ANNALES
UNIVERSITATIS MARIAE CURIE-SKŁODOWSKA
LUBLIN—POLONIA
VOL. X, 1 SECTIO B 1955.

Z Zakładu Geografii Fizycznej Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi U. M. C. S.
Kierownik: prof. dr Adam Malicki

Henryk MARUSZCZAK i Tadeusz WILGAT

Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego*)
Рельеф зоны краевого уступа среднего Росточья
Le relief de la zone lisière du Roztocze Central

I. Wstęp

Roztocze wyodrębnia się wyraźnie spośród otoczenia indywidualnymi cechami fizjograficznymi. Pomimo to Wincenty Pol, autor pierwszego podziału ziem polskich na regiony geograficzne (1851 r.), nie wyróżnił tej krainy. Jedynie przy opisie „natury kraju" podkreślił niektóre osobliwości geobotaniczne, charakteryzujące „...wodny dział, który od Lwowa przechodzi ku północy, dzieląc dolinę Bugu od doliny Sanowej". (29, str. 72). Wyrazem słabej znajomości tego regionu jest brak w pismach Pola nazwy indywidualnej; znajdujemy jedynie kilkakrotnie ową wzmiankę o dziale wodnym pomiędzy dorzeczem górnego Bugu i dolnego Sanu.

Nazwa „Roztocze" występuje dopiero w ostatniej ćwierci XIX w. w opracowaniach geografów i geologów galicyjskich (9, 17—21).

*) Praca niniejsza wykonana została w Zakładzie Geografii Fizycznej UMCS w oparciu o materiały zebrane w ramach ogólnopolskiego zdjęcia geomorfologicznego. Zdjęcie na obszarze arkusza „Zamość" Mapy Taktycznej Polski 1:100.000 wykonane było w 1951 r. (częściowo uzupełnione w 1955 r.) przez H. Maruszczaka, a na obszarze arkusza „Narol" w 1954 r. (częściowo uzupełnione w 1955 r.) przez A. Kęsika i T. Wilgata.

Geneza tej nazwy nie jest całkowicie jasna. Zdaje się, że jako określenie omawianej krainy nie jest pochodzenia ludowego. Można ją jednak wywodzić od gwarowego słowa „roztoka", używanego np. przez Pola dla oznaczenia drugorzędnego działu wodnego[1]). Dla podkreślenia słuszności takiego wywodu etymologicznego można podać fakt używania przez niektórych autorów (17, 18, 40) tego określenia jako wyrazu pospolitego.

Do poznania i wyodrębnienia indywidualności Roztocza przyczyniły się głównie badania geologów galicyjskich, a szczególnie prace A. M. Łomnickiego, publikowane w okresie lat 1884—1900 (17—21). Granice polityczne Galicji zadecydowały o tym, że prace te dotyczyły wyłącznie południowej części Roztocza, co częściowo tłumaczy stosowanie — obok ogólnego określenia Roztocze — nazw takich, jak: „Roztocze Lwowsko-Tomaszowskie" i „Roztocze Lwowsko-Rawskie". Stopniowo jednak przedostaje się do literatury świadomość, że Roztocze rozciąga się ku północo-zachodowi na obszarze Królestwa Polskiego jeszcze poza Tomaszów. Po raz pierwszy wyraźnie stwierdził to w 1900 r. J. Siemiradzki, który poprawnie określił tę krainę jako „pasmo wzgórz" ciągnące się od Lwowa do Kraśnika. Pomimo tego jednak autor ten mówi o „roztoczu Lwowsko-Tomaszowskim" (40).

Roztocze na tle krain sąsiednich

Roztocze zaznacza się na mapach hipsometrycznych, w małych nawet podziałkach, jako wyraźny wał, ciągnący się od Kraśnika do Lwowa w kierunku zbliżonym do NW — SE (rys. 1). Ogólna jego długość wynosi około 180 km, a szerokość jest przeciętnie dziesięciokrotnie mniejsza i waha się w granicach od kilkunastu do dwudziestu kilku kilometrów. Wysokości punktów kulminacyjnych n. p. m. wzrastają niezbyt równomiernie od około 300 m na krańcu północno-zachodnim do 414 m na południowo-wschodnim. Ponad krainy przyległe Roztocze wznosi się przeważnie krawędziami (progami) o wyso-

---

[1]) Według „Słownika języka polskiego" Lindego rzeczowniki: „roztocz" i „roztok" oznaczają roztoczenie, rozpuszczenie, rozlewanie, rozlanie, rozlew.

Rys. 1. Roztocze na mapie hipsometrycznej. Kropkami oznaczone granice obszaru opracowanego.

1. Roztocze sur la carte hypsométrique (limites du territoire étudié marquées par des lignes pointillées).

kości od kilkudziesięciu do stukilkudziesięciu metrów, co jest jednym z faktów decydujących o odrębności morfologicznej tego regionu.

Garb Roztocza łączy Wyżynę Lubelską z Podolem, a równocześnie dzieli Kotlinę Sandomierską od Pobuża, czyli kotliny górnego Bugu (rys. 2).

W północno-zachodniej części granica z Wyżyną Lubelską ma przeważnie charakter zwartej krawędzi morfologicznej; jedynie na samym krańcu brak wyraźnej granicy — poziom roztocki (około 300 m) występuje wyspami na najwyższym poziomie wyżyny, osiągającym tutaj 280—290 m wysokości. Od krańca północno-zachodniego do Frampola krawędź południowo-zachodnia wznosi się kilkanaście do 20 m ponad wąski klin Wyżyny Lubelskiej, wciśnięty pomiędzy Roztocze i Kotlinę Sandomierską. Od strony północno-wschodniej granica Roztocza podkreślona jest przez dolinę Poru; prawe zbocze tej doliny,

Rys. 2. Roztocze i sąsiednie regiony fizjograficzne.
2. Roztocze et les régions physiographiques voisines.

wznoszące się do kilkudziesięciu, a nawet prawie 100 m, tworzy równocześnie krawędź Roztocza na odcinku do Radecznicy. Na południowschód od tej miejscowości krawędź, dzieląca naszą krainę od południowej części Wyżyny czyli Padołu Zamojskiego, jest mniej zwarta i mniej wyraźna. Pomiędzy Kosobudami (na ENE od Zwierzyńca) i Jarczowem (na SE od Tomaszowa) Roztocze łączy się z Grzędą Sokalską tak ściśle, że ustalenie granicy na tym odcinku jest bardzo utrudnione; w każdym razie brak tutaj zupełnie granicy w postaci krawędzi. Należy zwrócić uwagę, że ten ostatni odcinek można właściwie określić jako graniczny pomiędzy Roztoczem i Wyżyną Wołyńską. Stanowisko takie da się uzasadnić możliwością traktowania przedbużańskiej i zabużańskiej części Grzędy Sokalskiej jako zwartej całości fizjograficznej.

Znacznie wyraźniejsza jest granica pomiędzy Roztoczem i Kotliną Sandomierską. Od Frampola do okolic Płazowa ma ona charakter strefy o skomplikowanej rzeźbie i budowie geologicznej. W odcinku tym cza-

sem występują dwie wyraźne krawędzie ułożone kondygnacyjnie; ogólna wysokość niższej i wyższej krawędzi dochodzi do 70—80 m. Wyrazistość tej granicy podkreślona jest przez to, że od strony Kotliny przylega do niej monotonna równina. Od Płazowa do Gródka (na zachód od Lwowa) krawędź jest bardziej zwarta i jednolita, jednakże stopniowo coraz niższa i mniej wyraźna ku południo-wschodowi. Ostrość granicy zatarta jest tutaj na skutek tego, że przylegająca do niej część Kotliny Sandomierskiej ma charakter krainy pagórkowatej.

Jeszcze inny charakter ma granica pomiędzy Roztoczem i Pobużem. W przekroju poprzecznym rysuje się ona także jako wyraźna krawędź, osiągająca nawet nienotowaną na innych odcinkach wysokość do stukilkudziesięciu metrów. Jednakże w planie krawędź ta ma dość kapryśny przebieg. Zaznacza się to przede wszystkim pomiędzy Jarczowem i Krechowem (na zachód od Żółkwi), gdzie Roztocze graniczy z szerokim, padolowym obniżeniem, rozpościerającym się na południe od Grzędy Sokalskiej, nazywanym Pobużem albo Nadbużem Zapadłym (23, str. 72). Stok Roztocza jest tutaj rozbity na liczne półwyspy o kierunku równoleżnikowym, pomiędzy które Pobuże wciska się zatokami i szerokimi dolinami. Od Żółkwi aż do północnej krawędzi Podola graniczy Roztocze już bardziej wyraźnym i zwartym progiem z Pobużem (Nadbużem) Grzędowym. Próg ten wznosi się do 60—80 m ponad poziom wierzchowinowy grzęd (23, str. 72).

Na pewne trudności napotykamy przy próbie dokładnego określenia granic Roztocza na krańcu południowo-wschodnim. Na północ od Gródka w dorzeczu Wereszycy omawiana kraina zwęża się gwałtownie. Zachodnia i środkowa część wału Roztocza urywa się równoleżnikowym progiem i jedynie wschodnia jego część przedłuża się ku południowschodowi w postaci wąskiego (do 3—5 km), ale bardzo wyraźnego grzbietu, łączącego się przez Chom (440 m) i Kamułę (473 m) z gołogórskim obrzeżeniem Opola [2]). Od południa i południo-zachodu Roztocze graniczy tutaj z płaskowyżem lwowsko-gródeckim, przechodzącym w Przedgórze Karpat Wschodnich (7, str. 20—21, 33, str. 60—64).

---

[2]) Należy zaznaczyć, że autorzy prac traktujących o Roztoczu zaliczają do tej krainy z zasady tylko część tego wąskiego grzbietu, leżącą na NW od Lwowa (kotliny lwowskiej), a pozostałą część do Podola (9, 19, 33). Jednakże wydaje się, że nie ma żadnych podstaw do łączenia pasma wzgórz o kierunku roztockim z prostopadle do niego biegnącym grzbietem gołogórskim obrzeżającym Podole od północy.

Wyżej podane określenie Roztocza, jako jednostki łączącej Wyżynę Lubelską z Podolem, ma specyficzny sens ze względu na pewne pokrewieństwo ogólnych stosunków fizyczno-geograficznych cechujących te trzy krainy. Wyrazem tego pokrewieństwa było zaliczanie tych krain do tzw. Płaskowyżu Czarnomorskiego (33), albo Wyżyn Czarnomorskich (14, str. 160). Wspólne rysy stwierdzamy przede wszystkim w zakresie form urzeźbienia powierzchni ziemi. Charakterystyczną cechą tego urzeźbienia jest występowanie na ogół rozległych i wyrównanych powierzchni wierzchowinowych, rozciętych dobrze rozwiniętą siecią dość głębokich dolin. Cecha ta zresztą jest znamienna dla wszystkich wyżyn środkowej i południowej części równiny wschodnio-europejskiej. Na podłożu wspólnoty cech rzeźby — przy stosunkowo niewielkiej zmienności warunków klimatycznych — rozwinęły się oczywiście podobieństwa innych elementów środowiska geograficznego (wód powierzchniowych i podziemnych, szaty roślinnej, gleb). Obok cech wspólnych stwierdzamy jednak pewne różnice uporządkowane przestrzennie i wyrażające się zmianą poszczególnych elementów środowiska w kierunku z północo-zachodu na południo-wschód. W kierunku tym obserwujemy w rzeźbie wzrost kontrastu między poziomami wierzchowinowymi i dolinami; te pierwsze stają się ku południo-wschodowi bardziej rozległe i monotonne, a te drugie nieco węższe i głębsze (jarowe doliny Podola). Wynika to niejako z narastania w tym kierunku znaczenia cech budowy płytowej tych krain. W szacie roślinnej zróżnicowanie to powodują wciskające się od południo-wschodu elementy stepowe, co jest wynikiem potęgowania się kontynentalizmu klimatycznego.

Z punktu widzenia budowy geologicznej Roztocze nie stanowi odrębnej jednostki [3]), wchodząc w całości w skład niecki lwowsko-lubelskiej (27, str. 121—124), przechodzącej ku północo-zachodowi w nieckę mazowiecką. Niecka lubelska stanowi element brzeżny wielkiej płyty wschodnio-europejskiej, oddzielonej linią tektoniczną

---

[3]) Koncepcję odrębności strukturalnej Roztocza wysunął w 1894 r. W. Teisseyre (41, 42), który określił je jako wypiętrzenie — garb podłoża przedtrzeciorzędowego. Następnie w 1909 i 1910 r. J. Siemiradzki określa Roztocze jako antyklinę kredowej opoki (40, str. 146). Hipotezę o antyklinalnej budowie Roztocza podtrzymuje następnie J. Samsonowicz w 1925 r. (35, str. 68—74). Przeciwko takiej koncepcji wypowiada się w 1927 r. J. Nowak (27, str. 156), którego stanowisko poparł ostatnio swymi badaniami W. Pożaryski (30, str. 55—59, 31).

(Teisseyre'a-Tornquista) od fałdowych struktur zachodnio-europejskich, z którymi w dawnej przeszłości geologicznej była ściśle związana. Zaczęła się ona formować w paleozoikum jako obniżenie przedgórskie pomiędzy kaledońsko-hercyńskim antyklinorium świętokrzyskim i masywem azowsko-wołyńskim (27, str. 119—130 i 151—156). Następnie wypełniła się w kilku etapach utworami paleozoicznymi (dewon, karbon) oraz mezozoicznymi (jura, kreda). W okresie fałdowań alpejskich, w związku z rozwojem geosynkliny karpackiej, niecka uległa wypiętrzeniu zachowując się przy tym jako usztywniony już obszar płytowy (25, 27, 37). W trzeciorzędzie, prawdopodobnie na przełomie paleogenu i neogenu powstają dyzlokacje, w wyniku których ląd południowo-wschodniej części hercynidów świętokrzyskich zapada się i wchodzi w skład rozwijającego się obniżenia przedkarpackiego (zapadliska chrobackiego). Zapadlisko wypełnia się w neogenie osadami morskimi, a końcowe fazy ruchów karpackich wyznaczają ostatecznie jego zarysy (1, 24, 36). Od strony północno-wschodniej graniczy ono z płytą wschodnio-europejską; granicę między tymi jednostkami wyznacza strefa młodych dyzlokacji dyzjunktywnych (5, 32, str. 8—9, 35, str. 69—74). Strefa ta uzewnętrznia się morfologicznie na odcinku od Lwowa do Frampola w postaci południowo-zachodniej krawędzi Roztocza.

Należy tutaj wyraźnie podkreślić, że strefa krawędziowa Roztocza pokrywa się mniej więcej z południowo-zachodnią krawędzią płyty wschodnio-europejskiej z alpejskiego okresu rozwoju skorupy ziemskiej. W okresie hercyńskim i kaledońskim strefa ta z całym sąsiedztwem wchodziła w skład obszarów typu geosynklinalnego. Tak więc w obecnej formie granica geologiczna pomiędzy Europą wschodnią i zachodnią jest linią dyzlokacyjną młodą i nie posiadającą bezpośrednich założeń w tektonice paleozoicznej i prekambryjskiej.

Podział i krótka charakterystyka fizjograficzna Roztocza

Roztocze — mimo swej zwartości — wykazuje zróżnicowanie, które pozwala wydzielić w jego obrębie kilka podregionów o odmiennych zespołach cech fizjograficznych. W ogłoszonym w 1954 roku podziale województwa lubelskiego na krainy fizjograficzne (4) wyróżniono Roztocze Zachodnie, Środkowe i Południowe. Dla całego Roztocza podział taki nie jest wystarczający. Koniecznym wydaje się rozbicie pasma na co najmniej cztery części. Musiałyby ulec wtedy

zmianie przytoczone wyżej nazwy. Poszczególne części można by nazwać od większych miejscowości, leżących zresztą przeważnie na obrzeżeniach Roztocza. Mielibyśmy więc Roztocze Gorajskie odpowiadające Zachodniemu, Tomaszowskie — Środkowemu oraz Rawskie i Lwowskie. W niniejszym opracowaniu dotyczącym tylko Roztocza Środkowego zatrzymamy nazwy proponowane w 1954 roku. Mówiąc o Roztoczu Południowym będziemy mieli na uwadze Roztocze Rawskie i Lwowskie łącznie i tylko, gdy zajdzie potrzeba potraktowania oddzielnego, będziemy używać nowych nazw.

Aby uchwycić odrębność Roztocza Środkowego dokonamy przeglądu cech, których zespoły uwzględniono przy podziale pasma na mniejsze regiony.

1. Stosunek do krain sąsiednich. Roztocze Zachodnie objęte jest z trzech stron Wyżyną Lubelską. Na mapie hipsometrycznej robi wrażenie jakby było nałożone na Wyżynę, ku której opada niewysokim progiem. Roztocze Środkowe od strony północno-wschodniej zrośnięte jest z Wyżyną tak, iż rozgraniczenie krain napotyka na trudności; od południo-zachodu opada ku Kotlinie Sandomierskiej. Roztocze Południowe z Wyżyną Lubelską w ogóle nie sąsiaduje. Ma ono charakter wału oddzielającego dwa obniżenia: Kotlinę Sandomierską i Pobuże.

2. Przebieg pasma. Roztocze Środkowe rozciąga się w kierunku NW—SE, nazwanym kierunkiem roztockim (28). Roztocze Południowe ma kierunek bardziej zbliżony do południkowego, NNW—SSE, Roztocze Zachodnie zaś odchyla się nieco ku zachodowi, przyjmując kierunek pośredni między lubelskim (WNW-ESE) i roztockim.

3. Wysokości bezwzględne. Roztocze Południowe na dużych obszarach wznosi się ponad 360 m, osiągając w Czartowskiej Skale koło Lwowa 414 m. Na Roztoczu Środkowym maksymalne wzniesienia utrzymują się w granicach 340—360 m, tylko Wapielnia — 385 m — znacznie przekracza te wysokości. Najniższe jest Roztocze Zachodnie; jego powierzchnia szczytowa obniża się ku zachodowi od 330 m między Wieprzem i Gorajcem do niespełna 300 m na krańcach zachodnich.

4. Budowa geologiczna. Wał Roztocza zbudowany jest ze skał okresu kredowego (gezy, opoki), trzeciorzędowego (wapienie, piaski, piaskowce) oraz czwartorzędowych piasków i lessów. Rozmaite kombinacje tych utworów dają zróżnicowanie geologiczne

poszczególnych podregionów. Na Roztoczu Zachodnim dominuje na powierzchni less, spod którego rzadko ukazują się skały trzeciorzędowe Podłoże kredowe jest widoczne w rozcięciach terenu. Budowa taka usprawiedliwia często używaną nazwę — Roztocze lessowe.

Na Roztoczu Środkowym utworem najczęściej występującym na powierzchni jest kreda, na której zachowały się niewielkie czapy osadów tortońskich. Doliny wypełnione są piaskami czwartorzędowymi. Tej części nadaje się często nazwę Roztocza wapienno-piaszczystego.

Na Roztoczu Rawskim skały trzeciorzędowe uzyskują na powierzchni przewagę nad utworami kredowymi. Roztocze Lwowskie ma — podobnie jak Zachodnie — pokrywę lessową. Pod nią zalega gruba, przekraczająca często 50 m, seria trzeciorzędu, który w Czartowskiej Skale koło Lwowa osiąga miąższość ponad 90 m (36). Kredę napotyka się tylko w głębszych dolinach.

5. Rzeźba. Cechą charakterystyczną Roztocza Zachodniego jest silne rozcięcie, które pierwotny płaskowyż przekształciło w krainę o urozmaiconej rzeźbie. Dla części środkowej znamienne są rozległe zrównania wierzchowinowe, nadające niektórym obszarom we wnętrzu Roztocza wygląd monotonnych równin. W rzeźbie Roztocza Południowego typowe są odosobnione wzniesienia pooddzielane obniżeniami dolin. Dzięki temu kraina przedstawia krajobraz wzgórz, czym różni się od dwu pozostałych części Roztocza.

6. Krawędzie. Roztocze Zachodnie i Południowe ma krawędzie po obu stronach. Na Roztoczu Zachodnim widzimy niewysokie, niemal prosto przebiegające progi, zaś Roztocze Południowe opada ku sąsiednim obniżeniom krawędziami wyższymi, o zarysie na ogół nieregularnym. Występują tu liczne zatoki obniżeń oraz półwyspy wzniesień. Zdarzają się też samodzielne wzgórza wyspowe, oderwane od właściwego pasma i otoczone terenem niższym. Roztocze Środkowe tylko od strony Kotliny Sandomierskiej ma granicę typu krawędzi. Granica ta jednak nie ma charakteru linii, lecz szerokiego na kilka kilometrów pasa. Ułożone równolegle do siebie elementy krajobrazowe składają się na strefę krawędziową o swoistym wykształceniu.

7. Klimat. Roztocze wykazuje niewątpliwie pewne zróżnicowanie klimatyczne; uchwycenie jednak różnic jest na razie niemożliwe ze względu na niedostatek obserwacji. Można stwierdzić jedynie zmiany w stosunkach opadowych zachodzące w kierunku ku południowschodowi. W tym kierunku rośnie suma opadów rocznych, a w silniejszym jeszcze stopniu suma opadu przypadającego na okres letni.

Notuje się także wzrost liczby dni z opadem śnieżnym oraz czasu trwania pokrywy śnieżnej.

8. Sieć wodna. Roztocze Zachodnie i Środkowe odznacza się ubóstwem wód; źródła występują rzadko, rzeki są nieliczne, rozległe natomiast pustki wodne. Roztocze Południowe ma znacznie bogatszą sieć rzeczną. Wzdłuż Roztocza Południowego przebiega europejski dział wodny. Roztocze Środkowe i Zachodnie stanowi wododział między dopływami Bugu i Wieprza oraz dopływami Sanu: linia oddzielająca dorzecza nie trzyma się jednak osi wału, lecz przerzuca się z jednej strony pasma na drugą.

9. Lasy. Rozmaitość warunków środowiska pociąga za sobą zróżnicowanie florystyczne. W zachodniej części spotykamy resztki silnie wyniszczonych lasów bukowych. Na Roztoczu Środkowym i w części Południowego zachowały się fragmenty lasu bukowo-jodłowego o typie regla dolnego. Lasy bukowe i sosnowe charakteryzują Roztocze Lwowskie, które znajduje się już poza zasięgiem jodły i świerka.

