим осадком) дает богатую растительность, следовательно хорошую защиту морфологической поверхности перед разрушающей деятельностью атмосферных факторов. Отсюда слабая эрозионная деятельность при полноте интергляциальных условий. Понижение температуры воздуха от интергляциала к гляциалу способствует исчезновению лесов и вызывает все лучшую экспозицию поверхности земли, которая во время перигляциальной „арктической пустыни” больше всего подвержена деятельности морфологических факторов. Однако эрозия текущих вод не имеет места в это время; слишком много материала выветривания попадает со склонов на дно долин, перигляциальные реки вследствие небольших осадков слишком слабы, чтобы прорезать нарастающий аккумулятивный покров. Из теоретических рассуждений следует, что главная эрозионная деятельность рек приходится на посредственную фазу, в начале и к концу гляциала. Тогда господствовал безлесный или почти безлесный холодный климат, количество

же атмосферных осадков было довольно большое, чтобы производить эрозионную деятельность.

Такая концепция гляциального (или интергляциального) цикла находит поддержку в совокупности наблюдений, относящихся к четвертичному периоду Люблинской возвышенности. Механическое разделение гляциалов как аккумуляционных и интергляциалов как эрозионных периодов неправильно, если принять во внимание, например, что интергляциалы возвышенности дали такой громадный аккумулятивный эффект как сырницко-чернеёвские отложения в долине Вепша или палюдиновые пески Грубешова (30 м). Схема Удлюфта и Тревисана тоже не выдерживает критики в сопоставлении с нашей стратификацией четвертичного периода, ибо в анагляциальной фазе, которая, по выше указанной схеме должна быть аккумулятивной фазой, часто находятся поверхности глубоких эрозионных разрушений (Таб. III).

Эрозионные фазы, которые отделяют интергляциал от гляциала (Еа на рис. 103) а затем гляциал от интергляциала (Ек), определяют нам границы цикла теплой и холодной седиментации. Каждый из этих циклов состоит из двух частей, которые расширяют идею Тревисана и которые можно назвать анагляциальной и катагляциальной частями. Точка поворота цикла равноценна климатической кульминации или депрессии. Таким образом интергляциал состоит из катагляциальной (К_i) и анагляциальной (А) частей. На примере лучше других исследованного интергляциала Сырник, нижние озерные отложения происходят из фазы К_i, пески над торфом из фазы А_i. Гляциал содержит также две части, а именно анагляциальную (А_д) и катагляциальную (К). Примеры такой седиментационной симметрии, когда валунная глина разделяет две похожие на себя песчаные серии и ленточные илы, повсеместные в примыкающей к возвышенности части Подляся.

Путь от интергляциала к гляциалу не обозначает непрерывной и однородной седиментации. Она состоит из теплой интергляциальной седиментации (А_i) и холодной гляциальной седиментации (А), разделённых фазой эрозии (Еа). Обратная последовательность характеризует переход от гляциала к интергляциалу.

История конца плиоцена и голоцена возвышенности согласуется с выдвинутой здесь концепцией цикличности. На это время приходится одна сторона кривой, а именно катагляциальный период. Молодость отложений позволяет на более точное разделение этого периода. Главная эрозионная фаза приходится после периода более молодого дриаса, но перед климатическим оптимумом. В то время была глубоко срезана терраса долины Вепша, дно долины стабилизировалось около 8 м ниже современного уровня реки. Седиментация, наступившая теперь соответствует фазе К_i. Это пески и илы, заполняющие эрозионную ложину и создающие регулярную седиментационную серию. Конец этого участка седиментации обозначается четко слоем атлантических торфов (*Litorina*), который выявляет голоценский климатический оптимум, следовательно кульминационное время интергляциала. Очень вероятно, что верхние аллювиальные суглинки принадлежат уже к анагляциальной фазе (А_i) второй половины интергляциала.

Представленный выше ход явлений гляциального и интергляциального циклов морфологически точно локализован. Это изменения происходящие на дне долин. Они изображают несомненно самую существенную тенденцию развития рельефа, ибо дна долин являются денудационными базами, следовательно отчасти определяют условия развития морфологии склонов. Морфологические изменения самых склонов происходят однако иначе. Надо помнить,

что седиментация на дне долины является преимущественно коррелятным процессом денудации склона — следовательно, это обратный процесс по отношению к этому, что происходит на склоне. В дополнение к эрозионно-аккумулятивному циклу дна долины можно бы говорить о денудационно-аккумулятивном цикле склона (верхней его части).

В так локализованном цикле весь гляциальный период обозначается процессом разрушения (денудация), тогда как интергляциал создает условия стабилизации морфологической поверхности. Из-за отсутствия типичных отложений, которые могли бы быть основой для хронологии отдельных этапов эволюции склона, реконструкция гляциального денудационно-аккумулятивного цикла кажется более трудная и менее надежная, чем реконструкция эрозионно-аккумулятивного цикла.

GEOMORPHOLOGY AND QUATERNARY HISTORY OF LUBLIN PLATEAU

SUMMARY

Introduction

The Lublin Plateau, occupying the area between the middle courses of the Vistula and the Bug, lies at an altitude of 200 to 300 m. The highest part of the plateau is on the south and consists of hills which exceed 300 m in altitude (the highest is 390 m). These hills are called the Roztocze hills; they fall towards the south with a very steep escarpment towards the Sandomierz Plain (southern edge of the Lublin Plateau). Towards the north the plateau has a more gentle slope.

The Wieprz river, which has its source in Roztocze and then flows consistently in a northerly direction, forms the axis of the plateau.

In order to make it easier to describe the morphology and the quaternary of the plateau, the area has been divided into smaller units. This division is given in the map I. The map shows the high Roztocze range of hills on the south, and in the middle of the plateau two extensive elevations (reaching an altitude of 300 m), called here the Giełczew and the Grabowiec „Wierzchowina“ (domed plateaus). Apart from these two elevations, there are many „Plains“ lying at an average altitude of 200—250 m (such as the Bełżyce, Urzędów and Kazimierz plains, and a very unusual landscape formed by inselberge, called here the Pagóry Chełmskie (Chełm Hillocks). In the plateau there are also great concave forms, such as the Zamość—Hrubieszów elongated basin, which runs longitudinally across the basin of the Wieprz and the Bug, as well as basins, such as the Dorohuczka basin on the Wieprz and the Chodel and the Dubienka basins.

The author carried out systematic field work on the plateau in the years 1945—1954. He collected a great deal of material on the morphology and the geology of the Quaternary on the plateau. He took advantage of numerous drillings which had been made in this area in recent years. Some of the result of this research have already appeared in print (Bibliography 41—52), while the present work is a synthesis of the whole of the research. It is also the first monograph of this type on the Lublin Plateau.

The work falls into two parts. The first gives a careful description of the geomorphology and the Quaternary deposits of diverse parts of the plateau. The second, synthetic, part of the work, deals with the morphology of the whole plateau, from Cretaceous to Holocene.

Main morphological direction of the Lublin Plateau

Preliminary analysis of the contourline map of the plateau (Table II) and its watershed leads one to the conclusion that this region has very regular morphological directions. These are the directions of the valleys, ridges, and escarpments. The subsequent directions here are especially characteristic (Fig. 92). They traverse the entire plateau, from the basin of the Vistula (the right-bank tributaries of the river) across the whole Wieprz basin, until they reach the Bug.

Three systems of directions can be seen here. In the eastern part of the plateau longitudinal directions predominate. This is met with everywhere in Volhynia (east of the Bug — ZSRR) hence its name the Volhynia direction. On the south-east the direction of the Roztocze system (NW—SE) encroaches on the plateau. In the western part of the plateau the WNW—ESE direction prevails, called the Lublin direction. It must be stressed that the Wieprz valley is an important morphological boundary. To the east of the Wieprz the Volhynia and Roztocze systems predominate, while the dominant system to the west of the river is the Lublin direction which as it were is an intermediate direction formed by the conjunction of the Volhynia and the Roztocze systems. These directions tell us a great deal about the morphological evolution of the plateau.

These morphological directions are of a subsequent type, and therefore are connected with the geological structure of the plateau. The plateau is built mainly of deposits of Middle and Upper Cretaceous which fill in a great synclinal depression — the Lublin (or Lwów — Lublin) Basin. The structural features of this syncline are illustrated by map 93 p. 257 (acc. to Pożaryski). In the axis of the syncline lies the valley of the Wieprz (below the town of Krasnystaw), while the greater part of the plateau belongs to the southwest side of the syncline.

The Cretaceous rocks show considerable diversity from the lithological point of view. Here they are soft, very calcareous marbles, harder limestones, and arenaceous gaizes. The rocks outcrop on the surface in belts following the strike of the syncline (Fig. 94, p. 259, map by the geologist Professor W. Pożaryski). The valleys and ridges here largely correspond to the strike of these belts. Thus the forms of the plateau reflect to a large degree the different powers of resistance of the rocks.