Mimo iż zróżnicowanie Roztocza jest wyraźne i każda część charakteryzuje się swoistym zespołem cech, rozgraniczenie poszczególnych części nie jest łatwe. Przyczyna tkwi w tym, iż poszczególne cechy wykazują nieciągłość, czy też natężenie zmienności nie zawsze na tych samych liniach. Mamy zatem — co jest zresztą zjawiskiem w przyrodzie powszechnym — nie linijne granice, a strefy graniczne. Przyjmując jakąś linię za granicę, opieramy się na jednej cesze przewodniej, względnie zadowalamy się rozgraniczeniem konwencjonalnym, najczęściej wzdłuż wyraźnej formy terenu (rzeki, pasma wzniesień).

Roztocze Południowe i Środkowe rozdzielono przyjmując jako granicę obniżenie terenu między Lubyczą Królewską i Narolem i przeciągając dalej tę linię do źródeł Różańca (4). Trudniejsze jest rozgraniczenie Roztocza Środkowego i Zachodniego. Zdecydowaną granicą jest dolina Wieprza od Szczebrzeszyna do Wywłoczki (na północ od Zwierzyńca). Rozdziela ona tereny o niewątpliwej przynależności. Dalszy natomiast przebieg granicy można ująć różnie. W każdym razie, zarówno na międzyrzeczu Wieprza i Gorajca, jak również Gorajca i Łady, zmienność cech widzimy w kierunku południkowym, a zatem granicę należy przeciągnąć równoleżnikowo. Ponieważ nie ma tu wyraźnej formy terenu o tym kierunku, poprowadzono granicę schematycznie na linii Wywłoczka (nad Wieprzem), Czarny Stok (nad

Gorajcem). Jest ona w przybliżeniu zgodna z granicą zalegania lessu. Od Czarnego Stoku granica przebiega doliną Gorajca do Trzęsin i dalej na południo-zachód, pozostawiając po stronie Roztocza Środkowego półwysep Kajetanówki.

Południowo-zachodnia krawędź Roztocza stanowi jedyny na terenie Polski odcinek granicy geologicznej pomiędzy Europą Wschodnią i Zachodnią, zaznaczający się w rzeźbie w sposób zdecydowany. Jest to zarazem jedna z najwyraźniejszych granic fizjograficznych. Ta wyjątkowość linii granicznej oraz morfologicznej formy— nie mającej w Polsce analogii — bogactwo problematyki naukowej (nie tylko geomorfologicznej, ale i geologicznej, hydrograficznej, botanicznej) czynią z krawędzi Roztocza obiekt niezwykle interesujący. Zwłaszcza strefa krawędziowa Roztocza Środkowego wysuwa się na plan pierwszy zarówno pod względem piękna krajobrazu, jak i mnogości problemów.

Strefa ta jest przedmiotem niniejszego opracowania. Stanowi ona wąski, kilkukilometrowy (2—4 km) pas, ciągnący się od górnego Gorajca do okolic Narola na przestrzeni około 50 km. Omawiamy ją na tle przedpola — Równiny Puszczańskiej (część Kotliny Sandomierskiej) oraz zaplecza, którym jest wał Roztocza. Opracowaniem objęty jest przeto pas szerokości kilkunastu kilometrów. Dla takiego obszaru wykonano załączone mapy: hipsometryczną i geomorfologiczną. Mają one służyć pomocą przy czytaniu całej pracy, dlatego nie odwołujemy się do nich w tekście. Ponadto dołączony został szkic orientacyjny, na którym umieszczono ważniejsze nazwy topograficzne i używane w tekście określenia dla poszczególnych części strefy krawędziowej.

II. Równina Puszczańska

Przedpole krawędzi Roztocza Środkowego tworzy Równina Puszczańska (północno-wschodnia część Kotliny Sandomierskiej), charakteryzująca się niezwykłą prostotą, a nawet prymitywizmem urzeźbienia. W schematycznym modelu tej krainy dominującym elementem jest rozległy poziom akumulacyjny piasków czwartorzędowych, pochylający się bardzo łagodnie ku południo-zachodowi w stronę doliny Tanwi. Ogólne jego nachylenie wynosi zaledwie kilka do kilkunastu promille. Poziom ten, oglądany z kulminacji krawędzi Roztocza, przedstawia się jako niemal idealnie płaska równina; wrażenie to podkreśla pokrywające ją „morze" szaro-sinych lasów Puszczy Solskiej.

Krajobrazowej monotonii tej równiny w części bezpośrednio nas interesującej (patrz mapy), nie zakłóca nawet guz hedwiżyński, wznoszący się do kilkunastu metrów i rozciągający się na 2—5 km. Guz, zbudowany ze skał trzeciorzędowych, przedstawia wzniesienie podłoża podczwartorzędowego, odsłaniającego nam końcowe etapy bogatej w wydarzenia przeszłości geologicznej.

W kambrze i sylurze Równina Puszczańska — podobnie zresztą jak i całe Roztocze — wchodziła w skład geosynkliny, w której gromadziły się osady morskie. W okresie orogenezy kaledońskiej i hercyńskiej osady te podległy fałdowaniu i wypiętrzeniu, formując łańcuchy górskie, stanowiące część składową waryscydów (8, 27, 37). Góry hercyńskie zostały następnie zniszczone w okresie lądowym tak, że przed zalewem jurajskim ocalały prawdopodobnie tylko najwyższe ich grzbiety. W okresie górnokredowym na obszarze Równiny Puszczańskiej (Kotliny Sandomierskiej) rozpościerał się ląd (1, ryc. 11 na str. 77), z kórego pochodziła domieszka terrygeniczna w osadach morza obejmującego Roztocze i Wyżynę Lubelską (30, 31). W starszym trzeciorzędzie (paleogen) trwa nadal faza lądowa, przerwana dopiero młodo-trzeciorzędowymi zalewami morskimi. Zalewy te związane były z rozwojem geosynkliny karpackiej i wkraczały na obszar zanurzającego się przedgórza, obejmującego m. in. dzisiejszą Kotlinę Snadomierską (1, str. 76—78, 24, 25, 27). Kolejne etapy rozwoju tego przedgórza znaczą helweckie, tortońskie i sarmackie transgresje i regresje oraz niewielkie oscylacje linii brzegowej. Poszczególne serie osadów młodo-trzeciorzędowych (mioceńskich) ulegają przy tym zdyzlokowaniu (1, str. 77). Odczytanie tych dyzlokacji w strefie przykrawędziowej Roztocza jest utrudnione ze względu na to, że osady mioceńskie wykształcone są wyłącznie w facjach brzeżnych, charakteryzujących się dużą zmiennością warunków sedymentacyjnych w czasie i przestrzeni. Brak szczegółowszych opracowań geologicznych utrudnia zwłaszcza stwierdzenie, w jakim stopniu obecne ukształtowanie powierzchni utworów mioceńskich jest wynikiem wspomnianych wyżej dyzlokacji i późniejszego działania rzeźbiących sił egzogenicznych. W takich warunkach dokładniejsze określenie genezy guza hedwiżyńskiego, a także wielu innych form rzeźby w strefie krawędziowej Roztocza, jest bardzo trudne.

Doraźne obserwacje kamieniołomów na obszarze guza hedwiżyńskiego pozwalają na stwierdzenie, że tortoński, zbity wapień litotamniowy uległ tutaj zdyzlokowaniu w miocenie. Ławice tego wapienia

wykazują upady do 20—34° w kierunku SW i SSW. W kamieniołomie hedwiżyńskim ławice o nachyleniu do 32—34° ścięte są powierzchnią o bardzo małych nachyleniach, na której spoczywa cienką warstwą mioceński także zlepieniec ze żwirami i otoczakami skał trzeciorzędowych [4]). Jeśli nawet przyjmiemy upady ławic jako odpowiadające całkowicie pierwotnemu nachyleniu dna basenu sedymentacyjnego (co wydaje się jednak mało prawdopodobne ze względu na wielkość nachyleń), to jednak pozostaje fakt istnienia przerwy w akumulacji. W czasie tej przerwy miało miejsce niszczenie erozyjne wapienia litotamniowego, po czym dopiero nastąpiła krótkotrwała sedymentacja zlepieńca. Przerwa ta uwarunkowana była niewątpliwie ruchami w obrębie zapadliska przedkarpackiego, które przejawiły się zatem na terenie guza przynajmniej jako dźwigające i zanurzające. Wydaje się zupełnie uzasadnione przyjęcie założenia, że przy tych ruchach wapień tortoński uległ zdyzlokowaniu. Za takim stwierdzeniem zdaje się przemawiać także potrzaskanie i rozbicie wapienia szczelinami diaklazowymi osiągającymi do kilku decymetrów szerokości. Spękania te mają kierunki o azymutach 40° i 130—140° (i rzadziej 100°), czyli mniej więcej równoległe i prostopadłe do ogólnego kierunku krawędzi Roztocza.

Można więc przypuszczać, że guz hedwiżyński posiada pewne założenia tektoniczne mioceńskie. Założenia te uległy prawdopodobnie przekształceniu w okresie, gdy powstały uskoki, które zaakcentowały ostatecznie strukturę strefy krawędziowej Roztocza. To ostatnie stwierdzenie opieramy na fakcie występowania guza w przedłużeniu pasma wzgórz zewnętrznych południowo-wschodniej części strefy krawędziowej. Ogniwem łączącym guz z tym pasmem jest niewielkie, zbudowane ze skał trzeciorzędowych wzgórze Helacina (położone w pobliżu doliny Szumu, w odległości 2 km na zachód od południowego krańca wsi Górecko Stare). Podobne do wzgórza helacińskiego elementy podłoża trzeciorzędowego Równiny Puszczańskiej występują

---

[4]) Kamieniołom w Hedwiżynie odwiedzany był już niejednokrotnie przez geologów. Jednakże nikt dotychczas nie wykonał systematycznego opracowania jego ciekawych odsłonięć. W 1955 r. miałem możność oglądać ten kamieniołom w towarzystwie zastępcy dyrektora Instytutu Geologicznego, B. Arenia, który zwrócił uwagę na dość dużą zmienność w upadzie poszczególnych ławic wapienia. Według jego opinii upady te świadczą przede wszystkim o nachyleniu dna zbiornika sedymentacyjnego. (H. M.)

tuż pod powierzchnią piaszyczystego poziomu czwartorzędowego pomiędzy tym wzgórzem i guzem hedwiżyńskim. Miejsca ich występowania sygnalizują leje krasowe, o których będzie jeszcze mowa.

Endogeniczne założenia guza hedwiżyńskiego (i wzgórza helacińskiego) uległy oczywiście przekształceniu pod wpływem działania egzogenicznych czynników niszczących w okresie po powstaniu uskoków, a przed akumulacją osadów czwartorzędowych. Jednakże nieliczne odsłonięcia miocenu nie pozwalają bliżej określić tych przekształceń. W szczególności nie można stwierdzić genezy powierzchni szczytowej guza; można przypuszczać jedynie, że jest ona taka sama jak i w przypadku pasa wzgórz zewnętrznej części strefy krawędziowej. Stoki północno-wschodnie guza należy prawdopodobnie traktować jako zbocza górnego odcinka doliny Gorajca. Stoki te na małym odcinku w Bukownicy mają charakter niskiej (parę do kilku metrów), ale wyraźnej krawędzi ścinającej ławice wapieni tortońskich z upadem 20—25° ku SW (a więc przeciwnym do kierunku nachylenia stoków!).

Nierówności podłoża trzeciorzędowego Równiny Puszczańskiej doskonale maskuje pokrywa utworów plejstoceńskich, na którą składają się — na bliżej interesującym nas obszarze — kolejno (profil syntetyczny):

a) piaski warstwowane osiągające około 10 m miąższości;

b) iły i mułki szaro-brązowe z uwarstwieniem typu warwowego (stwierdzone w studniach w Lipowcu w dolinie Gorajca i w dolinie Tanwi);

c) glina morenowa z głazami skał skandynawskich (stwierdzona w licznych odsłonięciach w dolinie Łady); residua żwirowo-głazowe tej moreny występują obficie na powierzchni guza hedwiżyńskiego.

Brak wierceń i opracowań geologicznych czwartorzędu uniemożliwia dokładniejsze określenie roli i pozycji stratygraficznej wyróżnionych utworów. Dlatego też jedynie odnośnie gliny morenowej możemy stwierdzić — zapewne bez wywoływania sprzeciwów — przynależność do zlodowacenia krakowskiego.

Najbardziej interesujące jest dla nas ostatnie ogniwo plejstoceńskiej serii akumulacyjnej. Jego uformowanie się zadecydowało w sposób bardzo istotny o ogólnym charakterze sąsiadującej z Roztoczem Środkowym części Równiny Puszczańskiej. Piaski tego ogniwa akumulacyjnego wraz z piaskami pokrywającymi krawędzie i wypełniają-

cymi doliny Roztocza tworzą jednolitą pokrywę. W pobliżu strefy krawędziowej w ukształtowaniu powierzchni tej pokrywy można dopatrywać się form wielkich, połogich stożków napływowych u wylotów roztockich odcinków dużych dolin (dolina Tanwi). Ponieważ u wylotów mniejszych dolin stożki takie nie występują, więc należy przypuszczać, że siły, które uformowały pokrywę, działały raczej szerokim frontem wzdłuż całej krawędzi. Konsekwentnie należałoby przyjąć, że omawiana pokrywa — pod względem swego położenia i roli morfologicznej — ma wiele cech wspólnych z utworami deluwialnymi.

W świetle powyższych rozważań współczesną powierzchnię omawianej części Równiny Puszczańskiej możemy traktować jako formę podobną np. do równin proluwialnych (autorów rosyjskich), powstających u stóp grzbietów górskich Azji Środkowej w warunkach klimatu z wyraźnie przeciwstawnymi porami — suchą i wilgotną. To podobieństwo cech zewnętrznych ma głębszy sens ze względu na to, że warunki, w jakich formowała się równina piaszczysta u stóp Roztocza, cechowało także przeciwieństwo klimatyczne pór roku. Wskazują na to obserwacje zaburzeń mrozowych w ułożeniu piasków pokrywowych w dolnej części stoków krawędzi Roztocza (Tereszpol) i na jego przedpolu w dolinie Tanwi. Zaburzenia takie powstają na podłożu trwałej zmarzliny w warunkach klimatu peryglacjalnego (przeciwieństwo suchej pory zimowej i wilgotnej — letniej). Stwierdzamy więc, że piaski pokrywowe są produktem warunków, jakie istniały na omawianym obszarze w okresie zlodowacenia środkowopolskiego i bałtyckiego. W 1925 roku J. Samsonowicz przedstawił interpretację stratygraficzną tych piasków na podstawie obserwacji doliny Sopotu, datując ich powstanie na okres zlodowacenia środkowopolskiego (L_4) (35, str. 73). Badania E. Rühlego, przeprowadzone w 1949 roku nad Lubaczówką (a więc w innej części Kotliny Sandomierskiej), wykazały obecność piasków ze żwirami z okresu zlodowacenia środkowopolskiego i pokrywających je piasków z okresu zlodowacenia młodszego (34, str. 292—293). Próbę dokładniejszego datowania interesującej nas pokrywy piaszczystej podamy w oparciu o dalsze zanotowane przez nas fakty geomorfologiczne.

Wśród form urozmaicających rzeźbę równiny przykrawędziowej na pierwszy plan wysuwają się, oczywiście, doliny rzeczne. Odznaczają się one bardzo prostym kształtem. W profilu poprzecznym wyróżniamy tylko 2 zasadnicze elementy dolinne: dno i zbocza najelementarniej-

szego typu. Brak jest w nich akumulacyjnych teras nadzalewowych i erozyjnych poziomów zboczowych, świadczących o wielofazowym, złożonym rozwoju, charakterystycznym np. dla dolin Roztocza[5]). Dlatego też doliny rzek mających swe źródła w głębi Roztocza zmieniają w sposób zasadniczy swój charakter po przejściu strefy krawędziowej. Z głębokich, złożonych dolin pozostaje tylko niejako najniższa ich część. Akumulacyjna terasa nadzalewowa roztockich odcinków przechodzi w rozległy poziom Równiny Puszczańskiej, a stare zbocza dolin, wznoszące się nad terasą nadzalewową, znikają zupełnie.

Przy krawędzi Roztocza doliny są zwykle bardzo wąskie (czasem zaledwie kilkanaście metrów), osiągają do 20—25 metrów głębokości, a nachylenie ich zboczy często wynosi 30 i nawet więcej stopni. W niektórych odcinkach dno jest silnie zredukowane, w związku z czym mają one wręcz charakter głęboko wciętych koryt rzecznych. W miarę oddalania się od krawędzi doliny owe rozszerzają się stopniowo, a głębokość ich maleje. Na samym skraju obszaru przedstawionego na załączonych mapach szerokość dna dochodzi do kilkuset metrów, a głębokość zmniejsza się do kilku metrów.

W zboczach dolin odsłaniają się w górnej części piaski, a w dolnej części większych dolin także i mułki plejstoceńskie. Na dnach, tam gdzie są one szerzej rozwinięte, występują piaski humusowe i osady torfiasto-mineralne. Utwory denne należą więc na tym obszarze do najmłodszych, holoceńskich osadów, a obecność ich wskazuje na zahamowanie rozwoju wgłębnego dolin. Tak więc w rozwoju dolin puszczańskich wyróżniamy dwa etapy. W pierwszym nastąpiło rozcięcie równiny do poziomu leżącego poniżej obecnego zwierciadła wody rzecznej, a w drugim akumulacyjne podniesienie dna rozcięć. Kształt poprzecznych profilów dolin wskazuje, że rozcinanie w etapie pierwszym było zasadniczo jednofazowe, wobec czego można wiązać je tylko z postglacjalnym (wczesno-holoceńskim) ożywieniem erozji rzecznej. Aku-

---

[5]) W 1925 r. Samsonowicz wyróżnił nad Sopotem dwie terasy nadzalewowe: a) niższą, której wysokość wynosi pod Hamernią 25 m, a w odległości 3 km w dół rzeki 15 m i b) wyższą, która wznosi się ponad pierwszą w tych samych punktach o 0,5—0,8 m i 1,5 m (35, str. 73). Ten wyższy poziom terasowy, o którym Samsonowicz wyraźnie pisze, że jest „widoczny szczątkowo", nie występuje przy innych dolinach. Ze względu na nieznaczną wysokość i lokalny charakter poziomu tego nie można brać pod uwagę przy rozważaniach nad rozwojem dolin Równiny Puszczańskiej.

mulację drugiego etapu datujemy więc na okres pogorszenia się warunków po holoceńskim optimum klimatycznym. Do identycznych wniosków prowadzą podobne w zasadniczych rysach fakty obserwowane na Wyżynie Lubelskiej.

Przedstawione wyżej datowanie dolin rzecznych Równiny Puszczańskiej określa nam w zasadzie czas powstania pokrywy piaszczystej. Wydaje się, że mogło to mieć miejsce tylko w okresie zlodowacenia bałtyckiego. Przy próbie przesunięcia tego wydarzenia na okres zlodowacenia środkowopolskiego napotykamy na zasadniczą trudność wytłumaczenia osobliwości morfologicznych dolin. Dla poparcia sugerowanej tutaj koncepcji wieku pokrywy piaszczystej u stóp krawędzi Roztocza można podać fakt ścisłego jej powiązania przestrzennego z bałtycką terasą nadzalewową doliny Wieprza. Wiek tej ostatniej określony został przez A. Jahna w oparciu o kryteria stratygraficzne (10, str. 450).

Obok dolin rzecznych wydmy wysuwają się na pierwszy plan wśród form urozmaicających monotonię Równiny Puszczańskiej. Cała równina jest usiana wydmami, tworzącymi jedno z największych w Polsce skupień tych form. Należy jednak podkreślić, że „gęstość zawydmienia" jest tutaj wyraźnie mniejsza, niż np. w Puszczy Kampinoskiej, Kotlinie Toruńsko-bydgoskiej, czy na międzyrzeczu Warty i Noteci. Brak także wielkich, równoleżnikowych ciągów wałów i skupień wydmowych charakterystycznych dla północnych obszarów Polski.

Obserwacje nad kształtami wydm Równiny (a także i Roztocza) wskazują, że należałoby wyodrębnić wśród nich 2 grupy:

1) wyraźnie odizolowane mniejsze formy „proste" (elementarne) i
2) większe formy złożone, składające się z licznych form elementarnych dość ściśle ze sobą powiązanych i wyrastających niejako ze wspólnej podstawy.

Formy grupy pierwszej osiągają zwykle kilka metrów wysokości oraz do kilkuset metrów długości. Grupa druga obejmuje wały wydmowe do 20 m (a nawet i więcej) wysokości i do 2—3 km długości. Nie ustępują więc one wymiarami wydmom okolic Warszawy czy Torunia. Formy elementarne mają najczęściej kształt pagórków prawie prostolinijnych, nie wykazujących asymetrii w profilu prostopadłym do osi dłuższej (wydmy „podłużne" — w stosunku do kierunku wiatru wydmotwórczego),lub też — co jednak spotyka się rzadziej — wy-

kazujących taką asymetrię (wydmy „poprzeczne"). Pagórki wyraźnie łukowate (paraboliczne) występują raczej wyjątkowo. Natomiast formy złożone, czyli duże wały wydmowe, wykazują w planie zarysy od wyraźnie łukowatych (tzw. wydmy paraboliczne) do prawie prostolinijnych. Na specjalne podkreślenie zasługuje fakt, że formy paraboliczne występują przede wszystkim w grupie wydm złożonych.

Analiza kształtów pagórków wydmowych prowadzi do wniosku, że w okresie ich rozwoju przeważały wiatry z sektorów zachodnich. Formy utworzone przez wiatry o kierunku północnym lub południowym występują rzadziej; wyraźnych form wskazujących na wiatry wschodnie nie stwierdzono. Przy formach o kierunkach znacznie odchylonych od zachodniego można dopatrywać się pewnej kierunkowej predyspozycji topograficzno-orograficznej (np. w dolinach Roztocza). Wymiary wydm świadczą, że siła wiatrów musiała być dość duża, a w każdym razie mniej więcej taka sama jak i w północnej części Polski. Stosunkowo mała „gęstość zawydmienia" przy dogodnych warunkach litologiczno-morfologicznych (dość gruba pokrywa piaszczysta na rozległej równinie) pozwala przypuszczać, że szata roślinna okresu wydmotwórczego była lepiej rozwinięta niż np. w Polsce północnej.