The relief is also influenced by the joints of the Cretaceous rocks (Fig. 95, 96 map and diagram). The fissures of the joints form a system in which two directions predominate; the first corresponds to the strike of the beds (in the NW quadrant), while the second corresponds to the dip of the beds of the Lublin syncline (in the SE quadrant). The fractures indubitably have less influence on the relief than the resistance of the rocks (belts of soft and hard rocks), although both factors acting together often form a very strong predisposition for the subsequent morphological directions.

After analysis of the deep tectonics, the connection was shown between the directions of the present-day morphological surface and the lines of the old tectonic features of this area. In the Cretaceous substratum there are tectonic elements from Old Palaeozoic (Święty Krzyż system) as well as of Variscian and Early Cimmerian tectonics. The old tectonic directions were renewed in the younger orogenic phases. Thus the old Święty Krzyż ridge, which runs under the deposits of Cretaceous and Jurassic in the southern part of the plateau, runs in the WNW—ESE direction. The Variscian tectonics formed the Lublin syncline with a NW—SE direction. Both these directions were revived in the Early Cimmerian orogenesis, and afterwards in the Alpine orogenesis, forming a strike of beds

and system of fractures concordant with the forms of the palaeozoic substratum. In this way the old directions were maintained in the post-Cretaceous relief.

Elements of the Palaeogene morphology

The sub-Cretaceous (Tertiary) relief of the plateau was formed in several stages. The first stage can be placed in Palaeogene, probably in Eocene, or at any rate before Oligocene. A continental period was in being here at this time. The pre-oligocene relief may be reconstructed from the distribution of Oligocene sediments (green, glauconitic sands), in the plateau and in the neighbouring areas. Oligocene occurs to the north of the Lublin plateau, and on the low-lying regions of Podlasie, in the form of a compact cover. There are only small outliers of these deposits on the plateau, and these are found mostly in the depressions. This would lead one to conclude that the principle depressions in the plateau already existed before Oligocene, and therefore that the Dorohucz basin and the Zamość basin were already in existence. Therefore the ridge separating the aforesaid depressions was formed at this time. The Giełczew and Grabowiec „Wierzchowina“ (domed plateaus) therefore also existed. The forms deriving from Palaeogene lie longitudinally, that is, in the Volhynia direction. This proves the age of the longitudinal morphological direction. (Fig. 97, p. 272).

The Lublin Plateau in Miocene

The Tertiary seas encroached on the plateau several times. In Tortonian the pre-Oligocene relief was levelled. Rivers flowed over the surface of the sediments of this age, sculpturing the first meridional valleys. At this time the old Palaeogene ridges were incised. The valley gorges (e. g. the Bug) were formed epigenetically.

The Sarmatic transgression was of very great importance. The sea and the lakes of this period did not cover the whole plateau. This is proved by the fact that there are outliers of Sarmatic sands and sandstones beyond and below the hills of the middle part of the plateau (Giełczew and Grabowiec „Wierzchowina“). Along these hills lies the Sarmatic shore line zone. We may therefore determine the age of the forms which are connected with the shore of the Sarmatic basin.

Sarmatic-Pliocene pediplanation, formation of the plateau escarpments and island mountains (Inselberge)

Towards the end of Sarmatic and in Pliocene, great degradational surfaces were formed on the plateau. Here three morphological levels have been distinguished: a high level at 270—300 m, a middle level at 220—250 m, and a low level at 180—195 m. The high level is in the middle part of the plateau — it is the upper surface of the Giełczew and Grabowiec „Wierzchowina“. This surface is to be found in Roztocze, where it even reaches an altitude of 320 m. The middle level (220—250 m) surrounds the great depressions in the middle of the plateau, that is, the basins and great valleys. From these depressions it rises steadily towards the heights of the plateau. The low level is to be found on the borders of the plateau.

It is worth noting that the levels distinguished here cut beds of varying age and different powers of resistance to weathering. These are not structural forms, but denudation forms. The various levels are separated from each other by steep escarpments. These are very characteristic forms. They run independently of the present-day rivers and valleys of the plateau, cutting across them in a transverse

direction. They are concentrated round the main heights of the plateau (e. g. the Giełczew „Wierzchowina“). The most important and the most distinct form in this area is the escarpment dividing the high level from the middle one (Fig. 98, 99).

The high level (270—300 m.) is directly connected with the shore deposits of Sarmatic. The level of the Lower Sarmatic sea was the base level for denudation, in relation to which the relief of Roztocze and the inner parts of the plateau was degraded and adjusted. In this levelled surface there are very often denudational hills (monadnocks) which are dome-shaped but which have steep slopes. In view of this and other arguments the author is inclined to believe that this level is a pediplanation surface.

The middle level came into being as a result of a tectonic movement owing to which the marine and lake deposits of Sarmatic are situated today in the highest parts of the plateau. The amplitude of the movement was about 100 m. From the edges of the plateau and its inner basins this level grew in extent and caused a diminution in the area of the high level. This process took place through the retreat of the denudation escarpment which separates the two levels. To this very day this escarpment is still very distinct. Before the denudation escarpment and on the middle level there are a great number of denudation inselberge. Herefor example, is the famous landscape of inselberge near Chełm, and the areas to the south of Lublin (Fig. 40). Sarmatic beds have frequently been preserved on the hill summits.

The gentle but uniform incline of the level, its inselberge, the steep inner escarpment, the concave slopes of these forms, the distinct knick-line between this level and the slopes of the hills and the escarpment, the lack of connection between the direction of the level and the direction of the rivers and valleys — these are all characteristics pointing to the pediplanation origin of this form.

The author connects the formation of this level with the denudation in the semi-arid, steppe climate. Poland had such a climate in Pliocene and especially in Upper Pliocene. This is proved by many facts, e. g. the flora which has been preserved in the deposits of the Carpathian basins (according to recent investigation by Szafer [171]). The sediment correlating the processes of the pediplanation of the plateau consists of the Pliocene sands, silts, and clays which cover the whole of northern Poland (the so-called Poznań clays belong here). For a long time it was supposed (e. g. by Lewiński [89]) that this was a pelitic sediment laid down in a dry warm climate. Morphological analysis of the Lublin Plateau led to the discovery of denudational equivalents of these sediments. This was the broad pediplain of the middle level of the plateau.

The younger Tertiary left a very strong mark on the morphology of the plateau. The semi-arid, steppe, or savanna climate, first in the decline of Sarmatic and then in Pliocene, created conditions for the formation of the two main plateau surfaces: the high level of Roztocze and the „Wierzchowinas“, and the middle level of the plateau. These are separated by a period of warm but humid climate (Lower Pliocene). This climate prevailed when the plateau was subject to tectonic movements (the elevation of the Sarmatic sediments).

Lublin Plateau prior to the Ice Age

Sands and Sarmatic sandstones form the youngest Tertiary deposit of the Lublin plateau. Directly after them come deposits which still do not belong to the glacial Quaternary of the plateau (they contain no Scandinavian material) but do not possess either the fauna or the petrographical features characteristic

of typical Tertiary deposits. They contain fragments of Sarmatic rocks on a secondary bed. These sediments are called here „pre-glacial deposits“.

They include gravels and sands lying on the bottom of the deep valleys of the plateau. They are covered by the fifty or so metres thick Quaternary deposits which fill the valleys. Map 100, p. 299 gives the distribution of the pre-glacial positions on the plateau.

In the pre-glacial gravels we come across mostly pebbles derived from the old rocks both of the plateau itself and of its vicinity. These are black cherts, quartzes, flints, diverse sandstones, and Carpathian rocks (s. c. meniliths). A detailed petrographical analysis of these materials is given in work in one of the author's early works [45]. It must be supposed that these are gravels which were deposited in the Tertiary basins of the plateau. After the Tertiary sediments were washed out they were deposited in a secondary bed. They have survived until today as erosional remnants in the bottom of the valleys.

There are regional variations in the pre-glacial elements of the plateau. For example, these sediments in the valley of the Vistula and the Bystrzyca, that is, in the western part of the plateau, contain Carpathian rocks (monoliths that are resistant to weathering). In the preglacial sediments in the eastern part of the plateau near the Bug there are only pebbles that have come from the Volhynia rocks, and therefore from the east. This fact shows that in Tertiary and towards the end of Tertiary the Lublin Plateau was hydrographically connected with Volhynia and with the Carpathians.

Taking into consideration the position of the „preglacial“ sediments, we can roughly define the boundary between Tertiary and Quaternary on the plateau.

As mentioned above, the pre-glacial valleys of the plateau are deeply incised. The bottom of these valleys lies at an absolute altitude of 130—150 m. At one time they were twice as deep as the present valleys, which are filled in with thick Quaternary sediments. It is important to note that the pre-glacial valleys are fairly sharply incised in the pediplanation surface (middle level) which, as we know, was formed in Upper Pliocene. The incision is 50—100 m deep.

We can also see that towards the end of Pliocene, after the period of semi-arid pediplanation, there was a sudden renewal of erosion by the rivers, which now cut into the Pliocene surface. This erosion indicates a humid phase of climate, preceding Pleistocene. This phase has also been noted in the Carpathians in the upper part of sediments which are undoubtedly Pliocene. In the profile of Czorsztyn (Mizerna) Szafer [171] notes the appearance of cold climate flora, and together with this, the alteration of the sediments from silts to gravels. As that author writes „As regards humidity, there is no doubt that at this time there was an increase in the atmospheric precipitation. This can clearly be concluded from the violent change in the character of the sediments on the contact of the Upper Pliocene (Mizerna II) with the Pleistocene“. (Szafer [171], p. 116).

The fluvial sediments of the pre-glacial period of the Lublin Plateau were already deposited in deep valleys which presumably were formed during the decline of Pliocene. These sediments initiate a great new sedimentation cycle which with the exception of a few intervals lasted throughout the whole of Pleistocene. It must be supposed that the „pre-glacial“ of the plateau is a sediment deriving from Oldest Pleistocene. The sediments of this era correspond to some glaciation which did not get as far as the Lublin Plateau and which left its mark on the Lublin plateau only through climatic sedimentation.

The boundary between Tertiary and Quaternary on the plateau is of an erosive character.

Directly before the onset of the Ice Age, the revival of tectonic movements could be observed on the plateau. Even the incision of the rivers into the Pliocene degradational surface proves this. But still more distinct traces of movements can be seen in the southern escarpment of the plateau. This very bold, rectilinear escarpment dividing the Lublin Plateau from the Sandomierz depression was formed just before the onset of glaciation. That is why it looks so fresh. The two deep depressions (here called „passages“) which cut across the whole of the Roztocze range, one near Zwierzyniec, the other near Goraj, are old valleys which were cut by the escarpment fault (Fig. 80). And finally it must be added that signs of very young, even post-glacial tectonic changes can be seen here to this day, such as recent incision of the valleys and the numerous waterfalls in the valleys of the rivers flowing from Roztocze towards the south.

The Older Pleistocene of the Plateau

One must therefore include the „pre-glacial“ gravels among the deposits of Older Pleistocene. Above them on the plateau are silts with the mechanical composition of loess, which have a solifluctional texture. Higher up still are river gravels, containing the remnants of Scandinavian rocks. These were found when drillings were made in the bottom of the sediments of the Wieprz valley to the south of Krasnystaw (Fig. 66). To the north of the plateau, near Lubartów (the villages of Synchroniki and Czerniejów), deposits from the oldest glaciation occur in the form of boulders from Scandinavian rocks. The profile in Czerniejów (Fig. 4) indicates that these boulders are separated from the moraine lying above it by river sands.

The question therefore arises, whether under the moraine which occurs everywhere throughout the plateau and which is reckoned as belonging to the Cracovian glaciation (Mindel-Elster) there are proofs of a still older glaciation. The gravels of Krasnystaw and the boulders of Czerniejów would seem to indicate this. It is important, however, that between these gravels and the moraine there are no sediments which could with certitude be counted as belonging to an interglacial period. In these sediments were found only a few grains of pollen from trees, such as *tsuga* (Karaszewski [58]). These can indicate only a cool interglacial, or rather interstadial. It is very possible that they correspond to the sediments of the Tegelen horizon, but we cannot be certain as to this.

From the time when erosion-denudation surface came into being towards the end of Pliocene, the plateau was subject to cold climatic oscillations in which we see the beginning of Pleistocene. The deposits resulting from sedimentation, that is, the river gravels and afterwards the solifluctional silts, the fluvioglacial and the coarse pebbles and boulders with Scandinavian material, are all indications of cold phases, of which each successive one was more severe than the other. And finally there was such a sharp fall in temperature that the glacier was able to come near the plateau, and even encroach on the plateau itself.

This is how Pleistocene began on the plateau, that is, not with a great sudden glaciation, but with increasing oscillations in the climate. Before ice covered the whole plateau this area had at least once before been a periglacial zone.

Principal interglacial on the plateau

In recent years (just after the war) numerous interglacial localities were found on the Lublin Plateau in the form of lake sediments, mainly gyttia and peats. These were examined chiefly in the Botanic Institute of the Jagiellonian

University (Professor Szafer). Because of the pollen curve, these sediments were classified as belonging to the so-called Great Interglacial (Mazovien I, according to the old nomenclature by Szafer), and therefore correspond to the time interval between the Cracovian Glaciation (Mindel) and the Middle Polish glaciation (Riss). The following localities belong here: Syrniki, Ciechanki Krzesimowskie, Nowiny Żukowskie, Tarzymiechy (Map II). In the first part of the present work detailed geological profiles have been given for some of these localities, that is, for Syrniki (together with Czerniejów, Fig. 4), Ciechanki Krzesimowskie (Fig. 32), Tarzymiechy (Fig. 66). It must be added that practically none of the above localities (with the exception of Syrniki and Czerniejów) has a clear geological situation. For they lie beyond the range of the middle Polish glaciation; on the interglacial sediments, there are no moraines or clear signs of glaciation. These sediments were classified as belonging to the Great Interglacial because of botanical arguments. These arguments were collected by Dyakowska [22] and Szafer [170]. According to these authors the interglacial had rather a cold climate. It must, however, be pointed out that in the sediments of this interglacial in the Lublin plateau the fruits of the vine (*Vitis silvestris* Gmel) were found, as well as of exotic trees such as *Picea omorikoides*, *Abies Fraseri*.

The Paludinen sands in the valley of the Bug and Huczwa near Hrubieszów also date back to this interglacial. They fill the interglacial valleys of these rivers, and reach a thickness of 30 m. They contain species such as *Theodoxus serratiliformis*, *Valvata naticina*, and *Litoglyphus*.

Middle Polish Glaciation

A palaeogeographical picture of the Lublin Plateau during this glaciation (which we regard as corresponding to the Riss glaciation) is given in map IV. The ice cap at that time reached as far as the northern margins of the plateau, and extended far to the south along the Vistula, Wieprz and Bug. There are no distinct traces (such as hills), of end moraines from this glaciation, although marginal deposits disturbed by the thrusing action of the glacier have been preserved. With the period when the ice cap was its maximum extent we connect the clays and silts, containing abundant remains of Dryas flora (marked by A. Środoń [167]). These latter deposits fill the valleys and basins on the Wieprz and Bug (Map. IV). The Dryas clays near Krystynopol on the Bug, which in 1912 were described by Szafer as a deposit belonging to the oldest glaciation, are probably in reality a deposit of that great periglacial sedimentation which prevailed on the plateau during the Middle Polish glaciation. These were sediments of varved clay.

Solifluction was very active on the hills of the plateau at this time. This is the so-called older solifluction horizon, as distinct from the younger solifluctional horizon deriving from the last glaciation. The best locality of the older solifluctional cover lies in the valley of the Wieprz at Izbica (Fig. 45), to the south of Krasnystaw. The solifluctional outliers here contain not only the remnants of the old moraine, but also an immense mass of rock waste. As a matter of fact this type of older solifluctional deposit is characteristic of the entire plateau. This shows that in the periglacial zone of the Middle Polish glaciation the moraine of the older (Cracovian) glaciation was subject to much destruction. In view of the nearness of the glacier, mechanical weathering led to the collection of a great quantity of debris on the Cretaceous surface. This material is very profuse in the solifluctional mantle rocks.

When the glacier was at its maximum, its waters flowed along the valleys of the Ciemięga and the Bystra (Zaborski [191]). This was followed by the recession of the glacier to a line indicated by the course of the present-day river Kurówka (marginal valley). This was a very important phase of erosion. The waters of the glacier sculptured the northern escarpment of the plateau. This form has nothing in common with the tectonics, as was once supposed. It is sculptured in the deposits of the older (Cracovian) glaciation, and not in the Cretaceous rocks.

Stratigraphy of the deposits and the chronology of the last glaciation

After the Middle Polish glaciation, there was a marked revival of erosion by the rivers on the plateau. The valleys were incised to a very much greater depth, and more so on the northern than on the southern part of the plateau. In relation to the valley deposits of the Middle Polish glaciation, this incision amounted to a maximum of 20—40 m (e. g. in the valley of the Uherka near Chełm). But this was not the rule. In certain valleys the erosion phase ended in a horizon not far removed from the level of the present-day bottom of the valley. This was a period of increased precipitation, and corresponds to the beginning of the interglacial.

The warm deposition of silts, sands, and peats ensued and therefore there was a pause in the processes of erosion. The localities of interglacial peats in the valley of the Wieprz in Łańcuchów near Łęczna, and in Zakręcie near Krasnystaw date back to those times.