Wydmy omawianych obszarów powstały już po uformowaniu się pokrywy piaszczystej Równiny Puszczańskiej, tzn. najwcześniej w schyłkowym okresie zlodowacenia bałtyckiego. Za takim twierdzeniem zdaje się przemawiać także świeżość form. Badania w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej wykazały, że wydmy o podobnych kształtach i świeżości rozwinęły się na pokrywach piaszczystych z okresu tzw. młodszego dryasu (schyłek glacjału bałtyckiego) dopiero po częściowym rozcięciu tych pokryw na początku postglacjału. Ponieważ między wydmami Wyżyny i Równiny Puszczańskiej nie stwierdzono zasadniczych różnic, które wskazywałyby na wyraźną różnowiekowość, więc można przyjąć, że na omawianym obszarze powstały one również w postglacjale.

Procesy przewiewania piasków pokrywowych przyczyniły się także do rozwoju płytkich zagłębień. Powstały w nich, w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi Roztocza, bagna i torfowiska, tworzące bardzo charakterystyczny — nieodłącznie z wydmami związany — element krajobrazowy Równiny Puszczańskiej. Obok małych torfowisk, rozwiniętych głównie w misach wywiewania, należy wyróżnić

duże bagna i torfowiska o powierzchni do kilku km², ciągnące się na znacznej przestrzeni w odległości kilku kilometrów od krawędzi Roztocza. Rozległe obniżenia wielkich bagien powstały w wyniku nierównomiernej akumulacji peryglacjalnej piasków, a częściowo przez zabarykadowanie wielkimi wałami wydmowymi.

Duże bagna, które gromadzą wody sączące się przez pokrywę piaszczystą aż ze stoków Roztocza, w okresie wiosny i bardziej wilgotnego lata są omal nie do przebycia. Jednakże w okresie ostatnich dziesięcioleci obserwuje się dość wyraźnie zaznaczające się wysychanie. Wody wypływające z bagien rozwijają się w liczne małe potoki tworzące dość gęstą siatkę, szczególnie w lewej części dorzecza Łady. Z bagien także wypływa Gorajec, mała struga wodna wielkiej doliny przecinającej w poprzek cały wał Roztocza.

Do omówienia pozostają jeszcze formy w zasadzie obce i nietypowe dla zespołu morfologicznego Równiny Puszczańskiej: miseczkowate i lejowate zagłębienia typu krasowego (werteby). Występują one na linii Hedwiżyn—Górecko Stare i są związane ściśle z występowaniem na powierzchni topograficznej lub tuż pod nią mioceńskich wapieni. Na mapach topograficznych linia ta zaznacza się szeregiem małych jeziorek. Wymiary poziome okrągłych i owalnych zagłębień dochodzą do kilkudziesięciu metrów, a głębokości do kilku metrów. Zbocza, często bardzo wyraźnie oddzielone załomem od powierzchni otaczającej, nachylone są niekiedy pod kątem 30°, a przy drobnych formach dość często są urwiste — prawie pionowe.

Zagłębienia krasowe występują w kilku zgrupowaniach: 1) po północno-wschodniej stronie wsi Bukownica, 2) na terenie lasu wsi Tereszpol w odległości 2—3 km na południe od przystanku Tereszpol kolejki wąskotorowej i 3) w podobnej odległości na południe od wsi Tereszpol—Kukiełki. W okolicy Bukownicy skupiły się one w podłużnym obniżeniu przy małej krawędzi guza hedwiżyńskiego. Werteby mają tutaj przeważnie miseczkowate kształty i wypełnione są osadami piaszczysto-gliniastymi; w niektórych woda występuje przez cały rok. Jeden z największych, o wyraźnie zaznaczonych zboczach, znajduje się o 0,7 km na północ od przystanku Bukownica kolejki wąskotorowej, na skraju lasu, tuż poza dużym wałem wydmowym. Wypełniony wodą i obficie porosły wełnianką, w okresie późnej wiosny i wczesnego lata przedstawia bardzo malowniczy zakątek krajobrazu o cechach naturalnych. Ze względu na postępujące w ostatnich latach wy-

raźne wysychanie i sztuczne osuszanie bagien, tego rodzaju obiekty stają się obecnie coraz rzadsze.

Drugie zgrupowanie wertebów występuje na terenie tzw. „Porębów" i „Korabca" („Korabczyka"); część tego zgrupowania mieszkańcy wsi okolicznych wyróżniają pod nazwą „Rozdoły" (od nazwy zagłębień). Rozdoły charakteryzuje duża ilość świeżo wyglądających, niewielkich, lejowatych wertebów. Na zachód od Rozdołów występuje cały ciąg tych form łączących się w duże, podłużne zagłębienie łukowato wygięte. Do niedawna wypełnione wodą przez cały rok (na mapach oznaczone jako jeziorko), w przeciągu ostatnich lat wyschło prawie całkowicie. Podobne do tego zagłębienia występują także w trzecim zgrupowaniu na terenie tzw. Helacina, gdzie do dzisiaj istnieją malownicze leśne jeziorka, osiągające do kilkuset metrów długości (fot. 1).

1. Jeziorko krasowe w Helacienie k. Tereszpola. Fot. H. Maruszczak.
1. Petit lac karstique à Helacin près Tereszpol. Photo H. Maruszczak.

W zboczach większych wertebów można obserwować niekiedy wapienie mioceńskie; w mniejszych jednak formach na zboczach i dnie występują zwykle piaski i utwory piaszczysto-gliniaste o miąższości przekraczającej nawet 3 m. Z opowiadań mieszkańców Bukownicy i Tereszpola wynika, że formy te („rozdoły", „doły") powstają także obecnie i czasem dzieje się to nagle („ziemia obrywa się pod

krowami i jadącymi wozami"). Fakty te zdają się wskazywać , że werteby powstają w wyniku zapadania się piasków zalegających na podłożu trzeciorzędowym. Przyczyną tego jest zapewne zsypywanie się i wmywanie piasków w szczeliny spękaniowe i kanały, które wyługowały wody w wapieniach mioceńskich.

Należy jeszcze zwrócić uwagę, że zjawiska krasowe rozwijają się prawdopodobnie tylko w dość specyficznych warunkach. Wyżej wspomniano już, że koło Bukownicy werteby występują w obniżeniu przy krawędzi guza hedwiżyńskiego. Obecnie wypada dodać, że nie stwierdzono tych form na obszarze wzniesionej ponad poziom równiny części wewnętrznej. W Rozdołach werteby krasowe występują u stóp wału wydmowego, po jego stronie północno-wschodniej. Biorąc pod uwagę te fakty przypuszczamy, że zjawiska krasowe w wapieniach mioceńskich rozwijają się głównie w warunkach sprzyjających gromadzeniu się i stagnacji wód powierzchniowych lub płytkich gruntowych. Wśród młodych przeważnie procesów, które ukształtowały oblicze morfologiczne Równiny Puszczańskiej, procesy krasowe i formy z nimi związane należą niewątpliwie do najmłodszych.

III. Obszar wierzchowinowy Roztocza Środkowego

Najbardziej uderzającym rysem w rzeźbie Roztocza Środkowego jest występowanie wyraźnych poziomów wierzchowinowych. Obserwatora, który osiągnął kulminację terenu, zaskakuje monotonia wierzchowiny, zwłaszcza w zestawieniu z urozmaiconą rzeźbą strefy krawędziowej.

W obszarach wierzchowinowych występują dwa poziomy, różniące się wysokością bezwzględną. Niższy wznosi się przeważnie od 310 do 320 m, wyższy od 340 do 350 m. Poziom niższy rozpościera się wzdłuż krawędzi sięgając 6—8 km w głąb pasma. Procesy erozji spowodowały rozdzielenie poziomu na odosobnione płaty. Rekonstrukcja pierwotnego stanu nie nasuwa jednak trudności ze względu zarówno na rozmiary i liczbę zachowanych fragmentów dawnej powierzchni, jak i na małe jej zróżnicowanie hipsomyteryczne. Była to jednostajna równina, którą dziś jeszcze łatwo możemy odtworzyć w wyobraźni, stojąc na którymś z rozleglejszych płatów. Duże jej partie zachowały się zwłaszcza w części południowej, od Sopotu do granicy z Roztoczem Południowym. Na przykład wierzchowina między Sopotem i Potokiem Łosinieckim stanowi rozczłonkowany wprawdzie, ale jednolity płat

poziomu niższego, obejmujący kilkanaście km². Powierzchnia jego, na całej przestrzeni dość wyrównana, miejscami jest niemal płaska. W północnej części Roztocza Środkowego poziom niższy jest mniej rozprzestrzeniony. Zwłaszcza w terenach położonych na północ od Szumu nastąpiła silna jego redukcja. Między krawędzią Roztocza i szeroką południkową doliną przebiegającą w przedłużeniu Wieprza na południe od Zwierzyńca (którą w dalszym ciągu nazywamy doliną zwierzyniecką) poziom ten występuje tylko w strzępach.

Poziom niższy jest niewątpliwie powierzchnią zrównania. Mówi o tym fakt ścięcia do jednej wysokości skał kredowych i trzeciorzędowych. Trzeciorzęd występuje w postaci tortońskich wapieni litotamniowych, zlepów muszlowych i żwirowych oraz wapnistych piaskowców [6]). Zajmuje on niewielkie obszary. Na zachód od doliny zwierzynieckiej tworzy czapy na wzgórzach koło wsi Tereszpol. Na wschód od doliny znajdujemy go tylko w małych skrawkach koło Senderek i ponad Majdanem Niepryskim. Poza tym ścięcie odsłoniło skały górnokredowe (senon), których zwietrzelinę względnie rumosz widać na samej powierzchni. Są to skały żółtawego lub szarego koloru, przedstawiające typ silnie wapnistej gezy (około 50% $CaCO_3$) z dużą ilością ziarn glaukonitu. Zniszczeniu uległ nie tylko trzeciorzęd; również z pokrywy czwartorzędowej zostały nikłe ślady w postaci rozsianych gdzieniegdzie eratyków.

Poziom wyższy (340—350 m) zajmuje mniejsze przestrzenie od poziomu niskiego. Występuje głównie we wnętrzu Roztocza, ciągnąc się równolegle do krawędzi długim pasem silnie rozczłonkowanym działalnością czynników niszczących. Poziom wyższy tworzy jakby oś wału Roztocza Środkowego, bowiem po stronie północno-wschodniej występują również spłaszczenia w poziomie niższym. Mimo silnego rozcięcia, istnienie poziomu nie nasuwa wątpliwości ze względu na

---

[6]) Na Przeglądowej Mapie Geologicznej Polski 1:300.000 (arkusz „Zamość") wyróżniono na wierzchowinie Roztocza Środkowego torton, a tylko w okolicach Tereszpola i Lipowca, w strefie krawędziowej, sarmat. Oznaczenie wieku jest jednak niepewne. Zestawienie mapy z obserwacjami w okolicy Tereszpola, gdzie odsłaniają się w wielu punktach tortońskie wapienie litotamniowe (na mapie sarmat!), budzi wątpliwości również w odniesieniu do innych oznaczeń wiekowych na niej podanych. Do czasu szczegółowych badań geologicznych nie można więc za pewnik przyjmować braku osadów sarmackich na wierzchowinie, zwłaszcza, że Sawicki wspomina o sarmackich wapieniach mszywiołowo-serpulowych na Wapielni (39, str. 137).

płaskość oraz podobną wysokość bezwzględną zachowanych fragmentów.

Odizolowane płaty wyższego poziomu występują także w pasie zewnętrznym wierzchowiny roztockiej, wznosząc się ponad otaczający je poziom niższy. Rozmieszczenie tych ostańców jest dość osobliwe; zgrupowały się bowiem wszystkie w części północnej Roztocza Środkowego. Granice ich licznego występowania wyznacza od południa Sopot, a od zachodu dolina zwierzyniecka. Największe zgrupowanie ostańców stanowi Hołda (344 m) z otaczającymi wzgórzami, na północ od stacji Długi Kąt. W części północno-zachodniej resztki tego poziomu zachowały się między doliną zwierzyniecką i Gorajcem, przy samej granicy z Roztoczem Zachodnim (Dąbrowa 342 m i wzgórza bez nazwy z kotą 339,7 m wznoszące się ponad wsią Lipowiec).

W poziomie wyższym, pobodnie jak w niższym, odsłania się na powierzchni kreda i trzeciorzęd. Wewnątrz Roztocza występuje głównie kreda, na której z utworów młodszych spotyka się piaski i eratyki. Trzeciorzęd rozpościera się dużym płatem jedynie na wschód od Wólki Husińskiej, w pobliżu źródeł Sopotu.

Ostańce wyższego poziomu są dwojakiego rodzaju: w jednych na powierzchni występuje kreda, w drugich — trzeciorzęd. Do ostańców pozbawionych trzeciorzędu należy wysunięte najdalej na północ wzgórze Dąbrowa (342 m) oraz Kamienna Góra wznosząca się nad doliną zwierzyniecką na SE od Zwierzyńca. W pobliżu górnego Sopotu istnieje kilka niewyraźnie wyodrębniających się wzniesień o wysokości około 330 m, które są zapewne obniżonymi ostańcami poziomu wyższego. Liczniejsze i bardziej charakterystyczne są ostańce z czapami miocenu. Wymienić tu można wzgórze Kamień (ponad 340 m) na południo-wschód od wsi Stanisławów, Hołdę (344 m) z sąsiednimi wzgórzami na północ od Długiego Kąta oraz daleko na północ wysunięty ostatniec ponad zboczem doliny Gorajca przy wsi Lipowiec (339,7 m).

Najciekawszy przykład ostańca stanowi wzgórze Kamień (fot. 2). Położone z dala od krawędzi, otoczone jest dookoła doskonale zachowanym poziomem niższym, ścinającym kredę, ponad który wznoszą się na wysokość około 30 m strome stoki, zbudowane z tortońskich wapieni litotamniowych. Na niewielkim płaskim grzbiecie sterczy kilka — niestety zniszczonych przez eksploatację kamienia — skałek, które ze względu na wysokość dochodzącą do 5 m są osobliwością Roztocza (fot. 3).

2. Wzgórze Kamień — ostaniec wyższego poziomu wierzchowinowego. Fot. A. Kęsik.

2. Coteau de Kamień — butte-témoin du niveau supérieur du plateau. Photo A. Kęsik.

3. Widok ze wzgórza Kamień na niższy poziom wierzchowinowy Roztocza. Na pierwszym planie skałki mioceńskie. Fot. A. Kęsik.

3. Vue prise du coteau de Kamień sur le niveau inférieur du plateau de Roztocze. Au premier plan, roches du Miocène. Photo A. Kęsik.

Poziom wyższy stanowi również powierzchnię zrównania, czego świadectwem — podobnie jak przy poziomie niższym — jest niejednolita jego budowa. Hipotezę zrównania potwierdza Wapielnia, największe wzniesienie Roztocza Środkowego (385 m), górujące przeszło 20 m ponad poziomem wyższym (fot. 4). W górnej części zbudowane

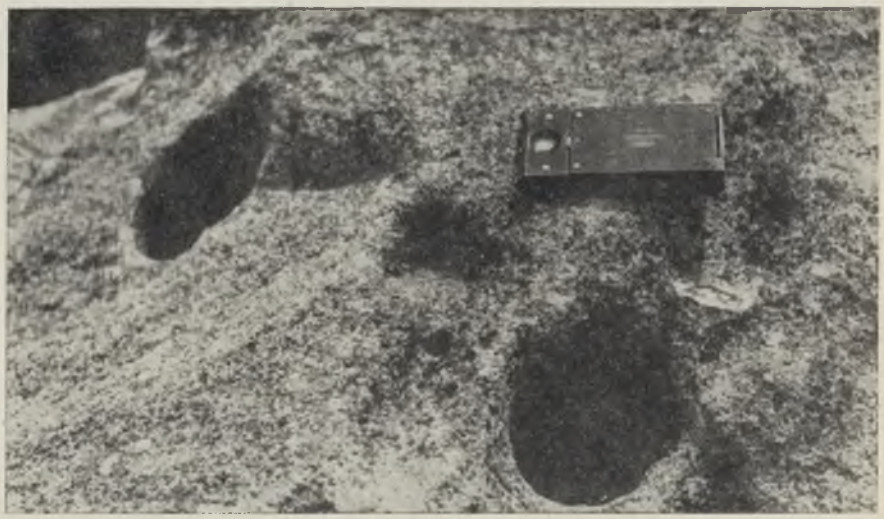
4. Wierzchowina Roztocza. Na ostatnim planie Wapielnia. Fot. A. Kęsik.
4. Plateau de Roztocze. A. l'arrière-plan Wapielnia. Photo A. Kęsik.

jest z mioceńskich wapieni, dzięki którym ma cechy innych wzgórz ostańcowych. Ten najokazalszy ostatniec świadczy o zdarciu skał trzeciorzędowych, które musiały pokrywać najwyżej obecnie wzniesione części Roztocza Środkowego. Oprócz trzeciorzędu ścięciu uległy również partie kredy, o czym można sądzić z tego, że kontakt senonu i miocenu na Wapielni znajduje się ponad poziomem zrównań.

Główne rysy rzeźby wnętrza Roztocza Środkowego przedstawiają się więc bardzo prosto. Występują tu dwa systemy zrównań, ponad które wznosi się Wapielnia oraz kilka innych, silniej zniszczonych świadków najstarszej powierzchni, powstałej po regresji mórz mioceńskich. Zrównania uległy rozcięciu, które doprowadziło do powstania ostańców, występujących również w dwóch poziomach. Ostańce pokryte są przeważnie czapami wapienia tortońskiego, który przyczynił się dzięki swej odporności do ich przetrwania. Te, z których wapienie

mioceńskie zostały zdarte, uległy następnie szybszemu zniszczeniu. Dlatego wyjątkowo spotyka się małe płaty zrównań bez pokrywy trzeciorzędowej.

Wiele ostańców pokrytych trzeciorzędem, bez względu na przynależność do tego czy innego poziomu, ma wspólne cechy morfograficzne. Stoki ich wykazują załamanie w pobliżu linii kontaktu kredy z trzeciorzędem. Na grzbiecie ostańców występują przeważnie spłaszczenia. Na górnym, stromym odcinku stoku, lub na powierzchni grzbietowej odsłaniają się zwykle wapienie mioceńskie, przybierające niekiedy postać skałek. Charakterystycznymi cechami mikromorfologicznymi są liczne, urozmaicające powierzchnię wapieni zagłębienia w postaci rowków, miseczek i studzienek. Są to rezultaty chemicznego niszczenia skał wapiennych (fot. 5).



5. Drobne formy wietrzenia chemicznego w wapieniu mioceńskim (Wzgórze Kamień). Fot. A. Kęsik.

5. Menues formes d'érosion chimique des calcaires du Miocène (coteau de Kamień). Photo A. Kęsik.

Ostańce bardzo podnoszą walory krajobrazowe Roztocza. Tam, gdzie wierzchowina jest ich pozbawiona, krajobraz przedstawia się monotonnie. Najbardziej urozmaicone są tereny, w których poziom wierzchowiny został rozbity na izolowane wzgórza, jak np. między krawędzią i doliną zwierzyniecką. Niestety, ostańce ulegają niszczeniu na

skutek eksploatacji kamienia. Skały tortońskie wykazują znaczne zróżnicowanie pod względem petrograficznym, stąd różne są ich właściwości, a przez to i możliwości wykorzystania. Te, które zawierają duży odsetek węglanu wapnia użytkowane są do wypalania wapna. Odmiany odporne nadają się na budowę dróg. Inne, ze względu na łatwość obróbki w stanie świeżym, stosowane są do celów budowlanych (podmurówki lub całe domy) a nawet na pomniki (piaskowce wapniste). Większość ostańców wykazuje ślady po wydobyciu kamienia, a na Wapielni zachowały się nawet resztki pieców do wypalania wapna. Na Kamieniu zniszczono część skałek strącając bryły kamienia po stromym stoku. Z punktu widzenia ochrony przyrody eksploatację na wierzchowinie należy uznać za zjawisko szkodliwe, ponieważ skały trzeciorzędowe występują na bardzo małych obszarach. Ochroną winno się objąć przede wszystkim skałki, zwłaszcza, że kamień z nich pochodzący ma mniejszą wartość gospodarczą, gdyż wystawiona na działanie atmosferyczne skała jest twarda i trudna do obróbki.

W rozmieszczeniu ostańców pokrytych czapami miocenu notujemy charakterystyczny fakt. Grupują się one wyłącznie w części północno-zachodniej i głównie na peryferiach wierzchowiny w pobliżu krawędzi. Wynika to stąd, że powierzchnia kontaktu kredy i trzeciorzędu obniża się ku północo-zachodowi. We wzgórzach koło wsi Tereszpol kontakt występuje na wysokości około 310 m, w grupie Hołdy około 330 m, a na Wapielni powyżej 350 m. Niepodobna wyjaśnić tych różnic postrącaniem na liniach uskoków, przeczą bowiem temu fakty morfologiczne — zgodność hipsometryczna poziomów i ostańców, wykluczająca możliwość powstania uskoków po utworzeniu się zrównań. Należałoby zatem przyjąć nachylenie mniej więcej ciągłe powierzchni kontaktowej. Pozostaje do rozstrzygnięcia, czy jest to pochylenie pierwotne dna mórz mioceńskich, czy też wtórne — skutek nierównomierności ruchów pionowych poprzedzających okres zrównania.

Stwierdzić natomiast można, że powierzchnia lądu, na którą wtargnęło morze mioceńskie, była urozmaicona. Świadczy o tym płat trzeciorzędu koło Wólki Husińskiej, zalegający w jednym poziomie z otaczającą go kredą, co dowodzi, iż osady trzeciorzędowe wypełniają tu jakieś zagłębienie w powierzchni kredowej. Podobne fakty notujemy koło wsi Senderki (w pobliżu górnego Szumu). Płat mioceńskich wapieni występuje tu na wysokości 320 m, a bezpośrednio ponad nim wznosi się dwudziestometrowy próg zbudowany z gezy kredowej. Sy-

tuacji tej nie można wyjaśnić uskokiem po powstaniu zrównań, bowiem powierzchnia wapieni leży w poziomie niższego zrównania. Mamy tu więc do czynienia albo z uskokiem sprzed okresu pedyplanacji albo z nierównością podłoża kredowego sprzed zalewu tortońskiego.