The glaciation begins, the plateau is subjected to the agents of the periglacial climate, which result in great degradation effects on the slopes and sedimentation (correlatives) in the valleys. On the slopes loesses are deposited and in the valleys sands and silts with rhythmically stratified varves. There are two series of these deposits here. In the valleys they are divided by a distinct erosion surface. This proves that the sedimentation of the lower periglacial sands was followed by erosion, followed in its turn again by a second phase of sedimentation. The deposits on the slopes (loess) are divided into two parts by a thick seam of fossil soil. The author is inclined to connect the rise in temperature of the climate, which favoured chemical weathering and erosion, with the Aurignacian interstadial. The lower series (lower loess) corresponds to the Brandenburg drift, while the upper series corresponds to the Poznań or Frankfurt stadial. Towards the end of the glacial sedimentation the bottom of the valleys became stabilised at the level of the main accumulation terrace which is met with in nearly all the valleys of the plateau (altitude 15—20 m). The erosional dissection of the terrace took place during the kataglacial rise in temperature, but mostly in post-glacial.

Periglacial processes and deposits

The Lublin plateau is built of rocks which were very much influenced by periglacial weathering and periglacial denudation. The opoka and Cretaceous gaise which form the greater part of the surface of the plateau belong here. It has been established that in certain places the periglacial weathering reached a depth of 2,5—3,0 m. On the surface was formed fine-grained debris, kriogenically disturbed, as well as, lower down, platy debris, undisturbed. The preservation of the debris and the krioturbation just under the present-day surface proves that this surface is

a legacy of the periglacial period. The action of the post-glacial processes were relatively slight.

In the region of Puławy, Lublin, Rejowiec, and Chełm that is, in the northern part of the plateau, there are hills which are sometimes regarded as end moraines from the Middle Polish glaciation. This is not the case. These are forms which it is true are built of gravels, sands, and clays dating back to the Middle Polish glaciation, but which were remodelled periglacially during the last (Baltic) glaciation. This proves that great periglacial modelling, the results of which are seen throughout the entire plateau (on the surface of older rocks) date from the last glaciation.

There are two types of periglacial processes, gravitational creep (solifluction) and wash. Both processes took place on the plateau. They were active simultaneously but their maximum activity occurred at different times. The solifluctional deposits are frequently under a cover of deluvial deposits (wash). The wash processes were at their maximum towards the end of the glacial. At that time very thick beds of sandy clay-silt was formed. They cover nearly all the slopes and join the sands of the periglacial terrace (15—20 m.) of the valleys. It must be pointed out that these deposits (both on the slopes and on the bottom of the valleys) are typical in texture. They are rhythmically stratified. Thin dark and light layers alternate, differing from each other in their content of silt. The best examples are to be found in the Zamość Basin. That wide basin is filled with the laminated sand described above (Phot. 28). The waters of the rivers, especially during the time of the spring thaws, were laden with material from the nearest slopes. This phenomenon is commonly met with in all the valleys of the plateau. These deposits were also discovered by Pożaryski [126] in the valley of the Vistula.

Loess

The Lublin plateau is a typical loess area. Of all the Pleistocene deposits, this sediment is the foremost, it gives the plateau its distinct morphological features, and even to a certain degree determines its economic significance (The Lublin plateau is the most important agricultural area in Poland). There is fairly abundant literature on this subject. Two fundamental works on this subject were published recently, one by Malicki [94] in 1949, and the other by the present author [48] in 1950. In reference to the work published in 1950, it must be added that the author has to a certain degree changed his views on the origin of the Lublin loess.

Two types of loess can therefore be distinguished on the plateau: primary loess and secondary loess.

The primary loess is not a deposit without a texture, as was hitherto believed. The author describes in the first part of this work a number of outcrops of loess occurring high up on the flat surface of the plateau (e. g. the Lemszczyzna brickworks near Lublin, Fig. 21). It turns out that this primary loess has its own individual structure, consisting of tiny, sometimes wavy thin beds (like ripple marks). This is rhythmic stratification. A similar structure was described in loess near Cracow by L. Sawicki [151].

The author regards this primary loess as an aeolian deposit laid down by relatively gentle winds which prevailed mainly in the winter. The loess is therefore a niveo-aeolian deposit. In the rhythm of the sediment can be seen the melting of the winter snows, which was deposited along with the loess particles. The characteristic stratification of the loess is more distinct where the loess was depo-

sited in the valleys, e. g. terraces (those are so-called „valley loesses“). The water from the melting snows played a bigger part in the texture of these than in that of the „upland loesses“.

The author draws attention to the immense facial differences in the loess on the Lublin plateau. The amount of silt in the loess changes, and the loess may be more sandy. Places have also been found where the loess passes laterally into silty periglacial sands. This is even quite a common phenomenon. The author agrees with Tavernier [177] and Taillefer [175] as to the definition of the facial changes in the loess.

The author describes the numerous kriogenical disturbances (especially ice-wedges) and denudational disturbances (fossil wells, chimneys, traces of channels) in the primary loess (c. f. Fig. 46). The outcrop of loess described above from the brickworks in Łopatki (Fig. 13) is the best example here. Up to the present day there has rather a tendency to simplify the process whereby the loess was sedimented. The conditions in which this sedimentation took place were not so uniform as is generally imagined.

It is impossible to find the exact boundary between the primary and the secondary loess, which was formed as a result of the alteration of the primary loess. The reason for this is that the changes in the loess took place syngenetically, and therefore at the very time it was deposited.

The secondary loess has its own individual slope texture, that is, it is dependent on processes such as the gravitational change of slope, as well as on washing out. The first and foremost of these processes is solifluction. It very rarely happened that loess solifluction took place as a uniform and exclusive process. It was more often connected with the activity of rain washes (gulying).

The distribution of the loess on the Lublin Plateau is given in map V. A striking feature of this map is that the loess is distributed on the plateau in the form of long longitudinal streaks. The author believes there is a connection between these streaks and the wide valleys and basins. This was the main source of the loess material. The loess was deposited by the local winds which carried dust low over the earth. The direction of these winds may be described as more or less easterly. This view is different from that generally held — and hitherto shared by the author — namely that the loess was deposited by westerly winds. In the winter period eastern winds prevailed.

The masses of dust advancing in dry places crossed the meridional valleys of the plateau on their way towards the west. But they crossed only where the valleys were narrow. In that place a „loess bridge“ was formed across the valley. This was the valley loess, which dried up a certain section of the bottom of the valley and made it higher. The author discovered such „loess bridges“ particularly in the valley of the Wieprz. The wide valley, occupied by a large river, proved an insurmountable obstacle to the loess zone. Thus the valley of the Vistula between Kazimierz and Puławy was not crossed by the loess.

The author draws attention to the fact that the longitudinal streaks of loess have distinct edges on their slopes. Such an elongated outlier, in which the thickness of the loess exceeds a dozen metres, breaks off towards the north and south along a straight edge which is clearly visible in the terrain. In view of the relation of the loess to the valleys and watersheds, two types of these edges may be distinguished — a resequent type and obsequent type (Fig. 101 p. 353). These edges run independently of the morphology of the substratum, they cut across the hills and small valleys, and they keep to one and the same line, as if it had been drawn beforehand. On the other hand it must be noted that these edges are on

the whole parallel to the larger valleys, which often form the axis of an elongated loess area (the valley of the Ciemięga near Lublin and the valley of the Wojsławka on the Grabowiec „Wierzchowina“). The author supposes, therefore, that these edges are a phenomenon of the primary sedimentation of the loess (and therefore not of erosion and denudation). The dust clouds usually passed from east to west, keeping to the axis of the longitudinal valleys. On the slopes of the valleys or along the ridges accompanying them, these characteristic edges were formed.

The author gives the conception of a climatic cycle of loess sedimentation. The primary loess was formed at the maximum of the glacial age. This was the period when these elongated loess areas with their longitudinal edges were formed, and when the loess bridges came into being. As the climate became warmer, the primary loess was subjected to great changes on the slopes, under the influence of gravitation processes (mass movement) and rain-wash. The loess then changed in texture, and in the outcrops today it is usually the secondary texture which is seen. The thickness of the loess also changed — it diminished in the upper part of the slope, and increased in the bottom part.

In these secondary changes an immensely important part was played by the exposure of the slope. The author found solifluctional loesses on the slopes exposed towards the south. One cannot attribute any very important stratigraphical rôle to the solifluctional horizons, since, they are frequently phenomena depending on the microclimate.

In the meridional valleys the distribution of the loess is clearly asymmetrical (this asymmetry is also connected with the morphological asymmetry). There is loess on the western slopes of the valleys (exposed towards the east), whereas there is none on the opposite slopes. Besides, the loess here is situated on a „cold“ slope. The author explains these facts as follows: This loess is incontrovertibly a secondary loess. These changes took place towards the end of the glacial age when solifluctional processes were active only on the cold slope (exposed to the east). This asymmetry in the distribution of the loess has nothing in common with the primary sedimentation of this deposit, and therefore cannot be proof that the loess was deposited by western winds.