Do rozstrzygnięcia pozostaje geneza i wiek zrównań. Podobnie jak na Wyżynie Lubelskiej, o czym pisze Jahn (11), zrównania nie wykazują żadnego związku z siecią rzeczną, a więc nie powstały na skutek procesów erozji. Nie są więc szczątkami penepleny. Zasadnicze rysy morfologii — ostańce, progi, kręty bieg granic poziomów — wskazują na wielką rolę niszczenia bocznego, którego fazą końcową jest pedyplena. Procesy pedyplanacji rozwijają się w klimatach ubogich w opady; trzeba zatem przyjąć, zgodnie z Jahnem, że w czasie tworzenia się zrównań panował klimat półsuchy.

Ścięcie osadów tortońskich powierzchnią pedypleny wyznacza dolną granicę wieku zrównań na okres po tortonie. Górną granicę można ustalić znając wiek rozcięcia zrównań. W tym celu trzeba przyjrzeć się dolinom Roztocza Środkowego.

Pod względem rozmiarów wyróżniają się dwie doliny: Wieprza i Gorajca, wchodzące małymi odcinkami na omawiany obszar. Obie przecinają pasmo Roztocza w kierunku południkowym. Doliny te mają podobny system teras znacznie lepiej rozwiniętych nad Wieprzem. Terasy zalewowe osiągają imponującą szerokość ponad 1,5 km. Powstały one w rezultacie holoceńskiej akumulacji utworów piaszczystych i pylastych względnie torfiasto-mineralnych. Większe rozprzestrzenienie ma akumulacyjna terasa nadzalewowa, zbudowana z piasków z materiałem północnym i żwirkami miejscowych skał kredowych. Wiek jej, jak wykazał Jahn (10), a co zgodne jest z naszymi wynikami, należy odnieść do zlodowacenia bałtyckiego. Piaski tej terasy wiążą się bezpośrednio z piaskami wyściełającymi dna mniejszych dolin oraz piaskami Równiny Puszczańskiej, tworząc jednolitą genetycznie i wiekowo pokrywę, na co zwrócono uwagę w rozdziale poprzednim.

Powyżej akumulacyjnej terasy nadzalewowej można jeszcze wyróżnić na terenie Roztocza dwie terasy erozyjne o wysokości względnej około 30 i 60 m. Na omawianym obszarze terasa wyższa jest lepiej zachowana od niższej. Duży jej fragment występuje w dolinie Wieprza, na Górze Tartacznej w Zwierzyńcu (283,7 m).

W Zwierzyńcu Wieprz zmienia kierunek biegu. Górny odcinek o kierunku WNW przechodzi w odcinek południkowy. W przedłużeniu tego drugiego ku południowi ciągnie się równie szeroka dolina zwierzyniecka, wykorzystana przez mały potok Świnkę. Nie tylko szerokość wskazuje na wspólną przeszłość obu dolin, ale również zgodność teras. W dolinie górnego Wieprza występują wszystkie cztery terasy. Terasa zalewowa ciągnie się stosunkowo wąską smugą wzdłuż rzeki, bardzo dobrze natomiast jest rozwinięta akumulacyjna terasa nadzalewowa. Terasy erozyjne zachowały się w małych, ale wyraźnych fragmentach: we wsi Obrocz, Guciów, Kaczorki, Namule po lewej stronie, po prawej zaś na zachód od Stokowej Góry. Dolina zwierzyniecka ma również wszystkie terasy, jednak terasy wyższe, erozyjne, zachowały się tylko w niewielkich fragmentach. Bardzo słabo jest wykształcona terasa zalewowa Świnki. Potok płynie wcięty płytko w dno doliny stanowiące przedłużenie akumulacyjnej terasy nadzalewowej Wieprza. Wymienione fakty wskazują na równoczesność rozwoju dolin: zwierzynieckiej i górnego Wieprza. Potwierdzenie tego przypuszczenia mogłyby dać wiercenia wykonane w obu dolinach. Omówionym dolinom wielkością dorównuje tylko dolina Tanwi, ciągnąca się w strefie krawędziowej.

Pozostałe doliny Roztocza możemy podzielić na żywe i martwe. Dolin, prowadzących stale wodę, jest bardzo mało. Oprócz wymienionych uprzednio rzek przecinają omawiany teren trzy dopływy Tanwi: Szum, Sopot i Łosiniecki Potok. Wszystkie trzy strugi płyną w dolinach szerokich, głęboko wciętych w podłoże kredowe i wysłanych piaskami. W górnych odcinkach rzeki minimalnie rozcinają piaszczyste dna dolin, uformowane w okresie zlodowacenia bałtyckiego. W dół biegu następuje, niewielkie zresztą, wcięcie. Denny poziom piaszczysty przechodzi w terasę nadzalewową, wzniesioną 1—2 m ponad terasą zalewową.

Formy dolinne martwe należą do dwóch typów: dolin denudacyjnych i wąwozów. Doliny denudacyjne są różnej wielkości. Duże, np. dolina na W od Zwierzyńca, dolina Starej Huty, wsi Szopowe, Stanisławowa, Długiego Kąta, Grabowicy osiągają kilka kilometrów długości (do 6 km) i do 1 km szerokości. Małe rozcinają zbocza dolin i progi poziomów. Głębokość dolin denudacyjnych jest również rozmaita, wiele z nich wcina się w podłoże kredowe do kilkudziesięciu metrów. Dna zasłane są piaskami, których miąższość osiąga kilka-

naście i więcej metrów. Obfitość materiału piaszczystego w dolinach Roztocza umożliwiła rozwój licznych form wydmowych. W profilu poprzecznym dolin denudacyjnych zaznacza się często asymetria stoków. Zjawisko to rzuca się w oczy zwłaszcza w południowej części obszaru. Zbocze strome jest niemal z reguły eksponowane ku południo-zachodowi. Form wąwozowych jest raczej niewiele. Przepuszczalność spękanej gezy oraz rozległe spłaszczenia sprawiają, iż Roztocze Środkowe — mimo obfitych opadów — ma niewielki spływ powierzchniowy, co nie sprzyja procesom erozji. Z tym wiąże się ubóstwo powierzchniowej sieci wodnej.

Dzisiejsze odwodnienie Roztocza Środkowego odbywa się głównie ku południo-zachodowi. Odmienny kierunek ma spływ na krańcach północnych, gdzie wody odprowadzają Wieprz i Gorajec, oraz na krańcach południowo-wschodnich, należących do dorzecza Sołokiji. W obszarze odwodnionym ku południo-zachodowi istnieje system dolin o kierunku NW—SE, odpowiadającym przebiegowi krawędzi. Tak jest skierowana charakterystyczna smuga obniżeń, równoległa do krawędzi, a składająca się z szeregu dolin, które ciągną się niemal wzdłuż jednej linii. Zaczyna się ona na zachód od Bełżca i biegnie przez Podlesinę, Łosiniec, Kunki, Ciotuszę, Stanisławów. Wiele innych małych dolin powtarza ten sam kierunek. Zjawisko jest niewątpliwie związane z systemem spękań kredy, wśród których kierunek zgodny z przebiegiem krawędzi jest specjalnie dobrze wykształcony, na co od dawna zwracano uwagę (20, str. 160, 26, 6, 21) i co potwierdziły nasze pomiary w strefie krawędziowej.

Ustalenie wieku rozcięcia wierzchowiny Roztocza Środkowego natrafia na trudność z powodu bardzo złego zachowania osadów glacjalnych. Lądolód pokrył Roztocze przypuszczalnie tylko raz w czasie zlodowacenia krakowskiego (11, str. 58, 34, str. 292—3). W młodszym plejstocenie utwory akumulacji lodowcowej uległy silnemu zniszczeniu. Na wierzchowinie napotykamy jedynie głazy narzutowe; w dolinach występują niekiedy szczątki utworów glacjalnych, ale najczęściej nie można z całą pewnością stwierdzić czy zalegają in situ, czy zostały przemieszczone. Ze znalezionych przez nas stanowisk wymienić warto glinę morenową na dnie dolinki denudacyjnej koło gajówki Krzywe, na północo-wschód od Zwierzyńca, oraz piaski z nielicznymi eratykami w dolinie denudacyjnej koło Grabowicy.

Żaden z przytoczonych faktów nie stanowi pewnego dowodu na wypełnienie dolin akumulacją lodowcową, a zatem nie wystarcza do

stwierdzenia, iż rozcięcie wierzchowiny jest wcześniejsze od zlodowacenia krakowskiego. Pośrednich dowodów trzeba szukać w obszarach sąsiednich. Dostarcza ich strefa krawędziowa, gdzie znaleziono glinę z głazami w dolinie Niepryszki (2) oraz w zagłębieniu między dwoma pagórkami na południe od Pardysówki. Nowak (26) wspomina o występowaniu glin w dolinie Tanwi, nie podaje jednak żadnego konkretnego przykładu.

W bezpośrednim sąsiedztwie omawianego obszaru głazy narzutowe spotyka się w rozcięciach dolinnych międzyrzecza Wieprza i Gorajca. Jahn podaje profil wiercenia w dolinie Wieprza w Szczebrzeszynie, zastrzegając się, że interpretacja nie jest całkiem pewna (10). W profilu występuje warstwa żwirów mieszanych, które autor określa jako osad zlodowacenia krakowskiego. Wypełnienie dolin osadami plejstoceńskimi stwierdzamy również na Wyżynie Lubelskiej. Cenne są zwłaszcza opracowane przez Jahna (10) wiercenia w dolinie środkowego Wieprza, bowiem oparte na nich wnioski można ekstrapolować na odcinek roztocki Wieprza.

Dochodzimy więc do oznaczenia granic okresu, w którym utworzyły się zrównania jak i rozcinające je doliny. Zrównania uformowały się po zalewie tortońskim, rozcięcie ich nastąpiło zaś przed zlodowaceniem krakowskim. Datowanie to jest niemal zgodne z tym, które Jahn (10) przyjmuje dla Wyżyny Lubelskiej, wyznaczając okres pedyplanacji i rozcięcia na pliocen. Jednak na Roztoczu Środkowym, które przez cały czas zalewu sarmackiego mogło być lądem, okres zrównywania denudacyjnego zaczął się wcześniej niż na Wyżynie.

IV. Strefa krawędziowa Roztocza Środkowego

Między Równiną Puszczańską i wierzchowiną Roztocza ciągnie się kilkukilometrowej (2—4 km) szerokości strefa krawędziowa. Ze względu na wyraźne jej zróżnicowanie morfologiczne, odrębnie traktujemy w opisie część południowo-wschodnią i północno-zachodnią. Granicę obu części stanowi Szum.

Specyficznym rysem części południowo-wschodniej jest równoległe ułożenie elementów morfologicznych. Na strefę składają się: a) próg, którym opada wierzchowina Roztocza, zwany w dalszej części krawędzią wewnętrzną, b) pas obniżeń, szerokości 1,5—3 km, c) łańcuch wzgórz zewnętrznych, oddzielających obniżenia od Równiny Puszańskiej (rys. 3 i 4).

Część północno-zachodnia ma inny charakter, ponieważ brak jest w niej pasma wzgórz zewnętrznych. Należy tutaj wyraźnie podkreślić, że z punktu widzenia geologiczno-strukturalnego łańcuch wzgórz południowo-wschodniego odcinka strefy krawędziowej przechodzi poza Szum. Jednakże na północo-zachód od tej rzeki jest on wyraźnie obniżony i jedynie najwyższe jego części wysterczają nieznacznie ponad okrywające je osady czwartorzędowe (guz hedwiżyński i wzgórze Helacina). Dlatego pod względem morfologicznym łączą się one raczej z Równiną Puszczańską i w związku z tym omówiono je w rozdz. II niniejszego opracowania.

Warto jeszcze zwrócić uwagę, że w okresie poprzedzającym akumulację plejstoceńską to zróżnicowanie strefy krawędziowej na dwa odcinki zaznaczało się niewątpliwie znacznie słabiej. Pasmo wzgórz zewnętrznych rozciągało się także na linii Górecko Kościelne — Hedwiżyn i od wierzchowiny Roztocza oddzielone było obniżeniem górnego odcinka doliny Gorajca.

W zredukowanej obecnie strefie krawędziowej na północo-zachód od Szumu wyróżniamy: a) część wewnętrzną, odpowiadającą krawędzi wewnętrznej odcinka pierwszego i b) część zewnętrzną, odpowiadającą stopniowi przykrawędziowemu pasa obniżeń, ciągnących się na południo-wschód od Szumu.

Część południowo-wschodnia strefy krawędziowej

Krawędź wewnętrzna przebiega od Majdanu Niepryskiego do wsi Paary przedstawiając się w zarysie jako forma ciągła, przerywana jedynie ujściami dolin. W planie ma ona szereg załamań i zatok, ale trzy jej odcinki: koło Majdanu Niepryskiego, Oseredka i Paar wyznaczają jej pierwotny, prostolinijny przebieg o kierunku NW—SE. Największa zatoka występuje między Majdanem Niepryskim i Majdanem Sopockim, gdzie na odcinku o długości 8 km próg cofnął się około 1,5 km. Powstała ona u zbiegu kilku dolin; do większych należy dolina denudacyjna Długiego Kąta (4 km długości, 1 km szerokości przy ujściu) oraz dolina Sopotu. Działalności erozyjnej rzek należy przypisać zniszczenie krawędzi. Druga zatoka występuje przy ujściu doliny Potoku Łosinieckiego.

Profil poprzeczny krawędzi jest różny w poszczególnych odcinkach. Koło Majdanu Niepryskiego krawędź składa się z dwóch kondy-

gnacji. Od stopnia przykrawędziowego o wysokości 270—280 m (opis podamy dalej), na którym wyciągnięta jest wieś, wnosi się zbudowany z gezy senońskiej próg wysoki na 30—40 m, o średnim nachyleniu do 4—8°. Na wysokości 310—320 m próg załamuje się, przechodząc w niewielkie powierzchniowo spłaszczenie, przedstawiające resztki niższego poziomu wierzchowinowego Roztocza. Znajdujemy tu płaty tortonu i tylko fragment, wznoszący się ponad południowym krańcem wsi, zbudowany jest z kredy. Powyżej spłaszczeń istnieje drugi próg o wysokości 20—30m , będący stokiem ostańców wyższego poziomu (opisana grupa Hołdy), osiągającego w najwyższym punkcie 346 m. Istnienie dwu kondygnacji stoku wynika więc z zachowania fragmentu wyższego poziomu wierzchowinowego tuż przy krawędzi. Fakt ten wpływa również na wysokość krawędzi, która przekracza tutaj 60 m.

Na odcinku między Majdanem Sopockim i Skwarkami krawędź ma nieco odmienny charakter. Występuje tu jeden próg przechodzący w niższy poziom wierzchowinowy. Na wysokości 290—300 m zaznaczają się w profilu niewielkie spłaszczenia. Wysokość krawędzi osiąga 50 m przy średnim nachyleniu 4°—7°. Na stoku i wierzchowinie odsłania się senońska geza.

Krawędź między Potokiem Łosinieckim i Paarami przedstawia się jako pojedyńczy 30-metrowy stopień. Nieznaczna wysokość jest następstwem niższego położenia poziomu wierzchowinowego. Występują tu tylko płytkie nacięcia dolinne, dzięki czemu krawędź ma przebieg niemal prostolinijny. Materiałem budującym stok i wierzchowinę jest geza kredowa. Warto podkreślić, iż w tym odcinku znajduje się jedyny na całym Roztoczu Środkowym fragment krawędzi (na S od wsi Koszele), na którym zachował się pierwotny las z pięknymi okazami jodeł. Ciekawa forma morfologiczna i piękna roślinność stwarzają z wymienionego obszaru obiekt specjalnie interesujący z punktu widzenia ochrony przyrody.

Krawędź Roztocza Środkowego jest przeważnie użytkowana rolniczo. Przetrwał tu pasowy układ łanów i szerokich wygonów służących za pastwiska. Pasy biegną równolegle do siebie, zgodnie z nachyleniem terenu. W głębszych rozcięciach zachowały się resztki lasów.

U stóp krawędzi wewnętrznej ciągnie się pas obniżeń. W części północnej obniżenie nazywamy padołem józefowskim. W części środkowej krawędź opada wprost do Równiny Puszczańskiej, która wciska

się tu szeroką przerwą w zewnętrznym pasie wzgórz. Część południową pasa obniżeń stanowi dolina Tanwi.

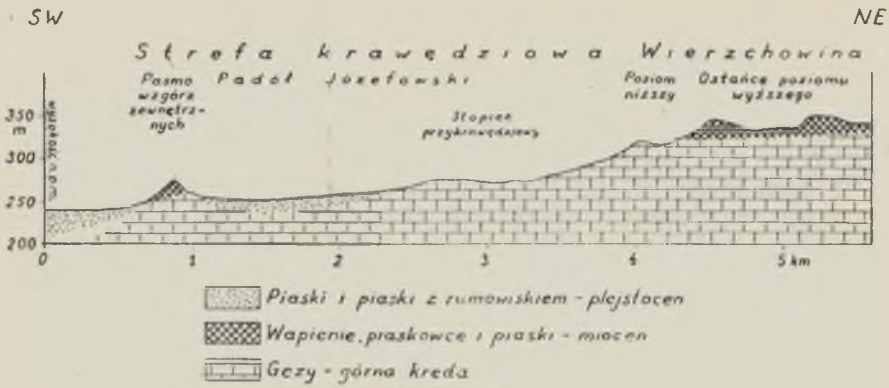
Padół józefowski łączy się na północy z doliną zwierzyniecką oraz uchodzącą do niej doliną, wykorzystaną przez górny Szum. U zbiegu trzech obniżeń wytworzyła się kotlinowata zaklęsłość, rozrywająca ciągłość krawędzi wewnętrznej szczerbą o szerokości 6 km. Kotlina wysłana jest piaskami, z których wiatry wytworzyły wydmy, grupujące się zwłaszcza na peryferiach. Duże obszary dna są zabagnione. Rosną tutaj lasy, głównie sosnowe z dużymi skupieniami olchy.

Rzeźba padołu józefowskiego jest dość urozmaicona, deniwelacje osiągają 40 m. W profilu podłużnym występują zaklęsłości i wypukłości. Od dna opisanej kotliny nad Szumem (245 m) teren podnosi się aż do połogiego wału, przecinającego ukosem padół koło PGR Izbice. Wał w najniższym punkcie osiąga około 270 m. Po drugiej jego stronie rozciąga się rozległe, kotlinowate obniżenie nad Sopotem, które w najniższej części schodzi do 255 m. Próg o wysokości około 275 m, na północ od wsi Oseredek, oddziela to obniżenie od zatoki Równiny Puszczańskiej. Kotlina nad Sopotem — podobnie jak opisana uprzednio nad Szumem — wyścielona jest piaskami i urozmaicona licznymi wydmami. Wały wydmowe osiągają pokaźne rozmiary: kilka kilometrów długości i kilkanaście metrów wysokości. Obszary międzywydmowe są podmokłe.

Inaczej przedstawiają się wypukłości dna padołu. Pod cienką powłoką piasków lub na samej powierzchni zalega rumosz gezy przechodzący na nieznacznej głębokości w litą skałę. Taki profil daje studnia przy szkole w Józefowie oraz nieczynna studnia w Izbicach, gdzie pod dwumetrową warstwą miękkiego, szarego rumoszu widać gezę jasną i dość twardą. (Na mapie geologicznej 1:300 000 zaznaczono tu niesłusznie glinę zwałową).

Deniwelacje dna padołu uległy zmniejszeniu w czwartorzędzie na skutek wypełnienia obniżeń piaskami. Wysokości względne podłoża tych utworów mają zatem większe wartości. Podkreślić należy, iż podłoże nie wykazuje jednokierunkowego nachylenia. Zgodnie z Pawłowskim (28, str. 369) powstanie formy padołowej przypisujemy erozji rzek subsekwentnych.

Profil poprzeczny padołu wykazuje również urozmaicenie, co widać na rycinie przedstawiającej przekrój przez strefę krawędziową w pobliżu Józefowa (rys. 3). U stóp krawędzi wewnętrznej widoczny



Rys. 3. Przekrój przez strefę krawędziową w okolicy Józefowa.
3. Coupe de la zone lisière aux environs de Józefów.
a) Sables — Pléistocène. b) Calcaires, grès et sables — Miocène.
c) Gaizes — Crétacé supérieur.

jest wspomniany uprzednio stopień przykrawędziowy o wysokości 270—280 m, na którym rozłożył się Majdan Niepryski. Stopień łagodnym stokiem opada w stronę Józefowa, leżącego w osi obniżenia. Stąd teren podnosi się do pasma wzgórz brzeżnych. Powierzchnia stopnia przykrawędziowego jest lekko wypukła. Rozcinają ją dolinki denudacyjne. Stopień zbudowany jest z gezy senońskiej, zalegającej na nieznacznej głębokości. Stwierdzono to w Majdanie Niepryskim, gdzie przy niedawno wykopanej studni jeszcze leżał wydobyty materiał w postaci odłamów gezy i jej zwietrzeliny. W pobliżu stacji Długi Kąt znajduje się studnia, która od głębokości 2 m kuta jest w gezie (2). Naturalne odsłonięcia kredy widoczne są u źródeł Niepryszki, która wypływa spod stoku stopnia przykrawędziowego. Biją tu z gezy źródła typu wywierzyskowego.

Stopień przykrawędziowy ma więc taką samą budowę oraz identyczą wysokość jak wał na dnie padołu przy Izbicach, ciągnący się zresztą w przedłużeniu stopnia. Jest to przeto ta sama powierzchnia. Staje się to oczywiste, gdy wyobrazimy sobie pierwotny przebieg krawędzi wewnętrznej w pobliżu Długiego Kąta, gdzie istnieje w jej zarysie poprzednio opisane wygięcie. Po wyprostowaniu linii krawędzi wał na dnie padołu przy Izbicach przekształca się w stopień przykrawędziowy.