Pleistocene terraces of the valleys

High alluvial terraces of the same type have been found on the plateau. They reach a height of 50—60 m. above the recent bottom of the valleys.

Two terraces can be seen in the valleys. The principal terrace at an altitude of 15—23 m (above the bottom of the valleys) was formed in the periglacial climate (the last Baltic Glaciation). Its distribution in the valley of the Wieprz is given in maps III and IV. The profile of this terrace along the valley of the Wieprz is given on Fig. 102 p. 366.

A characteristic feature of this terrace is that its relative height is greater where the valleys are narrower (e. g. in the gorges). Thus the maximum height of the terrace in the valley of the Wieprz is to be found to the south of Krasnystaw, where the Wieprz valley is at its narrowest. This is not a tectonic phenomenon. On analysing the geological structure of the terrace the author found that the development of the terrace and its height depended to a large extent on the influx of material from the slope. The slope material (delluvial) made the terrace higher in places where the opposite slopes of the valley were nearer to each other. The deposits of the terrace were sometimes regarded as being exclusively a fluvial

sediment. This view was mistaken. The terraces are built of alternate delluvial and colluvial river deposits. The ratio between the deluvial and the fluvial sedimentation determines the height of the terraces. Hence the great fluctuations in the height of the terrace.

Changes in the course of the river are connected with this terrace. The Wieprz once flowed straight north to Tyśmienica (Map II). The joining of the Wieprz and the Bystrzyca, and the formation of the gorge of this river near Łęczna took place on the same level as the terrace, and therefore during the last glaciation.

Asymmetry of the valleys

The Lublin plateau is known for the asymmetry of its meridional valleys. The eastern slopes (exposed towards the west) are steep, whereas the western slopes (exposed to the east) have a gentle incline.

The author is of the opinion that this asymmetry came about during the Pleistocene development of the valleys. He stresses the part played by the periglacial processes in these changes. As mentioned above, the asymmetry of the valleys is closely connected with asymmetry of the loess mantle beds. It would even appear that the morphological asymmetry is somewhat younger than the primary loess. For in the asymmetrical valleys we find delluvial (and therefore secondary) loess. The asymmetrical valleys came into being mainly towards the end of the ice age.

Denudation valleys

The Lublin plateau is an area where the denudational forms, and especially the denudation valleys, are exceptionally well developed. These are short forms, beginning with broad basins and passing into a somewhat narrower flatbottomed valley. The outline of this form is club-shaped. That section of the map (Fig. 58) which gives the Giełczew „Wierzchovina“, that is, the most typical part of the plateau, shows us how numerous these forms are.

The denudation valleys occur in considerable numbers in the area of denudational escarpment. Thus the escarpment which divides the high level of the plateau from the middle one is incised by a large number of valleys (Fig. 51). Here the stages in the development of these valleys have been distinguished. The edge is cut by wide „bays“ the bottom of which is inclined at a very gentle angle ($0,5^{\circ}$ — 2°). This is the denudational level, not the alluvial one. Under a thin bed of sand or debris (up to 2 m in thickness), the Cretaceous rocks everywhere are incised. The greatest of these „bays“ is about 3—5 km wide. There is a clear break in the incline between the bottom of the bays and the slopes of the edges. There are solifluctional deposits on the slopes of the edges (Phot. 23).

These bays are probably periglacial pediments — a trace left by the periglacial development (retreat) of the escarpment. They transverse denudational valleys. The bottom of them was changed into pediments. Here great quantities of material were carried down, mainly by the melting waters.

At the beginning of the „bays“, there are narrower denudational valleys cutting deep into the escarpment. At their outlet they are flat-bottomed, but round-bottomed further up. The author therefore defines three stages in the development of these denudational forms: 1) the wide „bays“, 2) the flat-bottomed valleys, 3) the round-bottomed valleys. These latter correspond to the „Dellen“ of Schmitt-henner.

The third place where denudational valleys occur is on the slopes of the large valleys. For example, the slopes of the Wieprz valley are incised by short delles (Map. II). Here the exact age of these forms can be given, since they have their outlet in the level of the periglacial terrace (15—20 m).

The author draws attention to the great changes which are still taking place today in the denudational valleys of the plateau in the spring and after great rains. These changes are caused by the cultivation of the soil — they are processes of the soil erosion type. Photographs 23 and 24 illustrate changes which took place after great rainfall in May of 1954. It is probable that a similar process, although completely natural, took place towards the end of the periglacial. The surface of the land was not yet covered with woods, and the precipitation was sufficiently heavy to cause immense degradation.

Lublin Plateau in the late glacial (Pleistocene) and in Holocene

The kataglacial phase of the last glaciation can clearly be traced in the deposits and forms of the Lublin Plateau. As has been mentioned above, the gravitational periglacial series (solifluction) towards the top give way to washed out deposits, this in my view indicating that the periglacial climate was becoming milder.

Towards the end of the glacial here, there was a temporary rise in temperature, followed again by a fall in temperature. The author finds on the plateau signs of the Allerød interstadial. It must be added that this rise in temperature, which took place throughout Europe, led to the reforestation of the whole of Poland. Allerød divides the older periglacial (the so-called older Dryas of the botanists) from the younger periglacial (younger Dryas). On the Lublin Plateau the author counts as belonging to Allerød the thin fossil soil which appears in upper loess, and which was regarded by certain authors (Sawicki, Pożaryski) even as an interglacial horizon. (In the Lublin loess we have two horizons of fossil soils — an Aurigancian horizon, which is thick, and Allerød horizon which is not as distinct as the previous one).

The author connects with the Allerød period the formation of an erosion terrace 8—10 m high, which is met with in the middle part of the Wieprz valley.

The Allerød was followed by the final phase of the periglacial, in which the kriogenic mass movement of waste (solifluction) can still be seen, although delluvial deposits predominate.

Both before and after Allerød the end phase of the glacial was a period marked by the rapid* formation of denudational forms, especially denudation valleys. The formation of the great valleys which are connected with the higher terrace (15—20 m.) took place before Allerød. After Allerød were formed valleys which adjusted to the lower terrace (10 m).

The stratigraphy of the deposits and the history of the events taking place on the plateau in post-glacial times have been worked out mainly on the basis of examination of the delluvial silts found in the Western Roztocze. These deposits, formed from the washing out of the glacial loesses, exceed 10 m in thickness. Among them there are two horizons of subfossil soil (Fig. 89). In the lower horizon there are immense tree trunks and roots of black trees (oak, lime) which at one time were regarded as interglacial flora. Botanical examination of one of these localities in the village of Jędrzejówka (Bremówna [8]) proved that this is post-glacial flora. The same conclusion has been reached as a result of geological

investigations. The bed of „black oaks“ corresponds to the postglacial climatic optimum (Litorina).

Thus the lower subfossil soil belongs to the postglacial period. The climatic optimum was followed by the deforestation of the plateau and the growth of rain-wash processes, especially in the loess areas. Still another soil horizon was formed on these deposits, perhaps even in historic times. The immense destruction of the woods by man created conditions for the formation of a new bed of delluvial material. This then is an „anthropogenic“ bed in the sense used by Mensching.

Glacial and interglacial cycle

In examining the geological deposits and the morphological events of the Pleistocene of the Lublin Plateau, I observed that the glacial and interglacial series are usually separated by a surface of sedimentary discontinuity, and therefore by an erosion or denudation surface (Tabl. III). These boundaries are repeated almost regularly and can be recognised in different parts of the plateau and on its northern foreland. Their stratigraphical position having been defined, it was possible to see how they were related in space, and in this way to determine the system of cyclical morphological changes in the Pleistocene of the entire plateau. One feature of the system is that there is sedimentation at the culmination of the extreme periods (glacials and interglacials), whereas there is erosion in the intermediated phases, that is, in the anaglacial and kataglacial periods. Each glacial series is as it were closed at the top and bottom by an erosion surface.

What do the above facts tell us about the climate? These facts do not fit in with the old views as to the cyclical character of Pleistocene, held for example by Penck or Soergel, who held that the interglacials were always an erosive phase, and the glacials a river accumulation phase. The aforesaid facts do not fit in, either, with the newer scheme given by Udluft [184], Zeuner [193] or Trevisan [181] according to whom the morphological cycles developed from the maximum of the interglacial to the maximum of the glacial (deposition), and from the maximum of the glacial to the maximum of the interglacial (erosion). The erosive surfaces traced among the Pleistocene sediments of the Lublin plateau always occupy an intermediate position, and it is very rare that they replace or equal the whole interglacial series. In order to explain the formation of these surfaces, then, it is necessary to accept a system of climatic changes somewhat different from the aforesaid scheme of the glacial and interglacial cycle.