Budowa stopnia i jego położenie u stóp krawędzi nasuwają wniosek o denudacyjnej genezie tej formy. Byłoby to zatem zrównanie sto-

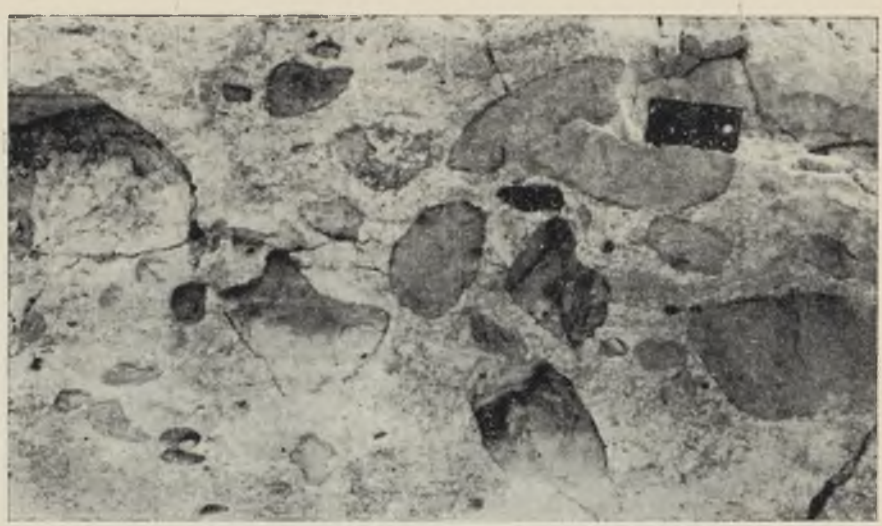
kowe (tzw. pedyment) powstałe na skutek cofania się krawędzi. Podobne zrównania — jakkolwiek nie tak dobrze rozwinięte — występują u stóp krawędzi wewnętrznej na południo-wschód od Sopołu.

Obecną swą formę padół józefowski zawdzięcza więc denudacji, która wytworzyła poziom o wysokości 270—280 m, późniejszej erozji, która poziom ten rozcięła oraz akumulacji wodnej, która wypełniła zaklęsłości piaskami. Występują również ślady akumulacji lądolodu w postaci gliny znalezionej przez Buraczyńskiego w górnej części doliny Niepryszki oraz piasków z głazami pokrywających płaskie dno padołu na zachód od PGR Izbice. Istnienie tych osadów dowodzi, iż padół powstał przed nasunięciem lądolodu krakowskiego. Ich zniszczenie natomiast mówi o późniejszym silnym wyprzątaniu.

Pewne wnioski co do genezy padołu można wysnuć z analizy odsłonięć kamieniołomu znajdującego się już na pograniczu z pasem wzgórz zewnętrznych. W pobliżu Niepryszki, koło zbiegu dróg z Aleksandrowa i Kozaków Osuchowskich do Józefowa znajduje się niewielkie wzgórze o wysokości 252 m, silnie zniszczone przez dawną eksploatację. Wzgórze o wymiarach poziomych 150 x 70 m wznosi się kilka metrów ponad otoczenie. W jego przedłużeniu ciągnie się kilka innych wzgórz, tworzących pasmo równolegle do łańcucha wzgórz zewnętrznych.

Kamieniołom rozcina wzgórze w kierunku osi podłużnej. Eksploatacja odbywała się w sposób chaotyczny; dlatego dno kamieniołomu i jego ściany są nierówne i często zasypane rumoszem. W wyniku tego utrudniona jest obserwacja i ustalenie kolejności warstw, tym bardziej, że wykazują one dość zróżnicowane upady, niekiedy znaczne (np. 25° ku SSW).

W dolnej części odkrywki odsłania się pięknie wykształcony zlepieniec podstawowy, złożony z tortońskiego wapienia i tkwiących w nim odłamów, otoczaków, żwirów i okruchów gezy senońskiej (fot. 6). Wielkość odłamów gezy jest bardzo różnorodna. Średnice niektórych mają po 80 i 90 cm. Jeden — częściowo tylko odsłonięty — ma ponad 1,15 m. Bezpośrednio obok dużych odłamów występują zupełnie drobne. Różnie przedstawia się też ich kształt; są egzemplarze kanciaste i doskonale otoczone, płaskie i kuliste. Jednym słowem brak jest jakiejkolwiek segregacji. Fakty te oraz luźne rozmieszczenie brył gezy w zlepieńcu świadczą przeciwko rzecznemu pochodzeniu odłamów. Przeczy zwłaszcza takiej interpretacji znaleziony duży odłam



6. Zlepieniec podstawowy w kamieniołomie pod Józefowem. Fot. A. Kęsik.
6. Conglomérat de base dans la carrière de Józefów. Photo A. Kęsik.

potrzaskanej gezy, której szczeliny wypełnione są lepiszczem wapienia tortońskiego. Trudno sobie wyobrazić, aby odłam tak spękany nie uległ rozpadowi podczas transportu rzecznego. Zlepieniec józefowski jest zatem zlepieńcem podstawowym, świadczącym o istnieniu w bezpośrednim jego sąsiedztwie wysokiego brzegu morskiego, z którego oderwane przez działalność fal odłamy skalne osadzały się u stóp falezy. W wyższych warstwach charakter zlepieńca zmienia się. Coraz większą rolę gra skała zlepiająca, odłamy gezy są natomiast coraz mniejsze i mniej liczne. Skałę tę można by nazwać piaskowcem muszlowym, składa się ona bowiem z licznych ziarn kwarcu oraz doskonale obtoczonych odłamów muszli. Najwyżej leżą warstwowane piaski z kulkami litotamniowymi, częściowo spojone lepiszczem wapnistym. Zmiana osadów w kierunku pionowym mówi o oddaleniu się falezy; odkrywka nie pozwala jednak stwierdzić, czy mamy tu ślad postępującego zalewu morza tortońskiego, czy tylko cofania się niszczonej falezy. Odłamy i otoczaki ze zlepieńca józefowskiego przedstawiają różny stan zwietrzenia; obok niezwietrzałych występują okazy rozsypujące się w rękach na pył. Mimo tych różnic zwięzłości można wnosić, że są to bryły gezy, na co wskazuje duża ilość ziarn glaukonitu we wszystkich okazach oraz znaczna wapnistość okazów zwie-

trzałych. Brak otoczaków skał tortońskich pozwala przypuszczać, iż zlepieniec józefowski reprezentuje osad pierwszego stadium transgresji morza tortońskiego na omawiany obszar.

W kamieniołomach zwracają uwagę dość liczne struktury, rozcinające górne warstwy i sięgające rodzajem kominów w głąb, gdzie trudno śledzić ich dalszy przebieg. Kominy wypełnia ciemnobrązowa

7. Kras kopalny w wapieniu mioceńskim — kamieniołom w Józefowie. Fot. A. Kęsik.
7. Karst fossile dans le calcaire du Miocène (carrière de Józefów). Photo A. Kęsik.

plastyczna glina z licznymi ziarnami kwarcu oraz piasek kwarcowy. Krętość niektórych form, rodzaj wypełniającego je materiału, w którym nie znaleziono śladu utworów lodowcowych, nasuwa przypuszczenie, że mamy do czynienia raczej z rezultatami procesów krasowych niż z zaburzeniami peryglacjalnymi (fot. 7 i 8).

8. Kominy krasowe w kamieniołomie józefowskim. Fot. A. Kęsik.
8. Cheminées karstiques dans la carrière de Józefów. Photo A. Kęsik.

Zlepieniec józefowski, który powstał w tortonie u stóp wysokiego brzegu morskiego świadczy, iż w strefie krawędziowej Roztocza istniała deniwelacja na długo przed utworzeniem się współczesnej krawędzi, co przemawia za tektoniczną predyspozycją tej formy. Fakt ten należy mieć na uwadze przy rozważaniach nad genezą krawędzi.

W przedłużeniu padołu józefowskiego leży w południowo-wschodnim krańcu omawianego obszaru dolina Tanwi. Jest to rozległa forma o szerokości 1,5 — 2 km. Prawe zbocze stanowi opisany odcinek wewnętrznej krawędzi Roztocza przy wsi Paary. Lewe zbocze jest również wysokie i strome. U stóp zboczy ciągną się po obu stronach zrównania stokowe, na skutek czego dno doliny kształtem przypomina płaską nieckę. Wypełniają ją piaski, których zwydmioną powierzchnię porasta las sosnowy.

Ostatnim elementem południowo-wschodniej części strefy krawędziowej jest pasmo wzgórz, oddzielające padół józefowski od Równiny Puszczańskiej. Zaczyna się ono nad Szumem i ciągnie się wąską smugą do Sopotu. Wzgórza mają kształt wydłużony i przedzielone są niewielkimi na ogół obniżeniami. Od zachodu wznosi się Góra Brzezińska (285 m), a następnie wzgórze ponad wsią Tarnowola (274 m). Dalej ku SE występuje dość szeroka i głęboka przerwa w paśmie wzgórz, wysłana piaskami i stanowiąca połączenie między kotliną nad Szumem i Równiną Puszczańską. Przerwę wykorzystuje Niepryszka. Przedłużenie pasma stanowi długi pagór nad Józefowem o wysokości 274 m oraz najwyższe wzgórze, mające ponad 290 m. Dalsze wzgórza aż do Sopotu mają mało zróżnicowane wysokości przeważnie około 280 m.

Pojedyńczy na mapie łańcuch wzgórz w rzeczywistości składa się na pewnych odcinkach z dwóch pasm. Obok głównego pasma występują od strony padołu małe i słabo wyodrębnione wzgórza. Pagórki zbudowane są ze skał tortońskich. Podłoże kredowe odsłania się tylko w dolinie Szumu oraz na stokach Góry Brzezińskiej i Tarnowolskiej, gdzie stwierdzono kontakt kredy i tortonu na wysokości 243 m (2).

Torton, odsłonięty w licznych, małych łomach, wykształcony jest przeważnie jako wapień litotamniowy. Ławice jego wykazują nachylenie rzędu kilku, czasem kilkunastu stopni, najczęściej ku SW. W niektórych łomach widoczne są diaklazy; pomiar ich jednak jest utrudniony, gdyż odkrywki są przeważnie zbyt małe. Zmierzone spękania wykazują kierunek NW — SE oraz poprzeczny do niego. Podobne kierunki stwierdzono w opisanym wyżej kamieniołomie hedwiżyńskim.

Wzgórza wykazują w profilu poprzecznym asymetrię; stok skierowany ku Równinie Puszczańskiej jest dłuższy, ku padołowi józefowskiemu krótszy. Na stokach północno-wschodnich występują załamania, tworzące niskie, ale strome progi. W części południowo-wschodniej między Pardysówką Dużą i Hamernią pagórki wyrastają wprost z poziomu kredowego, ponad który wznoszą się zaledwie na kilkanaście metrów. Różnica między krótkim stokiem północno-wschodnim a długim stokiem południowo-zachodnim jest tu stosunkowo duża. Na wzgórzach występują gdzieniegdzie niewielkie skałki mocno nadżarte wietrzeniem chemicznym.

Twarde skały tortońskie od dawna są obiektem eksploatacji. Wydobywanie kamienia odbywa się w sposób chaotyczny, bowiem występowanie skały na powierzchni ułatwia właścicielom pól tworzenie płytkich łomów. Piękne krajobrazowo pagórki ulegają zeszpeceniu i niszczeniu; przykładem dewastacji jest wzgórze nad Józefowem na całej długości poryte czynnymi przeważnie kamieniołomami.

Między Sopotem i Tanwią pas wzgórz zewnętrznych jest silnie zredukowany. Tylko nad Sopotem istnieje stosunkowo rozległe wzniesienie, które od pobliskiej wsi nazywać będziemy wzgórzami nowińskimi. Dalej na południe aż do Tanwi otwiera się szeroka na kilka kilometrów przerwa, którą Równina Puszczańska wdziera się pod krawędz wewnętrzną.

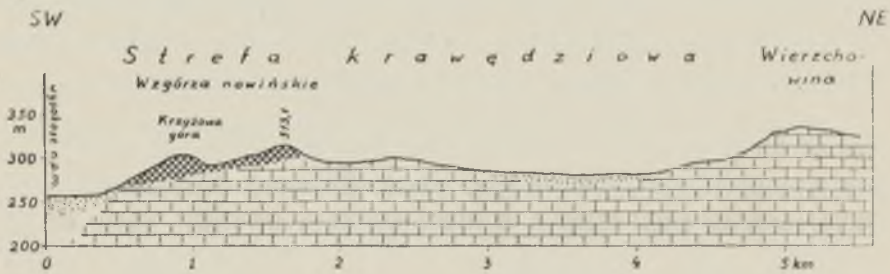
Wzgórza nowińskie różnią się od pagórków między Szumem i Sopotem już samym zarysem w planie. Tamte tworzą długie i wąskie pasmo o szerokości przeważnie nie przekraczającej 0,5 km — wzgórza nowińskie stanowią zwartą grupę o wymiarach 1,5 km × 2 km. Również wysokością górują nad poprzednio opisanymi, osiągając 313,1 m.

Wzgórza w dolnej części zbudowane są z gezy kredowej. Dobre jej odsłonięcia znajdują się na północnym stoku podcinanym przez Sopot. Powyżej zalegają wapienie tortońskie. Kontakt trzeciorzędu i kredy na północno-wschodnim stoku występuje nieco poniżej 300 m. Na stoku południowo-zachodnim torton schodzi niżej, chowając się na wysokości około 260 m pod piaski Równiny Puszczańskiej. Wynika stąd, że powierzchnia kontaktowa pochyla się w kierunku SW, podobnie jak warstwy skał tortońskich w paśmie między Szumem i Sopotem. Duże odsłonięcia tortonu daje kamieniołom na południowo-zachodnich stokach Krzyżowej Góry. Widać w nim wielką zmienność materiału, świadczącą o niespokojnych i zmieniających się warunkach sedymentacji. Przeważają wapienie litotamniowe, poza tym występują wapienie piaszczyste, względnie piaskowce wapniste. Spotyka się też wkładki piasku. Ławice nachylone są pod różnym kątem, ale zwykle ku SW.

Na małym obszerze wzgórz nowińskich istnieje złożony system spłaszczeń. Na północnym krańcu, tuż ponad wsią Nowiny oraz na obrzeżeniu wschodnim (na N od wsi Oseredek) występują powierzchnie nawiązujące wysokością 270—280 m do opisanego uprzednio stopnia przykrawędziowego. Duży obszar we wschodniej części zaj-

muje spłaszczenie ścinające kredę w poziomie 290—300 m. Koło toru kolejki gospodarczej, przebiegającej po tym spłaszczeniu, odsłania się w rowie piasek z licznymi głazami północnymi, wśród których spotyka się okazy kilkudziesięciocentymetrowe. Jest to osad lodowcowy, którego obecność na tym poziomie datuje zrównania na okres przed plejstocenem. W podobnych wysokościach znajdują się grzbiety Krzyżowej Góry (300 m) na zachodzie i pagórka, wznoszącego się ponad wsią Nowiny (303 m); zbudowane są jednak z tortonu. Przypuszczalnie leżą one w przedłużeniu — mimo mniejszej wysokości — najwyższego poziomu, zachowanego w małym fragmencie na pagórku 313,1 m (na mapie 1:100 000 — 312,6 m). Powierzchnia grzbietowa pagórka przechodzi ku NE stromym stokiem w zrównanie kredowe, w przeciwnym zaś kierunku pochyla się łagodnie, znajdując swe przedłużenie w spłaszczeniu Krzyżowej Góry.

Poziomy, występujące na górkach nowińskich wykazują zgodność z poziomami po drugiej stronie pasa obniżeń, co nasuwa wniosek o wspólnym rozwoju ich rzeźby. Profil, przeprowadzony przez strefę krawędziową, doskonale to odzwierciedla (rys. 4). Wykonano



Rys. 4. Przekrój przez strefę krawędziową na południe od Sopotu (objaśnienia jak przy rys. 3).
4. Coupe de la zone lisière au Sud du Sopot.

go wzdłuż linii łamanej — od Krzyżowej Góry, przez kotę 313,1 m, próg między kotliną Sopotu i Równiną Puszczańską, krawędź wewnętrzną do wierzchowiny Roztocza — aby lepiej uwypuklić główne elementy morfologiczne. Nie ma natomiast takiej zgodności ze wzgórzami po prawej stronie Sopotu, co wskazywało by na istnienie jakiejś nieciągłości na linii rzeki.

W przedłużeniu pasa wzgórz zewnętrznych ciągnie się poza Tanwią wzniesienie nazwane wałem Huty Różanieckiej (3). Określenie

„wał" jest trafne ze względu na jednolitość formy. Wzniesienie, poczynając od Tanwi, ciągnie się ku południo - wschodowi, łącząc się z głównym trzonem Roztocza Południowego. W tym samym kierunku rozszerza się ono i podnosi. Związek z Południowym Roztoczem podkreśla gruba pokrywa tortonu. Podobnie jak w całym paśmie wzgórz zewnętrznych, widać dużą zmienność osadów, co można zaobserwować w licznych odkrywkach na południowo-zachodnim stoku.

Profil poprzeczny, wykonany wzdłuż drogi z Huty Różanieckiej do Rebizant, wykazuje pewną symetrię wału (3). W dolnej części stoki zarówno południowo-zachodnie, jak i północno-wschodnie łagodnie wznoszą się, poczym załamują się, tworząc dość strome krawędzie wysokości ok. 10 m. Powyżej krawędzi teren stopniowo wznosi się i przechodzi w spłaszczenie w poziomie ponad 300 m. Załamanie stoków wypada przy kontakcie kredy i trzeciorzędu, stwierdzonym w wąwozie, który głęboko nacina wał od strony północnej. Kontakt występuje na wysokości około 270 m na stoku południowo-zachodnim i około 280 m na stoku północno-wschodnim, a zatem znów otrzymujemy nachylenie ku SW, ale znacznie mniejsze niż obserwowane na wzgórzach nowińskich. Łomnicki (21) twierdził, iż kreda w wale Huty nie występuje na powierzchni. Rzeczywiście, pokrywa piasku, okruchów i otoczaków skał tortońskich na łagodnym stoku kredowym może wprowadzić w błąd. Na wąwóz zaś, w którym występuje kontakt trzeciorzędu i kredy, widocznie badacz ten nie natrafił. (Wąwóz uchodzi do Tanwi, która w owych czasach była granicą Galicji). Również na mapie geologicznej 1:300 000 nie oznaczono tu kredy.

Zróżnicowanie litologiczne stoku wpłynęło silnie na jego profil, trzeba jednak podkreślić, iż czynnikiem modelującym była denudacja, której wytworem są doskonale wykształcone zrównania. Śladów jej działania dostarczają odkrywki na południowo-zachodnim stoku, gdzie widoczny jest materiał soliflukcyjnie przemieszczony.

Spłaszczenie grzbietowe wału wznosi się na wysokość ponad 300 m, podobnie jak i poziom wierzchowinowy Roztocza po drugiej stronie Tanwi. Tam jednak zrównanie odsłania kredę, która w wale Huty jest co najmniej o 20 m niżej. Różnica ta może być wynikiem uskoku, nie ma na to jednak pewnych danych. Powierzchnia kontaktowa kredy i trzeciorzędu, przedłużona z wału Huty, wypada mniej więcej na wysokości wierzchowiny Roztocza.

Trzy omówione odcinki pasma wzgórz zewnętrznych różnią się wysokościami i cechami morfologicznymi. Również kontakty kredy i trzeciorzędu wykazują różną wysokość (jakkolwiek — mając na uwadze urozmaiconą rzeźbę powierzchni kontaktowej — trzeba podkreślić możliwość przypadkowości pomiarów). Zapewne są to następstwa nierównomiernych przesunięć pionowych poszczególnych części zewnętrznego pasma, które ulegały ruchom jako całe bloki. Wał Huty mógł przy takim ruchu ulec przechyleniu, które spowodowało, iż jego powierzchnia grzbietowa wykazuje wyraźne, jakkolwiek dość łagodne nachylenie. Na północno-zachodnim jego krańcu zrównanie grzbietowe schodzi poniżej 300 m, zaś na S od Narola osiąga prawie 350 m.

Strefę krawędziową przecina kilka rzek; wymagają one specjalnego omówienia. Opis zaczniemy od Szumu (2) ograniczającego omawiany obszar od północy. Odcinek rzeki w obrębie wierzchowiny Roztocza jest krótki i ubogi w wodę. Na obszarze doliny zwierzynieckiej Szum stanowi nadal małą strugę o niedużym spadku. Tu łączy się z krótkim ale obfitym w wodę strumieniem Krupiec, który zaczyna się przy stacji Krasnobród licznymi źródłami. Typ źródeł bijących na długim odcinku u stóp zboczy nasuwa przypuszczenie, iż płytko w podłożu zalega kreda. Koło Górecka Starego zaczyna się przełom Szumu. Rzeczka wcina się w stok, którym północno-zachodnia część strefy krawędziowej opada ku padołowi józefowskiemu. Dolina rzeki jest tu wąska z podciętymi zboczami. W dnie odsłania się kreda, tworząca kilka maleńkich progów. Najgłębiej (do 10 m) wcięta jest rzeka w osi pasma wzgórz zewnętrznych. Tu osiąga też największy spadek — 13,3‰. W wąskim dnie ponownie ukazuje się kreda i związane z nią szypoty, zwane przez miejscową ludność „szumami". Progi są niskie, żaden nie osiąga 1 m wysokości. Azymuty ich wynoszą 125° — 145°. Malowniczość doliny podnosi piękny las olchowo-sosnowo-świerkowy. Cały odcinek przełomowy od Górecka Starego do Górecka Kościelnego dzięki walorom krajobrazowym został uznany za rezerwat przyrody.

Na terenie Równiny Puszczańskiej spadek rzeki zmniejsza się stopniowo w dół biegu. Zmienia się też charakter doliny, która początkowo jest wcięta do kilku metrów, z biegiem rzeki zaś ma coraz mniejszą głębokość i słabiej zaznaczające się zbocza (patrz rozdział II).

Niepryszka jest dopływem Szumu. Zaczyna się ona w strefie krawędziowej pod Józefowem źródłami w kredzie. Przepływając przez wgórza zewnętrzne wykorzystuje wspomnianą uprzednio przerwę w paśmie. Zbocze lewe, od strony wzgórz józefowskich, ma wysokość kilkunastu metrów i duże nachylenie. W strefie krawędziowej dolina Niepryszki wykazuje załamania w profilu terasy zalewowej i nadzalewowej, mniejsze jednak niż w dolinie Szumu.

Sopot należy do najbardziej interesujących rzek Roztocza. Odcinek w obrębie wierzchowiny posiada — jak wspomniano — szeroką i głęboką dolinę, wysłaną piaskami, w które koryto jest bardzo słabo wcięte. Wypływając na teren padołu józefowskiego (kotliny Sopotu) rzeka zwiększa spadek i wcina się na głębokość kilku metrów w terasę nadzalewową. Przy Nowinach Sopot płynie u stóp wzgórz nowińskich, zaś po prawej jego stronie rozciąga się obniżenie pokryte wydmami, podcinanymi przez rzekę (fot. 9). W najwęższym miejscu dolina ma

9. Podcięcie wydmy przez rzekę Sopot w Nowinach. Fot. A. Kęsik.
9. Dune érodée par la rivière Sopot à Nowiny. Photo A. Kęsik.

zaledwie 20 metrów szerokości. Strome zbocze lewe zbudowane jest z kredy. Również w dnie odsłania się kreda, tworząca pięć małych progów. Azymuty ich 130°—155°. Drugie zwężenie doliny występuje już na terenie Równiny Puszczańskiej (poniżej mostu w Harmerni),

gdzie na zboczach i w korycie rzeki odsłania się torton. Rzeka, płynąca wąską gardzielą, tworzy szereg małych wodospadów o wysokości do 1,5 m (fot. 10). Charakter ich niczym nie przypomina progów

10. Wodospad na Sopocie k. Hamerni. Fot. A. Kęsik.
10. Chute d'eau sur le Sopot près Hamernia. Photo A. Kęsik.

w Nowinach. Tam panował porządek w układzie równoległych niemal stopni — tu mamy chaos nieregularnych załamań o zmiennych azymutach. Różnice są oczywiście uwarunkowane odmiennym materiałem (kreda w Nowinach, trzeciorzęd poniżej Harmerni).

Dolina Sopotu głęboka do 20 m, o stromych zboczach, których nachylenie dochodzi do 40° i wąskim, nierównym dnie, zachowała bujny, pierwotny las. Podziw budzą zwłaszcza wspaniałe okazy jodeł. Piękny ten odcinek chroniony jest jako rezerwat. W dół biegu dolina jest coraz szersza i płytsza.

Interesujący jest problem genezy dolnych progów Sopotu. Najprostsze wydaje się przyjęcie założenia, iż wytworzyły się one w skałach trzeciorzędowych, strąconych uskokiem na linii południowo-zachodniego podnóża wzgórz zewnętrznych. Jednak koncepcja ta nie jest poparta wystarczającymi dowodami, a pomierzone na wzgórzach nowińskich wysokości spągu trzeciorzędu dopuszczają nawet możliwość istnienia ciągłej warstwy pochylającej się w stronę Kotliny

Sandomierskiej aż do linii progów. Nasuwa się pytanie, dlaczego progi znajdują się na terenie Równiny Puszczańskiej, nie ma ich zaś w osi wzgórz józefowskich? Otóż w paśmie wzgórz istnieje między wsiami: Hamernią i Nowinami wąska przerwa, którą padół józefowski łączy z Równiną Puszczańską. Jest to wypełniona piaskami dolina przełomowa, której kierunek na tym odcinku jest przypuszczalnie niemal południkowy. W czasie zlodowacenia bałtyckiego przełom został zasypany piaskami do wysokości terasy nadzalewowej, a wody wypływające na teren równiny utworzyły rozległy, płaski stożek. Współczesny Sopot wykorzystał dawne obniżenie w paśmie wzgórz, dalej jednak skręcił w prawo i wcinając się w stożek, natrafił na zagrzebane pod piaskami skały tortońskie, w które wciął się, tworząc epigenetyczny przełom.

W południowej części strefy krawędziowej przepływa Tanew z dwoma dopływami: Łosinieckim Potokiem i Jeleniem. Tanew bierze początek na Roztoczu Południowym. W strefie krawędziowej płynie opisaną szeroką doliną między krawędzią wewnętrzną i wałem Huty Różanieckiej. W okolicy wsi Rebizanty koryto rzeki zbliża się do zrównania stokowego, otaczającego wal Huty. W dnie i na zboczach pojawiają się skały kredowe, w których wytworzyły się cztery serie szypotów. Łączna liczba załomów dna wynosi 47. Najliczniejsza seria dwudziestu czterech progów występuje poniżej ujścia Łosinieckiego Potoku. W wąskiej stromościennej dolinie z szumem przelewa się woda po stopniach odległych od siebie o kilka — kilkanaście metrów (fot. 11).

Progi są niskie; najwyższy, znajdujący się w dolnej, czwartej z kolei, serii, ma ponad 1 m wysokości. Azymuty ich wykazują dużą zgodność, wahając się w granicach 140°—160°. Porównanie azymutów progów kredowych na trzech opisanych rzekach przedstawia się bardzo interesująco. Na Szumie wartości wahały się od 125° do 145°, a na Sopocie od 130°do 155°. Występuje więc w kierunkach progów niewielkie, ale wyraźne zróżnicowanie. Progi na Tanwi mają kierunek południowo-roztocki, najbardziej zbliżony do południkowego. Im dalej ku północy, tym większe odchylenie do kierunku NW — SE.

Odcinek doliny Tanwi z trzecią i czwartą serią szypotów oraz wzgórze odcięte erozją rzeczną u ujścia Jelenia do Tanwi stanowią rezerwat przyrody. Na piękno krajobrazu składają się szypoty, głęboko wcięta dolina o zboczach osiągających ponad 20 m oraz bujna

11. „Szumy" na Tanwi. Fot. A. Kęsik.
11. Rapides sur le Tanew. Photo A. Kęsik.

12. Wodospad na Jeleniu. Fot. A. Kęsik.
12. Chute d'eau sur le Jeleń. Photo A. Kęsik.

roślinność, wśród której wyróżniają się wspaniałe okazy starych jodeł.

Jeleń oraz jego dopływ, Potok Susiecki, zaczynają się poniżej krawędzi wewnętrznej silnymi źródłami bijącymi z kredy. Doliny obu strumieni są wąskie i szybko pogłębiają się w dół biegu osiągając kilkanaście metrów. Około 0,5 km poniżej ujścia Potoku Susieckiego dolina Jelenia zwęża się i w jej dnie pojawiają się skały kredowe, na których wytworzyły się progi. Jest ich osiem, jeden ma 1,8 m wysokości (fot. 12). Progi na Jeleniu występują na linii górnych (pierwsza i druga seria) progów Tanwi i mają podobne azymuty. Świadczy to, iż zatoka Równiny Puszczańskiej, sięgająca pod Susiec, zajmuje obszar genetycznie związany z Roztoczem. Zniszczenie strefy krawędziowej było zapewne dziełem erozji, zbiegają się tu bowiem: wielka dolina Tanwi, martwa dolina Maził i dolina Potoku Łosinieckiego. Przypuszczalnie tu także miała ujście dolina Sopotu, zanim wytworzył się przełom nowiński.

Odcinek Jelenia od szypotów w dół zasługuje na ochronę ze względu na wodospad, malowniczość stromościennej dolinki oraz gęsty olchowy las porastający podmokłe dno w dolnym biegu. Całość ma duże walory krajobrazowe.

Drugi dopływ Tanwi, Potok Łosiniecki, składa się z dwóch odcinków: w obrębie wierzchowiny i w strefie obniżenia przykrawędziowego. W drugim odcinku rzeka płynie w płytkiej dolinie wśród piasków poziomu zasypania. Potok Łosiniecki nie ma progów, mimo iż przecina linię, na której występują progi Tanwi i Jelenia. Możliwe, iż zasypana jest tu stara dolina Tanwi, w której podłoże kredowe znajduje się na większej głębokości.

Interesujące jest studium podłużnych profilów rzek. Charakterystyczną cechę stanowi wyraźny wzrost spadku na linii progów. Załamanie profilu rzeki powtarza terasa nadzalewowa, co zostało stwierdzone pomiarami wysokości terasy nad Szumem (2). Tę wypukłość koryta i terasy nadzalewowej w strefie krawędzi zewnętrznej można tłumaczyć wtórnym zniekształceniem, któremu uległ profil na skutek współczesnego, względnie bardzo niedawnego ruchu wypiętrzającego na linii uskoku. Tłumaczenie takie podejmowano kilkakrotnie. Ruch podłoża przyjął Nowak (26) dla wyjaśnienia powstania szypotów na Tanwi. Omawiając dolinę Sopotu Samsonowicz (35, str. 73) doszedł do wniosku, że krawędź Roztocza ulegała intensywnemu

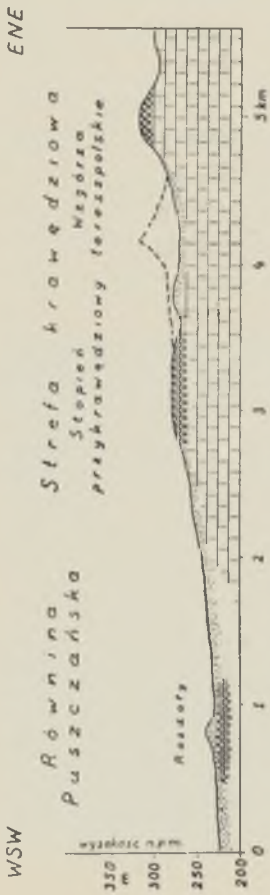
i stałemu wznoszeniu, które zapewne trwa do dziś. Koncepcji tej przeciwstawił się Ludwik Sawicki (39, str. 138) argumentując, iż istnienie ruchów na krawędzi musiałoby się odbić w systemie rzecznym Roztocza. Zwolennikiem młodych ruchów pionowych w strefie krawędzi jest również prof. Jahn, który na zjeździe Polskiego Towarzystwa Geograficznego w 1954 r. wysunął jako argument wypukłe profile rzek.

Hipoteza wydaje się prawdopodobna, ponieważ strefa krawędziowa wytworzyła się w pasie dyzlokacji tektonicznych odnawiających się. W każdym razie ruch wypiętrzający — wbrew sugestii Samsonowicza — musiał być nieznaczny i ograniczony do niewielkiej przestrzeni. Tym dałoby się tłumaczyć brak efektów ruchu w postaci wcinania się rzek na wierzchowinie Roztocza. Trzeba jednak podkreślić, iż załom profilu da się wyjaśnić bez zakładania przesunięć pionowych. Progi mogą występować na linii krawędzi podłoża, ukrytej pod plejstoceńską pokrywą. Załamanie spadku byłoby zatem odzwierciedleniem zwiększonego nachylenia w profilu powierzchni przedczwartorzędowej.

Północno-zachodnia część strefy krawędziowej

W wewnętrznej części strefy krawędziowej pomiędzy Szumem i Ładą nigdzie nie obserwujemy zwartego progu ciągnącego się na dłuższym odcinku. Spowodowane to jest silnym rozcięciem poziomu wierzchowinowego Roztocza, z którego pozostały tylko niewielkie ostańce. Zaznacza się to szczególnie wyraźnie pomiędzy doliną zwierzyniecką i Gorajcem, gdzie linię progu krawędziowego znaczą dwa równoległe łańcuchy odizolowanych i kulisowato ułożonych wzgórz, wznoszących się nad wsią Tereszpol (rys. 5, fot. 13).

Wzgórza tereszpolskie wznoszą się przeważnie do 320—322 m i tylko najmniejsze z nich są nieco niższe (305—315 m). Od strony Równiny Puszczańskiej wysokości względne w stosunku do zrównań stokowych osiągają 30—40 m. W planie wzgórza mają kształty okrągławe i owalne; wymiary poziome nie przekraczają 1,2 km. Znacznie bardziej istotne są cechy profilu poprzecznego. W profilu takim wszystkie większe wzgórza mają wyraźnie zaznaczone spłaszczenia szczytowe, na skutek czego zasługują na miano wzgórz stołowych. Na mniejszych spłaszczenia szczytowe zaznaczają się bardzo



Rys. 5. Przekrój przez strefę krawędziową we wsi Tereszpol (objaśnienia jak przy rys. 3).

5. Coupe de la zone lisière au village de Tereszpol.

13. Panorama wzgórz tereszpolskich. Fot. J. Butrym.

13. Panorama des collines de Tereszpol. Photo J. Butrym.

słabo, albo nie występują w ogóle, w związku z czym mają one kształty kopcowate. Zbocza wzgórz dzielą się z reguły na dwa odcinki: górny, krótszy odcinek wypukły, ze spadkami do około 30° (i więcej) oraz dolny, znacznie dłuższy odcinek wklęsły, ze spadkami rzędu kilku stopni. Niższy przechodzi stopniowo w spłaszczenia stokowe krawędzi Roztocza.

Wszystkie wzgórza mają bardzo podobną budowę geologiczną. Od góry występują w nich mioceńskie wapienie przeważnie litotamniowe lub detrytyczne ze znaczną domieszką ziarn kwarcu i piaskowce wapniste, tworzące czapy o grubości od kilku do kilkunastu metrów. Przykrywają one żółtawą gezę górnokredową. Powierzchnia kontaktowa między tymi różnowiekowymi utworami jest prawdopodobnie bardzo nieznacznie nachylona ku SW. Pomiary przeprowadzone w zachodniej części Hołdy (wzgórze położone pomiędzy wsią Tereszpol — Zaorenda i Szozdami), wykazały nachylenie zaledwie rzędu 10—20′. W części spągowej wapieni mioceńskich można obserwować zlepieniec podstawowy ze żwirami i okruchami gezy kredowej; wymiary żwirów i okruchów dochodzą do kilkunastu centymetrów, a więc są znacznie mniejsze niż w zlepieńcu józefowskim.

Skały budujące wzgórza można obserwować in situ na zrównaniach szczytowych i w górnej części stoków bezpośrednio na powierzchni lub pod cienką pokrywą rumowiska. Poniżej rumowisko przechodzi stopniowo w grubiejące ku dołowi pokrywy gruzowo-piaszczyste i piaszczyste (piaszczysto-pylaste i piaszczysto-gliniaste).

Rumowisko skalne wapieni i innych skał mioceńskich na niektórych wzgórzach występuje w dużych ilościach, tworząc miejscami miniaturowe gołoborza. Na miedzach zaoranych zagonów często piętrzą się całe hałdy zebranych z pól żwirów, otoczaków i bloków o bardzo urozmaiconych i osobliwych kształtach (bulaste, nerkowate, graniakowate, płytkowate itp.). Obok okazów dobrze ogładzonych występują także inne z chropawymi, ospowato-dołkowatymi powierzchniami wietrzenia chemicznego.

Ludwik Sawicki w 1932 r. otoczaki te określił jako „...pozostałość preglacjalnych sedymentów rzecznych..." (39, str. 138). W czasie wycieczki V Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego w 1954 r. prof. Jahn wysunął inną koncepcję wyjaśniającą genezę tych żwirów. Miały one powstać w warunkach klimatu peryglacjalnego pod wpływem wietrzenia mrozowego i szlifującego działania

wiatru. Za tą koncepcją zdaje się przemawiać występowanie na wzgórzach graniaków (wiatrowców) podobnych do eratycznych głazów rzeźbionych przez wiatr. Jednakże typowe graniaki występują stosunkowo rzadko, a równocześnie obok nich obserwujemy żwiry podobne do obtoczonych przez wody płynące. Jeśli uwzględnimy przy tym denudacyjne pochodzenie powierzchni, na której one spoczywają (niższy poziom wierzchowinowy Roztocza), to nie powinniśmy wykluczać możliwości istnienia żwirów uformowanych przez wody stokowe. Dość prawdopodobne wydaje się także obtoczenie przez lodowiec. Należy się więc liczyć z możliwością różnej genezy żwirów, a także i z przekształcaniem ich przez kolejno działające procesy.

Obok żwirów i otoczaków można obserwować na zboczach wzgórz skałki oderwane od czap mioceńskich. Często mają one osobliwe kształty, a powierzchnie ich usiane są drobnymi formami wietrzenia chemicznego i szlifującego działania wiatru (fot. 14). Największa

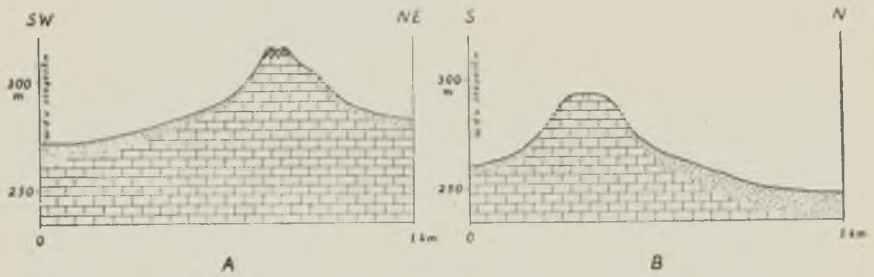
14. Skałka mioceńska na stoku wzgórza stołowego na południe od Szozd. Fot. H. Maruszczak.

14. Roche du Miocène sur le versant de la colline-témoin de plateau au Sud de Szozdy. Photo H. Maruszczak.

skałka znajduje się na zachodnim zboczu wzgórza zwanego Hodarówką (wzgórze z wieżą triangulacyjną, leżące pomiędzy wsią Szozdy i Tereszpol — Piaski). Skałka ta i niektóre inne występują w znacznej odległości od czap tortońskich, w dolnej części stoków, na gezie

pokrytej piaskami. Obsunęły się one zapewne po podłożu trwałej zmarzliny, razem ze spływającymi masami warstwy czynnej, w warunkach peryglacjalnych. Za taką koncepcją mogą przemawiać zaburzenia mrozowe, występujące dość pospolicie tuż pod współczesną powierzchnią topograficzną.

Budowa geologiczna wzgórz może sugerować, że rzeźba ich uwarunkowana jest właściwościami natury litologicznej. Ławicom skał mioceńskich, odporniejszych niż geza kredowa na działanie sił niszczących, przypisujemy rolę czynnika zabezpieczającego. Należy jednak podkreślić, że rola ta w przypadku wzgórz tereszpolskich była dość wyraźnie ograniczona. Czapy mioceńskie sprzyjały zapewne zachowaniu się na większych zresztą tylko wzgórzach poziomu zrównania wierzchowinowego Roztocza. Profile stoków nie wykazują jednak prostej zależności od jakości budującego je materiału (rys. 6 A). Na liniach kontaktów skał o różnej odporności nie występują załomy — stoki wzgórz przedstawiają się jako jednolite powierzchnie o kształtach charakterystycznych dla form modelowanych przez siły denudujące. Podobne profile posiadają występujące w sąsiedztwie stoki zbudowane wyłącznie z gezy (rys. 6 B). Wzgórza przedstawiają więc formy typowych ostańców denudacyjnych.



Rys. 6. Przekrój przez wzgórza w okolicy Tereszpola: A) Hołda, B) grzbiet z punktem 293 m na południo-wschód od Szozd (objaśnienia jak przy rys. 3).

6. Coupe des collines aux environs de Tereszpol: A. Hołda. B. Croupe avec point de 293 m au Sud-Est de Szozdy.

Scharakteryzowane wyżej wzgórza zasługują na miano „świadków", świadczą one bowiem: a) o istnieniu powierzchni zrównania w poziomie około 320 m, b) o istnieniu i przebiegu stref sedymentacyjnych mórz mioceńskich i c) o istnieniu w przeszłości zwartej i ciągłej krawędzi.

Większe wzgórza posiadają powierzchnie szczytowe, wzniesione do około 320 m, tzn. w poziomie niższego zrównania wierzchowinowego, które rozpościerało się tutaj pomiędzy doliną zwierzyniecką i krawędzią wewnętrzną. Wzgórza powstały więc w wyniku rozcięcia tego zrównania przez procesy erozji. Rozcinanie odbywało się zarówno od strony południowo-zachodniej jak też i od północno-wschodniej. Należy podkreślić, że znacznie efektywniejsza była praca wód rozcinających zrównanie od północo-wschodu. Wody płynące w tym kierunku miały stosunkowo niską i blisko położoną bazę erozyjną w postaci dna głębokiej doliny zwierzynieckiej. Dolina ta wykazuje ślady dość szybkiego pogłębiania, co sprzyjało rozwojowi erozji wstecznej w bocznych dolinkach, które wierzchołkami swymi wkraczają czasem aż na linię zewnętrznego łańcucha wzgórz (pomiędzy Szozdami i Tereszpolem). W wyniku tego poziom wierzchowinowy zachował się wyłącznie przy samej krawędzi.

Niektóre przesłanki pozwalają przypuszczać, że współczesny układ wzgórz świadków posiada predyspozycję natury litologicznej. Wniosek o możliwości istnienia takiej predyspozycji zdaje się wynikać z faktu ułożenia się wzgórz w dwa równoległe, oddalone od siebie o około 0,5 km, łańcuchy. Nie są one oddzielone jakąś ciągłą formą podłużną, co osłabia przypuszczenie o istnieniu predyspozycji tektonicznej tego układu. Za litologicznym uwarunkowaniem może przemawiać zróżnicowanie charakteru osadów mioceńskich w obu łańcuchach. W zewnętrznym dużą rolę odgrywają ławice wapieni litotamniowych, które w łańcuchu wewnętrznym nie występują, względnie odgrywają podrzędną rolę w stosunku do detrytycznych wapieni z domieszką ziarn kwarcu. Można więc wysunąć przypuszczenie, że oba łańcuchy wzgórz odzwierciedlają układ stref sedymentacyjnych przybrzeżnej części morza mioceńskiego. Dla poparcia takiego przypuszczenia należy przypomnieć o występowaniu zlepieńca podstawowego ze żwirami i otoczakami gezy w zachodniej grupie wzgórz tereszpolskich (Hołda i Hodarówka) i w Józefowie. Zlepieniec ten powstał u stóp falezy przebiegającej mniej więcej równolegle do współczesnych krawędzi.

Wzgórza ułożone są w obu łańcuchach wzdłuż prostej prawie linii, co wskazuje na to, że stadium wyjściowe ich rozwoju przedstawiało zrównanie wierzchowinowe opadające w stronę Kotliny Sandomierskiej zwartym i ciągłym progiem. Od strony Kotliny nadżarły

go i poszczerbiły siły denudujące działające na stoku szerokim frontem. Profil poprzeczny wzgórz świadczy o przesunięciu się progu; wskazują na to zrównania dolnych części stoków.