The development of morphological events depends on the temperature of the air and on the atmospheric precipitation. The climatic morphogenesis of the Pleistocene can be defined if we take into consideration changes in the climatic elements, of course in comparison with the recent climate. In the glacials the average annual temperature on the Lublin plateau was 8 to 9° lower than at present, whereas in the interglacials it was considerably higher (*vitis silvestris* in the sediments of Synniki and Ciechanki Krzesimowskie). There was a great thermic variation between the glacial and the interglacial. This may be regarded as indicating that the difference in climate between the glacial and the interglacial was at least as great as that existing today between the forest zone (climate of Poland) and that of the sub-Arctic tundra. We know less about the precipitation in the glacial age both as regards annual total and as regards its distribution throughout the year. It is, however, very probable that the difference in precipitation between the glacial and the interglacial was not as great as the difference in temperature.

The relatively slight difference in the precipitation during these two extreme periods may be concluded from the general principles governing the dynamics of the atmosphere. It is known that there was great humidity during the interglacials in Europe, since the high temperature led to much evaporation and to much evaporated water in the atmosphere. The centres of pressure were more or less the same as today, and the wet western winds brought sufficiently high annual precipitation. On the other hand, the glacials were not so dry as one might suppose from the low temperature of the atmosphere in them. It must be remembered that the icecaps formed in Central Europe lines of atmospheric boundaries along which there was relatively large precipitation. Reichel [131] at one time calculated that the amount of precipitation in the glacial was about 10—20 per cent less than today: A. Klein [61] in a recent work estimates somewhat differently the diminution in the annual precipitation during the Baltic glaciation. He supposes that the annual precipitation in Central Europe during the maximum of the glacial was barely one fourth to one half of the precipitation at the present day.

Moreover, the amplitude of the curve for precipitation is less than the amplitude of the curve for temperature. Therefore these curves intersect where the interglacial passes over to the glacial, since in the interglacial the total precipitation is lower than the thermic disposition of this period, whereas in the glacial the sum of the precipitation is higher than the aforesaid boundary (Fig. 103).

What may be the morphological consequences of this distribution of temperature and precipitation? The temperature of the atmosphere influences the morphology principally through creating the biological environment on which the processes of degradation are indirectly dependent. Warmth (connected with appropriate precipitation) gives abundant vegetation, and therefore a fine protection for the morphological surface against the destructive activity of atmospheric agents. This is the reason for the slight degree of erosion when the interglacials are in full swing. The lowering of the temperature of the atmosphere as interglacial passes over into glacial leads to the disappearance of the woods and causes greater and greater exposure of the surface of the earth, which during the periglacial of the „Arctic desert“ is then most exposed to the action of morphogenic agents. There is, however, no erosion by running waters at this time, for too much weathered material is brought down from the sides to the bottom of the valleys, and as a result of the small precipitation the periglacial rivers are too weak to cut away the growing cover of accumulated material. Theoretical considerations would seem to prove that the main erosive action of the rivers took place in the intermediate phase, at the beginning and at the end of the glacial. At this time a cold, treeless, or almost treeless climate prevailed, while the amount of precipitation is sufficient to cause erosion.

This conception of the glacial (or interglacial) is supported by observations regarding the Quaternary of the Lublin Plateau as a whole. The automatic division of the glacials as periods of accumulation and the interglacials as periods of erosion is seen to be wrong when one considers, for example, that the interglacials on the plateau resulted in such a powerful accumulation as the Syrniki—Czerniejów sediments in the valley of the Wieprz, or the Paludin sands of Hrubieszów (30 m). The scheme proposed by Udluft and Trevisan does not hold good, either, when one compares it with our stratigraphy of Quaternary, since in the anaglacial phase, which according to the above scheme should be an accumulation phase, we frequently find surfaces where the destruction caused by erosion can be seen deep down (Table III).

The erosion phases which separate the interglacial from the glacial (E_a on Fig. 103) and then the glacial from the interglacial (E_k) show us where was the boundary between the warm and the cold sedimentation. Each of those cycles consists of two parts which, by extending Trevisan's conception, we can call the anaglacial and the kataglacial part. The turning point in the cycle coincides with the climatic culmination or depression. The interglacial therefore consists of a kataglacial part (K_i) and an anaglacial part (A_i). In the Syrniki interglacial, which is the best known, one, the lower lake deposits date back to phase K_i , while the sands above the peat come from phase A_i . The glacial also has two parts, that is, an anaglacial (A_g) and a kataglacial (K_g). Examples of this sedimentary symmetry, where boulder clay separates two similar arenaceous series and varved clays, are to be found everywhere on that part of Podlasie which is adjacent to the Plateau.

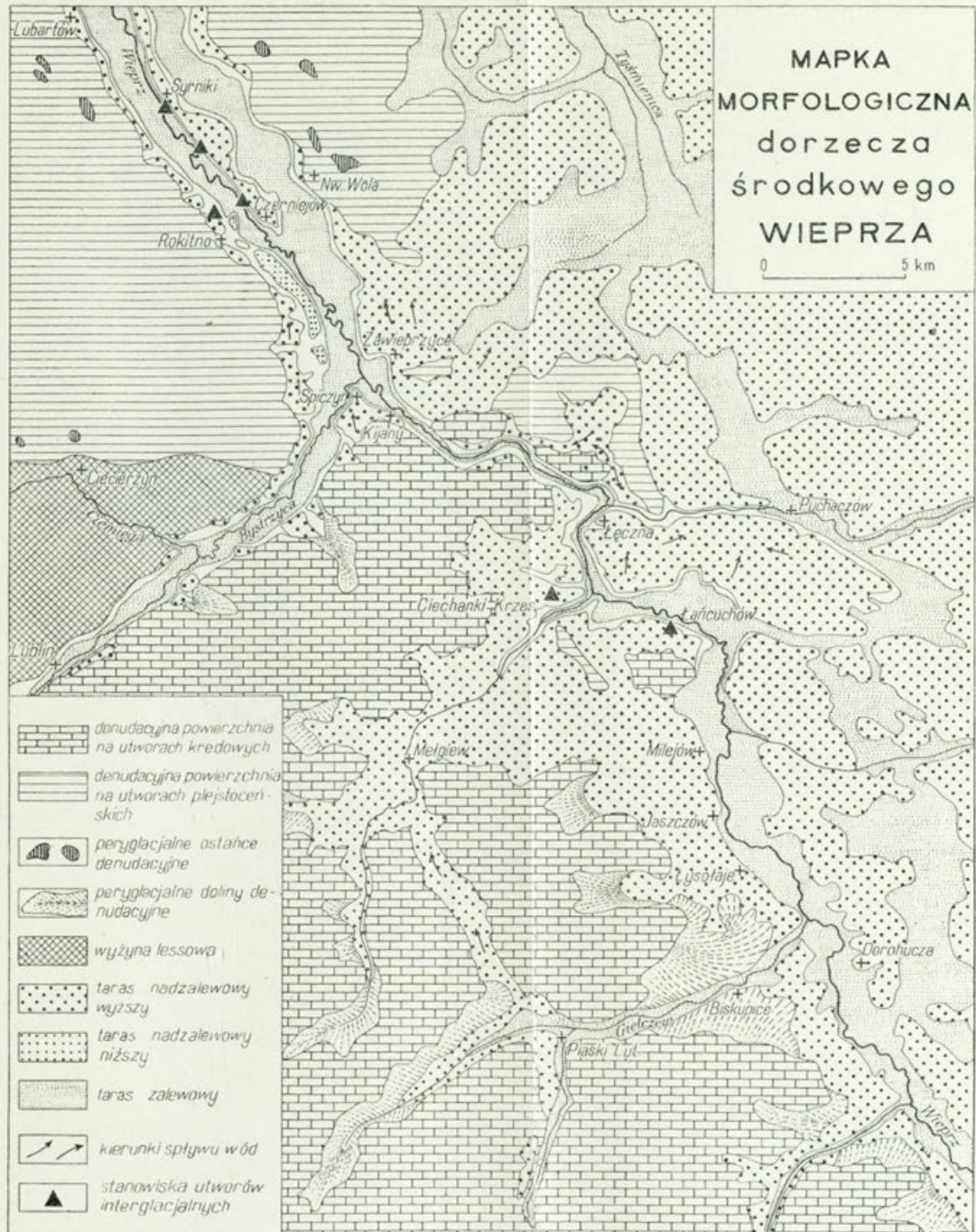
The passage from the interglacial to the glacial does not indicate to us continuous and uniform sedimentation. It consists of warm interglacial sedimentation (A_i) and coldglacial sedimentation (A_g) divided by a phase of erosion (E_a). The reverse order is true of the passage from the glacial to the interglacial.