Podwójny łańcuch wzgórz tereszpolskich przedstawia bardzo malowniczy fragment strefy krawędziowej. Wśród olbrzymiej „polany" kilku wsi (Sochy, Szozdy, Tereszpol), położonych między lasami Roztocza i Puszczy Solskiej, wznoszą się nad barwnym w lecie kobiercem pól wzgórza z kępami krzewów i drzew (fot. 15). Przy

15. Wzgórze-świadek w Tereszpolu. Fot. J. Butrym.
15. Coteau-témoin à Tereszpol. Photo J. Butrym.

bezpośredniej obserwacji z bliska okazuje się jednak, że roślinność leśna wzgórz jest bardzo zniszczona, czapy skał mioceńskich zeszpecone chaotyczną eksploatacją, a skałki wznoszące się wśród pól porozbijane lub okaleczone. Daje to ogólne wrażenie żałosnego stanu, w jakim znajduje się ten zasługujący na uwagę zakątek Roztocza.

Na północo-zachód od wzgórz tereszpolskich w wewnętrznej części strefy krawędziowej istnieje szeroka przerwa doliny Gorajca. Na krótkim odcinku pomiędzy tą doliną i Ładą wyższa kondygnacja krawędzi zaznacza się już znacznie słabiej. Reprezentowana jest ona przez jedno, dość długie (prawie 1,5 km), ale nieznacznie wznoszące

się ponad stopień przykrawędziowy wzgórze ze zrównaniem szczytowym w poziomie 310—316 m.

Zewnętrzna część strefy krawędziowej pomiędzy Szumem i Ładą wykształcona jest w postaci wyraźnego stopnia, łączącego się bezpośrednio ze spłaszczeniami stokowymi części wewnętrznej (rys. 5). Na zachód od Łady przechodzi on w poziom Wyżyny Lubelskiej, wciskającej się klinowatą wypustką pomiędzy Roztocze i Kotlinę Sandomierską.

Ta druga część strefy krawędziowej — w przeciwieństwie do pierwszej — ma charakter dobrze rozwiniętej, zwartej formy. Powierzchnia szczytowa stopnia, na ogół dobrze wyrównana, wznosi się przeważnie do 270—290 m, tzn. 25—50 m niżej niż wzgórza wyspowe części wewnętrznej. W stronę przylegającej od SW Równiny Puszczańskiej stopień opada przeważnie dość łagodnym, ale wyraźnym stokiem (krawędzią) o wysokości od kilkunastu do 35 m. Jedynie pomiędzy Gorajcem i Ładą krawędź stopnia osiąga do 30° nachylenia i do 45 m wysokości. Kształt profilu tych krawędzi niczym istotnym nie różni się od omówionych wyżej stoków wzgórz wznoszących się nad stopniem.

Pomiędzy Szumem i Gorajcem stopień przylega do zewnętrznego łańcucha wzgórz tereszpolskich listwą o szerokości 1—1,5 km. Jedynie na terenie wsi Tereszpol — Piaski znaczna część stopnia oddzielona jest podłużną w stosunku do kierunku krawędzi, nieckowatą doliną o szerokości do 1 km. Mniejsze od tej, krótkie i płytkie dolinki wydzielają w obrębie stopnia kilka płatów. Najsilniejsze rozcięcie nastąpiło na skraju północno-zachodnim tego odcinka, od strony szerokiego obniżenia doliny Gorajca. Ze stopnia zachowały się tutaj jedynie trzy niewielkie, okrągławe wzgórza wyspowe, zupełnie podobne do mniejszych wzgórz wyższej kondygnacji strefy krawędziowej. Największe z nich, najdalej wysunięte ku północo-zachodowi, ma kształt klasycznego wzgórza stołowego.

Duża szczerba doliny Gorajca dzieli stopień na dwa odcinki. Drugi z nich, rozciągający się pomiędzy Gorajcem i Ładą, wznosi się nieco wyżej (do 288—294 m) i jest silniej rozcięty krótkimi, ale wyraźnymi i dość głębokimi dolinkami denudacyjnymi. Od zachodu ta część stopnia opada wyraźną krawędzią, przebiegającą pomiędzy Ignatówką i Wolą Kątecką w kierunku NNW—SSE. Tworzy ona przedłużenie ku południowi lewego zbocza górnego odcinka doliny

Łady, która w Woli Kąteckiej skręca gwałtownie na WNW. Przed utworzeniem się tego skrętu Łada płynęła na południe u stóp omawianej krawędzi; świadczy o tym obniżenie dolinne, łączące się z doliną Łady pomiędzy Kątami i Wolą Kątecką.

Budowa geologiczna stopnia przykrawędziowego jest podobna do budowy wzgórz wewnętrznej części strefy krawędziowej. Od góry występuje czapa utworów mioceńskich zalegających na gezie górnokredowej (fot. 16). Utwory mioceńskie jednak charakteryzują się tu-

16. Kamieniołom wapienia tortońskiego na stopniu przykrawędziowym w Żelebsku. Fot. A. Kęsik.
16. Carière de calcaire tortonien à Żelebsko. Photo A. Kęsik.

taj większym zróżnicowaniem. Obok wapieni litotamniowych i detrytycznych występują piaskowce o bardzo słabym lepiszczu, piaski kwarcowe, piaski glaukonitowe i piaski ze żwirkami kwarcowymi. Piaski występują z zasady pod cienkimi ławicami wapieni. Bardziej odporne na wietrzenie skały mioceńskie dostarczyły materiału dla żwirów, otoczaków, okruchów i bloków, pokrywających stopień tak jak wzgórza tereszpolskie.

Osady mioceńskie zalegają na nierównej powierzchni gezy kredowej. Wskazują na to wiercenia wykonane świdrem ręcznym na zboczach wspomnianego wyżej wzgórza stołowego na skraju pierwszego odcinka stopnia (wzgórze — nazywane Cerkwiskiem — w odległości

kilkuset metrów od kościoła w Tereszpolu). Wykazały one w skrajnym przypadku w dwu otworach odległych o 10 m różnicę wysokości kontaktu trzeciorzędu i kredy przekraczającą 3,5 m. Urozmaicona rzeźba powierzchni kontaktowej utrudnia dokładne określenie ogólnego jej nachylenia. Przeprowadzone badania wykazały, że na zboczu północno-wschodnim powierzchnia ta wznosi się prawdopodobnie maksymalnie do 274—275 m, a na zboczu południowo-zachodnim, w odległości około 350m, schodzi do 262 m. Stwierdzamy więc, że maksymalna zapewne wartość ogólnego nachylenia powierzchni kontaktowej na tym wzgórzu wynosi około 2° ku SW. Warto tutaj zwrócić uwagę, że stwierdzone w odkrywkach lokalne nachylenia warstw piasków trzeciorzędowych wynoszą 3—8° w tym samym kierunku. Wydaje się, że podane wyżej wartości nachylenia powierzchni kontaktowej trzeciorzędu i kredy oraz upady warstw piasków trzeciorzędowych można uważać za pośrednie wskaźniki denudacyjnej genezy poziomej prawie powierzchni szczytowej Cerkwiska (stopnia przykrawędziowego).

Geza kredowa pod piaskami mioceńskimi jest zwietrzała do głębokości przynajmniej kilku decymetrów. Jej zwietrzelina przedstawia się jako gliniasty lub gliniasto-piaszczysty utwór z dużą ilością ciemnych ziarn glaukonitu i ze znacznym odsetkiem węglanu wapnia. Poniżej ławic utworów mioceńskich, w dolnych częściach stoków, geza stosunkowo rzadko występuje bezpośrednio na powierzchni, przeważnie pokryta jest przez młodsze utwory zboczowe.

W dotychczasowej charakterystyce form rzeźby i głównych rysów budowy geologicznej północno-zachodniej części strefy krawędziowej, marginesowo tylko zwracano uwagę na młodsze, czwartorzędowe utwory. Uzasadnione to jest tym, że utwory te odgrywają podrzędną rolę, zalegając niezbyt grubą pokrywą na stokach i dnach dolin. Analiza ich rozmieszczenia dostarcza jednak ciekawych danych dla rozważań nad rozwojem rzeźby omawianego obszaru.

Wśród utworów czwartorzędowych na uwagę zasługują przede wszystkim plejstoceńskie żwiry i głazy skał skandynawskich; są to niewątpliwie szczątki osadów z okresu zlodowacenia krakowskiego. Występują one prawie na wszystkich zasadniczych elementach rzeźby strefy krawędziowej. Nie stwierdzono ich jedynie na powierzchniach szczytowych wzgórz tereszpolskich; na stokach wzgórz znajdywano je jednak na powierzchni i w pokrywie piaszczysto-gruzowej do wysokości około 300 m. Rozmieszczenie żwirów i głazów eratycznych

wskazuje, że główne rysy rzeźby były ukształtowane także i tutaj przed zlodowaceniem krakowskim, a w każdym razie, że obie kondygnacje krawędzi wraz ze stopniem nie mogły powstać w wyniku działania sił denudujących po zlodowaceniu krakowskim.

Silne zniszczenie osadów zlodowacenia krakowskiego wskazuje, że procesy denudacji w plejstocenie musiały osiągnąć duże natężenie. Dziełem ich było niszczenie istniejących już progów krawędzi. Piaszczysto-gruzowe i piaszczysto-gliniaste produkty tego niszczenia zalegają obecnie w dolnej części stoków i na dnach dolin. Materiałem wyjściowym dla frakcji piaszczystych tych produktów były skały miejscowe oraz przywleczone przez lądolód glacjału krakowskiego. Frakcje gruzowe pochodzą głównie ze skał miejscowych, a przede wszystkim z wapieni mioceńskich. Gruzowiska tych ostatnich występują miejscami w bardzo dużych ilościach. Tak np. na zboczach południowych Cerkwiska znajdujemy całe „potoki" gruzowe w pokrywie piaszczystej. Te potoki oraz zaburzenia mrozowe w piaskach wskazują, że zboczowe utwory pokrywowe powstały w warunkach klimatu peryglacjalnego. Powiązanie ich z pokrywą piaszczystą Równiny Puszczańskiej, której wiek określono wyżej (patrz rozdz. II), pozwala datować przynajmniej stropowe części utworów zboczowych na okres zlodowacenia bałtyckiego.

Przytoczone fakty natury geomorfologicznej i geologicznej wskazują, że zasadnicze rysy rzeźby strefy krawędziowej powstały po ustąpieniu zalewu mioceńskiego, a przed plejstoceńskimi zlodowaceniami. W okresie tym najpierw powstały zrównania poziomów wierzchowinowych, a następnie dopiero krawędzie Roztocza. Taka kolejność wydarzeń zdaje się nie podlegać dyskusji ze względu na to, że trudno wyobrazić sobie powstanie zrównania erozyjnego (denudacyjnego) ponad wysoką krawędzią morfologiczną. Wobec tego nasuwa się przypuszczenie, że charakteryzujące się podobną budową geologiczną powierzchnie szczytowe wzgórz tereszpolskich i stopnia przykrawędziowego tworzyły w przeszłości jednolity poziom denudacyjny, a dzieląca je obecnie krawędź posiada założenia tektoniczne w postaci uskoku.

Bezpośrednich dowodów geologicznych — np. w postaci stwierdzonego przesunięcia pionowego warstw — na istnienie sugerowanego uskoku nie posiadamy. Argumentów dostarczają nam jedynie pomiary wysokości powierzchni kontaktowej skał trzeciorzędowych i kredowych. Pomiary te wykazują, że na terenie wsi Tereszpol wspomniana

powierzchnia w obrębie wewnętrznej części strefy krawędziowej wznosi się do 300—310 m, a w części zewnętrznej do 260—270 m (przy odległości rzędu 1 km).

W profilu Hołda—Cerkwisko, na linii biegnącej w kierunku na ENE od kościoła w Tereszpolu, stwierdzamy na południowo-zachodnim stoku Hołdy (wewnętrzna część krawędzi) kontakt na wysokości 310 m, a w odległości około 800 m na stoku północno-wschodnim Cerkwiska na wysokości 274 m. Powierzchnia kontaktowa na Hołdzie jest prawie pozioma, ale dla Cerkwiska obliczono wyżej, jako prawdopodobną maksymalną wartość nachylenia tej powierzchni 2°. Gdyby wyobrazić sobie, że pomiędzy oboma tymi wzgórzami rozciąga się powierzchnia o nachyleniu 2°, to przecięłaby ona południowo-zachodnie zbocze Hołdy na wysokości około 303 m. Różnica 310—303 wynosi zaledwie 7 m. Jeśli jednak wyobrazimy sobie przedłużającą się powierzchnię kontaktową z Hołdy na Cerkwisko, to odpowiednia różnica dla północno-wschodniego zbocza tego drugiego wzgórza wyniosłaby 32 m. Obliczenie powyższe oparte jest jednak na bardzo kruchych podstawach ze względu na podkreślane już kilkakrotnie duże zróżnicowanie hipsometyczne powierzchni kontaktowej. W każdym razie wydaje się, że sugerowany uskok jest do przyjęcia. Podkreślić należy, iż pomiary wskazują na małe przesunięcie pionowe wzdłuż uskoku; było ono może nawet mniejsze od obserwowanej obecnie różnicy wysokości powierzchni szczytowej wzgórz tereszpolskich i stopnia przykrawędziowego.

Podobne założenia genetyczne może mieć krawędź, którą opada stopień w stronę Równiny Puszczańskiej. Dla uzasadnienia takiego twierdzenia mamy jednakże zbyt mało faktów. Opierając się na obserwacjach kamieniołomu oraz na podanych przez J. Trejdosiewicza (44) wzmiankach o dwu studniach w Hedwiżynie, możemy przyjąć jedynie, że na terenie guza hedwiżyńskiego kontakt trzeciorzędu i kredy schodzi poniżej poziomu 225, tzn. przynajmniej 40 m niżej niż na stopniu przykrawędziowym.

Jeśli przyjmiemy tektoniczną genezę obu kondygnacji krawędzi, to stopień przykrawędziowy będziemy musieli uznać jako formę strukturalną o wyraźnych założeniach tektonicznych.

Obecnie należałoby jeszcze poświęcić nieco uwagi wielkiej szczerbie, jaką tworzy w strefie krawędziowej dolina Gorajca. Rozmiary jej

są tak duże, że oglądając ją z Hołdy właściwie nie dostrzegamy — przynajmniej początkowo — powiązań między dwiema częściami stopnia przykrawędziowego, rozpościerającymi się po obu jej stronach. Rozciągłość szczerby wynosi — na linii łączącej Cerkwisko z nieco podobnym do niego skrajnym wzgórzem w Kajetanówce — prawie 6 km.

Górny odcinek Gorajca rozciąga się w kierunku zbliżonym do NNW—SSE (azymut 145°). Identycznie zorientowany jest górny odcinek doliny Łady, a dolina zwierzyniecka (azymut 155°) odchyla się od niego tylko nieznacznie. Kierunek ten — charakterystyczny dla Roztocza Południowego — zaznacza się w spękaniach skał podłoża kredowego. Można wobec tego przypuszczać, że wspomniane odcinki dolin mają założenia tektoniczne. Nie musiały to być oczywiście założenia takie jak na liniach krawędzi. Doliny rozwinęły się zapewne w strefach intensywnego potrzaskania. W takich warunkach inicjalnymi formami mogły być miniaturowe rowy tektoniczne, podobne do tych, które W. Pożaryski (31) stwierdził na Wyżynie Lubelskiej na zachód od omawianego obszaru. Za predyspozycją tektoniczną kierunku górnego Gorajca zdaje się przemawiać także poprzednio opisana krawędź stopnia, stanowiąca przedłużenie lewego zbocza doliny Łady.

Dolina górnego Gorajca zasługuje na szczególną uwagę ze względu na to, że zbocza jej na odcinku od wsi Tereszpol—Zaorenda do Lipowca tworzą wyraźne przedłużenie krawędzi Roztocza, odchylające się od kierunku tej ostatniej zaledwie o 20° w głąb wierzchowiny roztockiej. Ponieważ na tym odcinku zbocze to nie ma po drugiej stronie doliny swego równorzędnego odpowiednika, więc przedstawia ono formę typu krawędziowego. Obecność tej krawędzi powoduje, że obserwator, zbliżający się do Roztocza od strony Równiny Puszczańskiej, nie uświadamia sobie w ogóle istnienia szczerby doliny Gorajca.

Słabo rozcięta, zwarta forma prawego zbocza wznosi się do 70—80 m ponad szerokie, płaskie dno doliny, łączące się ściśle z Równiną Puszczańską. Po drugiej stronie tego płaskiego dna podnosi się bardzo nieznacznie guz hedwiżyński, którego stok północno-wschodni tworzy — a raczej tworzył w przeszłości, lewe zbocze doliny Gorajca, obecnie wzniesione zaledwie do kilku metrów ponad dno.

Ponieważ dolina Gorajca — podobnie jak i zwierzyniecka — rozbija szeroką wyrwą strefę krawędziową, zasadniczego znaczenia na-

biera sprawa wzajemnego stosunku genetycznego między tymi elementami rzeźby Roztocza Środkowego. Zagadnienie to ma ogólne znaczenie dla całokształtu stosunków morfogenetycznych nie tylko Roztocza, ale i Wyżyny Lubelskiej oraz Kotliny Sandomierskiej. Problem streszcza się w formie pytania: Czy dolina Gorajca i zwierzyniecka (Wieprza) powstały przed, czy też po uformowaniu się krawędzi Roztocza?

Jeśli wspomniane doliny rozcięły Roztocze przed powstaniem krawędzi, to musiało się to odbyć w sytuacji morfologicznej, w której nie istniała wyraźna deniwelacja pomiędzy poziomem Roztocza (oraz (Wyżyny Lubelskiej) i Kotliny Sandomierskiej. Taka sytuacja tłumaczy nam doskonale charakter i rozmiary przełomowych dolin Roztocza; tworzyły by one odcinki dolin, których górne, pogrzebane obecnie części rozpościerały się na obszarze Kotliny Sandomierskiej, a przez tę ostatnią mogły mieć nawet bezpośrednie powiązanie z dolinami karpackimi. Jeśli natomiast przyjmiemy odwrotną kolejność wydarzeń, to otrzymamy sytuację, w której istnieje wprawdzie impuls do rozcinania Roztocza (deniwelacja pomiędzy tą krainą i jej otoczeniem), ale trudnym problemem stanie się wytłumaczenie charakteru omawianych dolin.

Przyjęcie pierwszej ewentualności wydaje się zatem przy próbie porządkowania obserwowanych faktów znacznie wygodniejsze. Tak też uczynił S. Pawłowski (28), a za nim A. Jahn (11). Pawłowski koncepcję swoją oparł przede wszystkim na analizie doliny Gorajca. Autor ten jednakże nie zdawał sobie zapewne sprawy z faktu istnienia trzeciorzędowego guza hedwiżyńskiego i podobnych do niego elementów ukrytych tuż pod powierzchnią Równiny Puszczańskiej na linii Hedwiżyn—Górecko Stare (patrz rozdz. II). Te wzniesienia podłoża trzeciorzędowego oddzielają dolinę Gorajca od Kotliny Sandomierskiej (zapadliska chrobackiego) tak samo, jak łańcuch wzgórz zewnętrznych oddziela dolinę zwierzyniecką; nie można wobec tego doszukiwać się dalszego ciągu dolin na obszarze Kotliny Sandomierskiej. W związku z tym należałoby przyjąć, że górny odcinek Gorajca rozwinął się jako forma subsekwentna równoległa do krawędzi, podobnie jak dolina Wieprza, który — zdaniem Pawłowskiego — wykorzystywał w przeszłości dolinę zwierzyniecką

i północną część padołu józefowskiego. Rozwój subsekwentnego odcinka dużej doliny ułatwiony był dzięki silnemu potrzaskaniu strefy krawędziowej. Ten odcinek doliny Gorajca wytworzył się pomiędzy stopniem przykrawędziowym i guzem hedwiżyńskim na linii stanowiącej przedłużenie ku NW padołu józefowskiego.

Dla ostatecznego rozstrzygnięcia przedstawionego wyżej zagadnienia konieczne byłyby wiercenia na linii guza hedwiżyńskiego i łańcucha wzgórz zewnętrznych. Wiercenia takie wykazałyby czy można doszukiwać się przedłużenia doliny Gorajca i zwierzynieckiej na obszarze Kotliny Sandomierskiej. Fakty znane dotychczas świadczą raczej przeciwko istnieniu takiej możliwości. Dlatego też wydaje się, że pogłębianie tych dolin należy datować na okres po powstaniu uskoków krawędziowych.

Zanim przejdziemy do przedstawienia rozwoju rzeźby strefy krawędziowej Roztocza Środkowego postaramy się streścić w kilku punktach najważniejsze wyniki badań terenowych:

1) Strefa krawędziowa we współczesnej postaci nosi silne piętno niszczenia denudacyjnego. Często występujące zrównania stokowe, progi i doliny nieckowate wykazują ślady działania procesów rozwijających się w warunkach półsuchego klimatu (typu ciepłego i peryglacjalnego).

2) Dla wyjaśnienia prostolinijności, zwartości i ciągłości głównych form rzeźby oraz równoległego ich ułożenia trzeba przyjąć predyspozycję tektoniczną w postaci uskoków. Za taką predyspozycją przemawia zgodność kierunków morfologicznych ze spękaniami skał podłoża przedczwartorzędowego oraz układ powierzchni kontaktowej utworów trzeciorzędowych i kredowych.

3) Strefa krawędziowa wytworzyła się nie na linii jednego uskoku, a w pasie spękań, co wpłynęło na złożony jej układ. Na liniach spękań nastąpiły przesunięcia w kierunku pionowym. Wielkością przesunięć wyróżniają się dwie linie, na których uformowała się krawędź wewnętrzna i krawędź zewnętrznego łańcucha wzgórz. Amplituda tych przesunięć była niewielka. Stwierdzone wysokości kontaktów trzeciorzędu i kredy dopuszczają przyjęcie przesunięć w granicach do kilkudziesięciu metrów. Wyjątek w tym względzie może stanowić uskok zewnętrzny, oddzielający całą strefę krawędziową od zapadliska chro-

backiego, brak jest jednak danych, które pozwoliłyby określić jego wielkość.

4) Hipsometria stropu kredy i poziomów zrównań nasuwa przypuszczenie, że omawiana strefa uległa potrzaskaniu także w kierunku poprzecznym do krawędzi. Linie dyzlokacyjne między poszczególnymi blokami, wydźwigniętymi na różną wysokość, wykorzystane są przez rzeki: Ładę, Szum, Sopot i Tanew z Łosinieckim Potokiem.