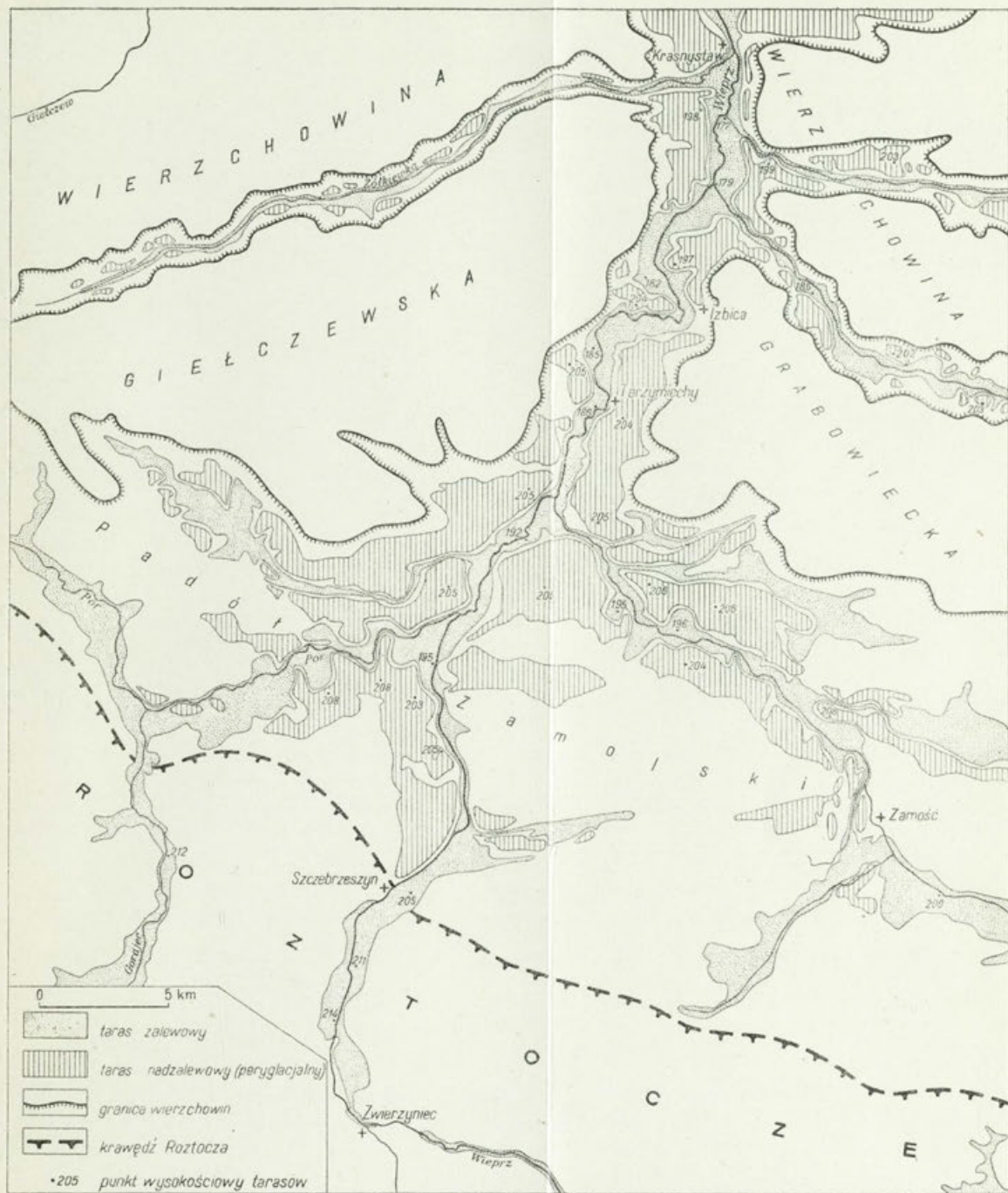
The history of the decline of the Pliocene and the Holocene on the plateau agrees with the conception of cycles submitted here. At this period we have one arm of the curve, that is, the kataglacial period. The freshness of the sediments enables us to draw a more exact division of this period. The main phase of erosion falls after the period of younger Dryas, but before the climatic optimum. At this time the terrace of the Wieprz valley was deeply incised, and the bottom of the valley became stabilised at a level about 8 m lower than the present-day level of the river. The sedimentation which ensued at this time corresponds to phase K_i . These are sands and silts filling the runnel made by the erosion and forming a regular sedimentation series. The end of this sector of sedimentation is clearly marked by a bed of Atlantic peats (*Litorina*) which marks the Holocene climatic optimum, and therefore the peak of the interglacial. It is very probable that the upper made already belongs to the anaglacial phase (A_i) of the second of the interglacial.

The course described above of the phenomena of the glacial and interglacial cycle is confined only to certain localities morphologically. These are changes taking place at the bottom of the valleys. They undoubtedly represent the most important tendency in the development of the relief, for the bottoms of the valleys are denudation bases, and therefore they partly define the conditions in which the morphology of the slopes developed. The morphological changes on the slopes themselves however, run differently. It must be remembered that the sedimentation on the bottom of the valley is usually a process correlated with the denudation of the slope — it is also the reverse of what happens on the slope. We might add to our description of the erosion-accumulation cycle on the bottom of the valley a description of the denudation-erosion cycle at on the slope (upper part of the slope). In such a localised cycle the entire glacial period consists of destruction (denudation), whereas the interglacial creates conditions for the stabilisation of the morphological surface. In view of the absence of typical sediments which could enable us to date the various stages in the evolution of the slope, the reconstruction of the glacial denudation and accumulation cycle would seem to be more difficult and less certain than the reconstruction of the erosion-denudation cycle.

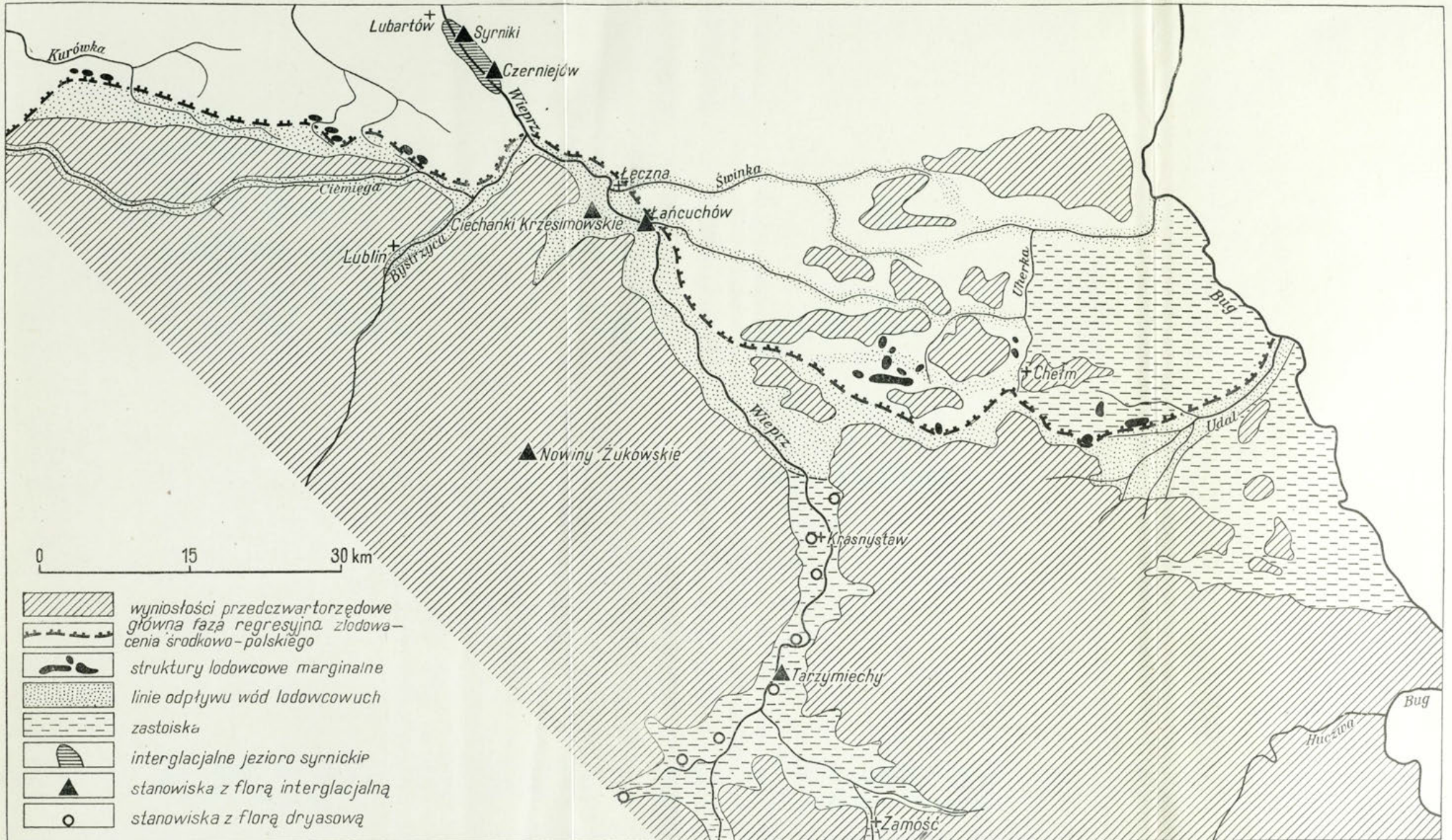
Stratygrafia utworów czwartorzędowych Wyżyny Lubelskiej

Okres		Wsch. część Niziny Mazowiecko-podlaskiej i północna część Wyżyny Lubelskiej		Strefa wierzchowinowa		Padół Zamojsko-hrubieszowski		Roztocze		
Pliocen	Glacjal	Faza II	Ag	less, piaski pylaste soliflukcja	Kg	górne piaski w tarasie Wieprza less	Kg	piaski pylaste less	Kg	deluwia piaszczyste less
		Interstadiał	Ek	powierzchnia erozyjna wietrzenie	Ek	powierzchnia erozyjna gleba	Ek	powierzchnia erozyjna gleba	Ek	gleba
		Faza I	Ag	mułki spiczyńskie mułki horodyskie piaski rzeczne	Ag	less dolne piaski i żwiry tarasowe	Ag	less	Ag	less deluwia pylaste
	Interglacjal		Ea	powierzchnia erozyjna	Ea	powierzchnia erozyjna	Ea	powierzchnia erozyjna		brak danych
			Ai	ił z fauną torf Łańcuchowa	Ai	torf w Krasnymstawie (Zakręcie)	Ki + Ai	zwietrzelina gleba (Zakłodzie)		
			Ek	powierzchnia erozyjna	Ek	powierzchnia erozyjna	Ek	powierzchnia erozyjna	Ek	
	Glacjal		Kg	ił warwowy fluwioglacjal	Ag	ił warwowy seria dryasowa soliflukcyjne grzy zboczowe	Ag	less seria dryasowa soliflukcyjne grzy zboczowe	Ag	seria dryasowa deluwia gruzowe
			Ag	głina zwałowa						
	Interglacjal		Ea	powierzchnia erozyjna	Ea	powierzchnia erozyjna (Tarzymiechy)	Ea	powierzchnia erozyjna		brak danych
			Ai	piaski rzeczne (Kurówka)	Ak + Ai	torf Tarzymiechów osady jeziorne Nowin Zukowskich	Ai	piaski paludynowe Hrubieszowa		
			Ki	osady jeziorne Syrnik i Czerniejowa						
	Glacjal		Ek	powierzchnia erozyjna wietrzenie	Ek	powierzchnia erozyjna	Ek	powierzchnia erozyjna wietrzenie		brak danych
			Ag	głina zwałowa fluwioglacjal	Kg	fluwioglacjal	Ag + Kg	głina zwałowa	Kg	
	Interglacjal (Interstadiał)		Ea	powierzchnia erozyjna	Ea	powierzchnia erozyjna				
			Ai	piaski rzeczne Czerniejowa mułki z florą Syrnik	Ki	żwiry rzeczne ze skałami skandynawskimi			Ki	żwiry rzeczne ze skałami skandynawskimi
			Ek	powierzchnia erozyjna	Ea + Ek	powierzchnia erozyjna				
	Glacjal		Ag + Kg	bruk Czerniejowa starsza morena Syrnik	Ag + Kg	utwór soliflukcyjny pylasty (Bychawa, Białopole)				brak danych
			Ea + Ek	powierzchnia erozyjna	Ea + Ek	powierzchnia erozyjna	Ea + Ek			
Glacjal (Preglacjal)		Ag + Kg	żwiry rzeczne bez skał skandynawskich (Wrotków)	Ag + Kg	żwiry rzeczne bez skał skandynawskich (Bychawa)	Ag	żwiry rzeczne bez skał skandynawskich			
Pliocen	Pliocieńska powierzchnia erozyjno-denudacyjna									

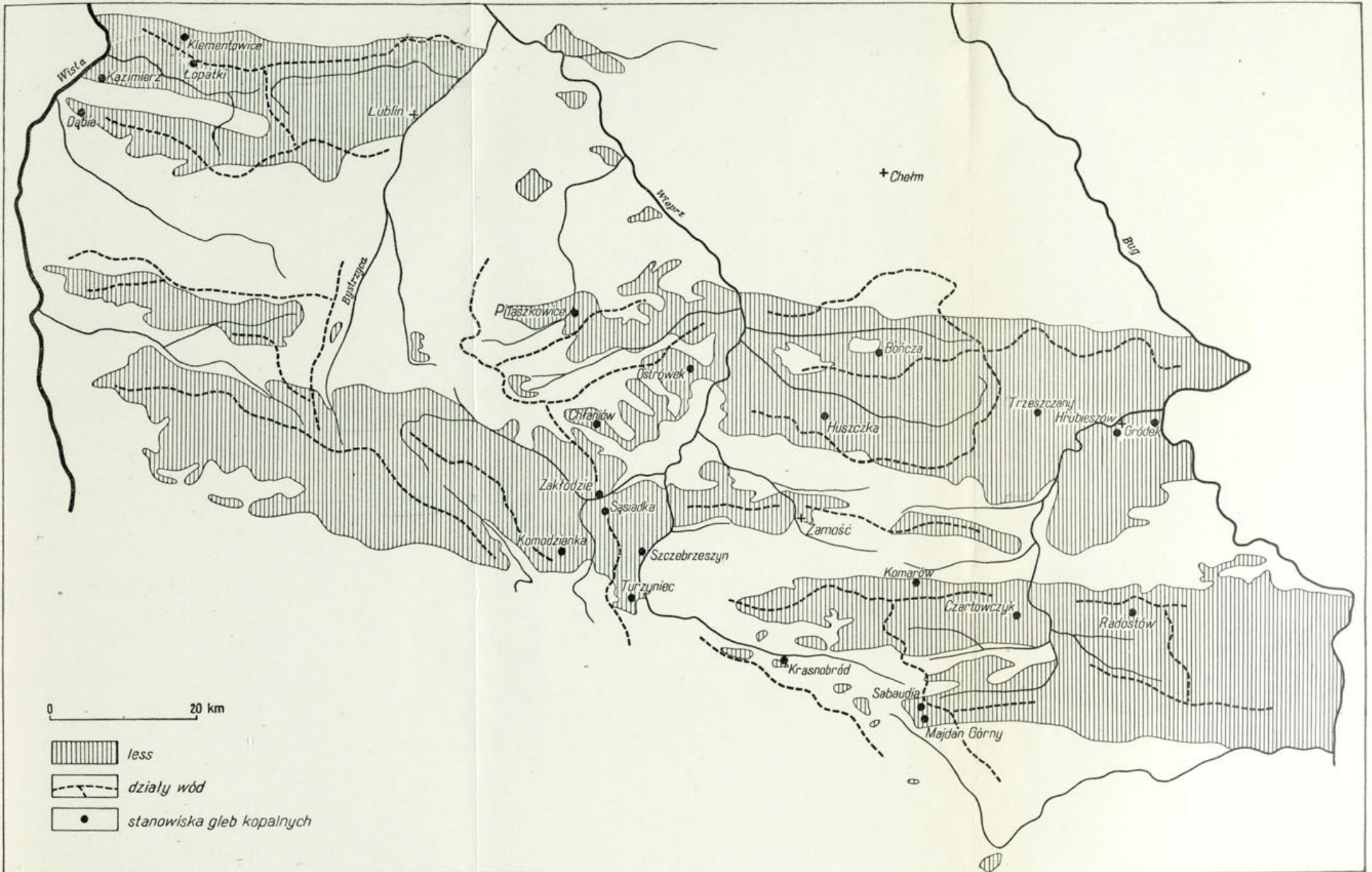





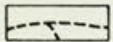

Taras peryglacjalny w dolinie Wieprza w pasie wierzchwin



Wyżyna Lubelska w czasie zlodowacenia środkowo-polskiego
<http://rcin.org.pl>



0 20 km

-  less
-  działy wód
-  stanowiska gleb kopalnych

Państwowe
Wydawnictwo Naukowe

Redaktor *Zenobia Załugoła*
Redaktor techn. *Zofia Mazur*

Nakład 1500 + 170 egz. Ark.
wyd. 36,0. Ark. druk. 28,5.
Papier ilustr. III kl. 80 gr
70×100 Oddano do składania
16. 12. 1955 r. Podp. do druku
7. V. 1956 r. Druk ukończono
w maju 1956 r. Zam. nr 1279/55
F-6-2703 Cena zł. 52,40

Wrocławska Drukarnia
Naukowa