5) Dyzlokacje uskokowe, które zdecydowały o zasadniczych rysach rzeźby, pochodzą z okresu po regresji mórz mioceńskich. Jednak predyspozycja tektoniczna strefy krawędziowej jest zapewne przedtortońska. Wskazuje na to: a) zgodność przebiegu krawędzi z linią oddzielającą w tortonie bardzo wyraźnie zróżnicowane pod względem facjalnym osady płytkowodne Roztocza (wapienie litotamniowe) i głębszego morza Kotliny Sandomierskiej (iły krakowieckie); b) istnienie w obszarze dzisiejszej strefy krawędziowej falezy niszczonej przez morze tortońskie, co świadczy o tendencji do odnawiania się formy morfologicznej mającej charakter progu.

6) Granice okresu, w którym powstały deniwelacje współczesnej krawędzi, wyznaczone są z jednej strony przez zrównania wierzchowinowe wału Roztocza, z drugiej — przez formy dolinne rozcinające ten wał. Zrównania wierzchowinowe wytworzyły się po ustąpieniu zalewu mioceńskiego, tzn. zapewne w końcu miocenu i na początku pliocenu. Intensywne wcinanie się rzek przypada na młodszy pliocen. Dyzlokacje krawędziowe odnieść przeto należy także do pliocenu.

7) Zlodowacenie krakowskie zastało strefę krawędziową z wykształconymi już podstawowymi rysami rzeźby.

V. Zarys rozwoju rzeźby strefy krawędziowej

Z kolei podejmujemy próbę chronologicznego uporządkowania wydarzeń, które wpłynęły na rozwój rzeźby w strefie krawędziowej. Zaobserwowane fakty geomorfologiczne i geologiczne pozwalają na stwierdzenie następstwa procesów oraz określenie w ogólnych zarysach ram czasowych. Dokładne jednak datowanie jest trudne z powodu braku szczegółowych opracowań geologicznych. Dlatego też sięgamy do prac z terenów sąsiednich oraz do ogólnych opracowań, dotyczących dużych obszarów. Szkicując rozwój rzeźby na szerokim tle nie zamierzamy rozstrzygać kwestii spornych i niewyjaśnionych. Chodzi

nam jedynie o powiązanie wyników naszych badań z faktami ogólnymi, które podaje literatura geologiczna [7]).

Założenia tektoniczne strefy krawędziowej Roztocza powstały podczas drugiego, młodszego cyklu fałdowań karpackich. W okresie poprzedzającym te fałdowania, a więc w paleogenie, na obszarze Kotliny Sandomierskiej i Roztocza panował ląd. Zalew oligoceński dotarł prawdopodobnie do Roztocza, nie objął natomiast Kotliny Sandomierskiej (1, str. 74—5, 36, str. 134). Można z tego wnosić, iż obszar jej wznosił się wówczas powyżej Roztocza.

Na początku neogenu przedpole Karpat obniża się w miarę rozwoju fałdowań, formując depresję peryferyczną, w obręb której wchodzi także obszar Kotliny Sandomierskiej. W środkowym miocenie na teren depresji wtargnęło od strony Bramy Morawskiej morze, posuwające się stopniowo ku wschodowi. W tortonie morze zalewa powierzchnię Roztocza Środkowego. Deniwelacje tej powierzchni oraz zaleganie osadów tortońskich bezpośrednio na podłożu górnokredowym, niepokrytym utworami lądowymi, świadczą o znacznym nasileniu procesów denudacji na lądzie Roztocza w okresie poprzedzającym zalew tortoński. O urozmaiconej rzeźbie podłoża tortonu na Roztoczu Południowym i Wyżynie Lubelskiej piszą m. in. Łomnicki (19), Samsonowicz (35), Teisseyre (41), Pożaryski (32) i Jahn (11).

W czasie transgresji tortońskiej istniała już między zapadliskiem Kotliny Sandomierskiej i wzniesionym wyżej Roztoczem deniwelacja, która w pewnym okresie stanowiła brzeg morza. Wytworzyła się wówczas faleza zbudowana z gezy górnokredowej. U jej stóp gromadziły się na platformie abrazyjnej odłamki i otoczaki kredy (zlepieniec józefowski). Deniwelacja zaznacza się podczas całego okresu zalewu, warunkując bezpośrednie sąsiedztwo dwóch różnych facji: płytkowodnych, przybrzeżnych utworów Roztocza i osadzonych na większej głębokości iłów krakowieckich.

Geneza tej deniwelacji stanowi problem bardzo interesujący. Zgodność jej przebiegu ze strefą krawędziową zdaje się świadczyć

---

[7]) Już po oddaniu niniejszej rozprawy do druku ukazał się tom II zbiorowego opracowania „Regionalna geologia Polski", Region Lubelski. Z wydawnictwa tego mogliśmy uwzględnić w zarysie rzeźby strefy krawędziowej Roztocza Środkowego jedynie rozdział odnoszący się do stratygrafii trzeciorzędu. Było to możliwe dzięki uprzejmości autora, który udostępnił nam egzemplarz korektorski.

o założeniach tektonicznych. Przemawia za tym również przetrwanie, czy raczej odnowienie deniwelacji w okresach późniejszych.

Pożaryski w pracy z 1951 r. opisał niewielkie, ale liczne uskoki o kierunku od W—E do NW—SE, oddzielające zachodnią część Wyżyny Lubelskiej od Kotliny Sandomierskiej. Z uskokami wiąże on „...powstanie licznych rowów tektonicznych o budowie asymetrycznej..." Uskoki — zdaniem Pożaryskiego — powstały po krótkotrwałej, pierwszej na tym terenie transgresji neogeńskiej, przypuszczalnie dolnotortońskiej, w okresie poprzedzającym osadzanie się dolnotortońskiego ogniwa podlitotamniowego i litotamniowego (32, str. 29—30 i 52). Czarnocki, który stwierdził istnienie tych uskoków jeszcze w 1938 r., przypisywał im wiek pomioceński (5). Areń, w oparciu o opracowane przez Pawłowskiego wyniki wierceń z okolic Biłgoraja, uważa, iż „...obniżenie miocenu w kierunku zapadliska... wiąże się z przedmioceńską erozją podłoża. Według... schematu S. Pawłowskiego osady mezozoiczne ukształtowały się w oparciu o masyw paleozoiczny, a utwory trzeciorzędowe osadziły się w warunkach względnego spokoju tektonicznego" (1, str. 76). Uskoki, według Arenia, mogą mieć znaczenie tylko drugorzędne.

Tak więc w dostępnych nam publikacjach geologicznych znajdujemy argumenty na poparcie przypuszczenia o tektonicznej predyspozycji dolnotortońskiej deniwelacji na linii krawędzi Roztocza.

Wśród osadów tortońskich, zalegających w strefie krawędziowej i wierzchowinowej Roztocza, dominującą rolę odgrywają wapienie litotamniowe. Wskazuje to na nieznaczną głębokość morza, zapewne nie przekraczającą kilkudziesięciu metrów. Bujny rozwój litotamniów nie określa jednak bliżej środowiska wodnego, algi te bowiem żyją w różnych warunkach. Znalezione natomiast przez Arenia w lądowych osadach mioceńskich okolic Goraja, a więc w bezpośrednim sąsiedztwie omawianego obszaru, skamieniałe pnie Taxodioxylon Sequoianum Goth., drzewa pospolicie występującego w pokładach węgla brunatnego (1, str. 86), pozwalają wnioskować, iż klimat w okresie zalewu tortońskiego był wilgotny i bardzo ciepły.

Pod koniec tortonu nastąpiło w obszarze północno-wchodnich peryferii morza wynurzenie. Samsonowicz wiąże je „...z jakąś fazą orogenezy alpejskiej, nienotowaną zresztą w znanych schematach orogenicznych (Stillego)" (36, str. 137). Osady tortońskie uległy słabemu zdyzlokowaniu — o czym wspomina Areń (1, str. 77) —

a następnie denudacji. Procesy denudacyjne związane były z fazą lądową, poprzedzającą krótkotrwały zalew dolnosarmacki. Przypuszczalnie te właśnie wydarzenia odzwierciedlają się w profilu odsłoniętym w kamieniołomie hedwiżyńskim. Dla bliższej charakterystyki owego okresu lądowego brak jest danych. Nie wiemy także z pewnością czy transgresja dolnosarmacka ominęła Roztocze Środkowe. Ponieważ sarmat występuje na Roztoczu Zachodnim, Wyżynie Lubelskiej, Wołyniu i Podolu, więc nie można wykluczyć możliwości przesunięcia morza sarmackiego poprzez Roztocze Środkowe. Mogło ono jednak przelewać się tylko przez teren Roztocza Zachodniego z pominięciem Środkowego. Rozstrzygnięcie tej sprawy miałoby duże znaczenie dla zagadnienia rozwoju rzeźby, określałoby bowiem początek, a zatem i czas trwania ostatniej fazy lądowej.

W ciągu tej fazy — w sarmacie i zapewne dolnym pliocenie — powstają rozległe zrównania Roztocza. Dokładniejsze ich datowanie jest niemożliwe, ponieważ nie znamy z tego okresu żadnych produktów akumulacji, których wiek można byłoby oznaczyć. Analiza zachowanych fragmentów spłaszczeń prowadzi do wniosku, iż powstały one prawdopodobnie w warunkach klimatu półsuchego jako powierzchnie pedyplanacyjne, ścinające różne litologicznie i wiekowo utwory.

W czasie tworzenia się zrównań nie było zapewne większej deniwelacji pomiędzy Roztoczem i wypełnioną osadami sarmackimi Kotliną Sandomierską. Powierzchnia obu krain stanowiła całość hipsometrycznie mało zróżnicowaną. Biorąc pod uwagę układ fragmentów zrównań wierzchowinowych wyobrazić sobie możemy ówczesne Roztocze jako niski, szeroki i płaski garb ze stokami przechodzącymi nieznacznie w poziom Kotliny Sandomierskiej. Garb pełnił zapewne rolę drugorzędnego działu wodnego, nie stanowił jednak poważnej przeszkody dla większych rzek, takich jak Pra-Wieprz i Pra-Gorajec, które w poziomie niższego zrównania odprowadzały wody z Kotliny Sandomierskiej, a może nawet z Karpat. O takim kierunku odwodnienia świadczy nachylenie ku północy niższego poziomu wierzchowinowego wzdłuż doliny zwierzynieckiej i południkowego odcinka Wieprza. W części południowo-wschodniej omawianego obszaru wody spływały ku Kotlinie Sandomierskiej, na co wskazuje nachylenie niższego zrównania ku południo-zachodowi.

Pod koniec omawianego okresu rzeźbotwórczego Roztocze przedstawiało się jako teren niemal równinny, urozmaicony niewysokimi

progami denudacyjnymi i płytko wciętymi dolinami rzek. Wysokości względne osiągały zapewne 70—80 m (kulminacja Wapielni w stosunku do niżej położonych części zrównań).

Po wytworzeniu się niższego poziomu zrównań, na linii deniwelacji tortońskiej powstaje system uskoków, które przerywają ciągłość głównych powierzchni morfologicznych Roztocza i Kotliny Sandomierskiej. Jest bardzo prawdopodobne, że ruchy te odnowiły tylko dawne założenia tektoniczne. Formująca się krawędź nie miała zapewne charakteru jednolitego progu. Składała się ona przypuszczalnie z dwu conajmniej stopni o nieznacznej różnicy wysokości.

Czas powstania dyzlokacji oddzielających Wyżynę Lubelską i Roztocze od Kotliny Sandomierskiej oznaczano różnie. Samsonowicz umieszczał to wydarzenie w końcu sarmatu (35, str. 72—3), a Pawłowski w końcu pliocenu (28, str. 37). Jahn uważa, że krawędź jest „młodsza od fazy wcięć, a więc od krótkiego epizodu u schyłku trzeciorzędu, który doprowadził do powstania głębokich dolin" (11, str. 57). Tym samym datuje jej powstanie na przełom pliocenu i plejstocenu.

Dokładne oznaczenie wieku krawędzi w oparciu tylko o fakty obserwowane na omawianym obszarze wydaje się niemożliwe. Uzasadnione jest, aby impulsu tego zdarzenia szukać w ruchach karpackich. Przyjmując taką koncepcję uzyskuje się konsekwentne powiązanie rozwoju morfologicznego krain rozdzielonych przedgórskim zapadliskiem. Pomioceńskie uskoki w strefie krawędziowej należałoby zatem paralelizować z ostatnim większym dźwignięciem Karpat u schyłku dolnego pliocenu. Ruch ten spowodował — zdaniem Klimaszewskiego[8]) — rozcięcie karpackiego poziomu pogórskiego.

Zmiana sytuacji hipsometrycznej sąsiadujących ze sobą krain — Roztocza i Kotliny Sandomierskiej — spowodowała przy sprzyjających warunkach klimatycznych rozcinanie przez rzeki zrównań wierzchowinowych. Układ sieci rzecznej nie uległ przy tym zasadniczym zmianom. Zachowały się główne kierunki odwodnienia, jedynie Pra-Wieprz i Pra-Gorajec utraciły swoje górne odcinki. W strefie krawędziowej erozja najintensywniej atakowała silnie strzaskane skały na

---

[8]) M. Klimaszewski „O utworach plioceńskich w Krościenku nad Dunajcem. Opis geologiczny". Rozprawy Wydz. Mat.-Przyr. PAU T. 72. Dz. A, 1946 (S. III, T. 32) Nr 5 Kraków 1948.

linii uskoku wewnętrznego. W ten sposób zaczęło się kształtować podłużne obniżenie i łańcuch wzgórz zewnętrznych. W północno-zachodniej części wody z owego obniżenia spływały do Wieprza i Gorajca tworząc ich źródłowe odcinki, równoległe do krawędzi. Gorajec zaczynał się przypuszczalnie w okolicy Helacina, Wieprz zaś w pobliżu Józefowa. Górny Szum był w owym czasie dopływem Wieprza. Na południo-wschód od Józefowa wody z obniżenia spływały do Sopotu, który wraz z Tanwią i Łosinieckim Potokiem wyciął szeroką szczerbę w paśmie zewnętrznym.

Rozcinanie zrównań wierzchowinowych odbywało się w kilku fazach, o czym świadczą fragmenty teras erozyjnych zachowane w dolinie Wieprza. Wzrost deniwelacji między Roztoczem i Kotliną Sandomierską powodował przypuszczalnie dalsze zmiany hydrograficzne w strefie krawędziowej. Potoki atakujące krawędź od strony Kotliny Sandomierskiej przeciągnęły erozją wsteczną górny Szum oraz górny Sopot stwarzając układ rzeczny podobny do dzisiejszego. Czy odbyło się to jeszcze w pliocenie, czy też już w plejstocenie — trudno rozstrzygnąć.

Gęsta sieć dolinna Roztocza, podobna do współczesnej, zdaje się świadczyć o obfitości wód powierzchniowych w okresie rozcinania, tzn. w środkowym pliocenie. Na wilgotny i bardzo ciepły klimat tego okresu w Karpatach wskazuje opracowana przez Szafera flora plioceńska z Krościenka nad Dunajcem.

Na przełomie pliocenu i plejstocenu następuje znaczne pogorszenie warunków klimatycznych (36, str. 144). W okresie tym doliny Roztocza rozszerzają się, uzyskując zapewne już wówczas swą zasadniczą cechę — szerokość, niewspółmierną do długości. Wchodziły tu w grę procesy stokowe, które powodowały cofanie wszelkich progów morfologicznych. W strefie krawędziowej powstaje w okolicy Tereszpola charakterystyczny krajobraz wzgórz-świadków.

W przededniu epoki lodowej Roztocze przedstawiało się jako kraina rozcięta głębokimi dolinami, których dna schodziły do 30—40 m poniżej współczesnych. Wysokości względne osiągały sto kilkadziesiąt metrów, a deniwelacja między Wapielnią i dnem doliny Wieprza w Zwierzyńcu wynosiła ponad 200 m (obecnie 165 m). Strefa krawędziowa miała już wykształcone zasadnicze rysy rzeźby współczesnej. Poniżej krawędzi wewnętrznej, z wyciśniętym już piętnem niszczenia denudacyjnego, rozpościerał się — węższy niż obecnie — stopień

przykrawędziowy. Wzdłuż niego ciągnęło się obniżenie, oddzielone pasmem wzgórz zewnętrznych od Kotliny Sandomierskiej. Deniwelacja między Roztoczem i Kotliną na linii krawędzi zewnętrznej była zapewne większa niż obecnie. Rzeki przecinające strefę krawędziową płynęły dolinami o skalistych zboczach i niewyrównanych dnach z licznymi załamaniami spadków.

Zlodowacenie przerywa plioceński cykl rozwojowy rzeźby. Roztocze wchodzi w nowy okres, którego cechą najistotniejszą są rytmiczne zmiany klimatu i związane z nimi zmiany zespołów sił rzeźbotwórczych. W strefie krawędziowej nie znaleźliśmy dostatecznej ilości faktów dla dokładnej rekonstrukcji rozwoju rzeźby w poszczególnych glacjałach i interglacjałach. Ograniczymy się więc do podkreślenia wydarzeń najważniejszych.

Historia plejstoceńska Roztocza przypomina dzieje Wyżyny Lubelskiej, stosunkowo dobrze poznane dzięki pracom J a h n a i P o ż a r y s k i e g o. Z punktu widzenia zagadnień poruszanych w tym rozdziale na uwagę zasługuje zwłaszcza doskonale ujęty, zwięzły zarys rozwoju morfologicznego wyżyny w czwartorzędzie, zamieszczony w pracy J a h n a z 1954 r. (11). Zarys ten można przyjąć — zgodnie z intencjami autora — jako odnoszący się również do Roztocza.

Najważniejszym wydarzeniem w rozwoju morfologicznym strefy krawędziowej podczas plejstocenu było nasunięcie lądolodu. Prawdopodobnie miało ono miejsce tylko w okresie zlodowacenia krakowskiego. Produkty obfitej akumulacji wysłały grubą pokrywą wszystkie obniżenia. Zasypanie dolin piaskami sięgało, według J a h n a, do kilkudziesięciu metrów ponad współczesne dna (11, str. 58). Znacznie mniejsze natomiast były rozmiary akumulacji na wierzchowinie. Wypełnienie obniżenia wzdłuż krawędzi wewnętrznej, a zwłaszcza nagromadzenie materiału w Kotlinie Sandomierskiej zmniejszyło deniwelacje w strefie krawędziowej. Pod koniec zlodowacenia krakowskiego Roztocze przedstawiało się w rezultacie jako obszar stosunkowo słabo urozmaicony; wysokości względne nie przkraczały przypuszczalnie 100 m.

W okresie ustępowania lądolodu krakowskiego i podczas wielkiego interglacjału intensywne wyprzątanie osadów lodowcowych doprowadziło do obniżenia den dolinnych poniżej stanu dzisiejszego. Następne okresy glacjalne zaznaczyły się ponownie akumulacją w dolinach — znacznie jednak słabszą niż w czasie zlodowacenia krakow-

skiego — oraz silną denudacją obszarów międzydolinnych. Rola ostatniego interglacjału była stosunkowo nieznaczna, toteż w ogólnym bilansie młodszego plejstocenu nastąpiło zmniejszenie deniwelacji między dnami dolin i wierzchowiną.

W czasie glacjałów zachodziło silne niszczenie zboczy i progów, u stóp których poszerzały się zrównania stokowe. Wielkie ilości zdenudowanego materiału przenoszone były na teren Kotliny Sandomierskiej, gdzie utworzyły stosunkowo grubą pokrywę. Liczne zaburzenia krioturbacyjne, znajdywane w osadach pokrywowych ostatniego zlodowacenia, świadczą, iż akumulacja odbywała się na podłożu zmarzlinowym.

Zmiana klimatu, która doprowadziła do zaniku lądolodu bałtyckiego, spowodowała degradację zmarzliny. W warunkach cieplejszego i suchego klimatu początków postglacjału rozwinęły się procesy eoliczne, które urozmaiciły pagórkami wydmowymi monotonną powierzchnię piasków pokrywowych. Równolegle z poprawieniem się warunków klimatycznych wzmaga się erozja. Rzeki rozcinają pokrywę bałtyckiego zlodowacenia, sięgając nawet do utworów starszych. W strefie najsilniejszego rozcięcia, na linii krawędzi zewnętrznej, rzeki docierają do skał podłoża przedczwartorzędowego, na których tworzą się serie progów. Tak znaczne wcięcie w strefie potrzaskanej uskokami mogło być spotęgowane postglacjalnymi ruchami pionowymi.

Po holoceńskim optimum klimatycznym rozpoczęła się w dolinach rzecznych akumulacja, która zapewne związana była tylko częściowo ze zmianami klimatu. Znaczna część utworów akumulacyjnych na dnach przedstawia produkt denudacji gleb rozwijającej się na stokach w następstwie zniszczenia roślinności leśnej i innych zabiegów gospodarczych człowieka. W holocenie odnowiły się także procesy kształtujące formy krasowe w wapieniach mioceńskich na Równinie Puszczańskiej.

LITERATURA

1. Areń B. — Trzeciorzęd. Regionalna geologia Polski. Tom II, str. 70—89. Kraków 1956.
2. Buraczyński J. — Morfologia dorzecza Szumu (praca magisterska wykonana w 1954—1955 roku — rękopis).
3. Chałubińska A., Kęsik A., Maruszczak H., Wilgat T. — Przewodnik wycieczki na Roztocze. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr., str. 87 — 124. Lublin 1954.

4. Chałubińska A., Wilgat T. — Podział fizjograficzny województwa lubelskiego. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr., str. 3—44. Lublin 1954.

5. Czarnocki J — Sprawozdanie z badań terenowych, wykonanych w Górach Świętokrzyskich w 1938 r. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 15. Warszawa 1939.

6. Czyżewski J. — Z badań nad spękaniami kredy senońskiej południowego Roztocza. Przegląd Geograficzny. Tom IX, str. 1—12. Warszawa 1929.

7. Czyżewski J. — Podział Przedgórza polskich Karpat Wschodnich. Czasopismo Geograficzne. Tom XII, str. 18—28. Lwów — Warszawa 1934.

8 Dikensztejn G. Ch. — Osnownyje czerty struktury zapadnoj czasti Russkoj płatformy w niżniem paleozoje. Biulletien Mosk. Obszcz. Isp. Prirody. Otdieł gieologiczeskij. Tom XXVIII. Wyp. 4, str. 21—32. Moskwa 1953.

9. Gustawicz B. — Galicja. Słownik Geograficzny Kr. Polskiego i innych krajów słowiańskich. Tom II, str. 445—474. Warszawa 1881.

10. Jahn A. — Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1:300000 Zamość. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 66, str. 407—470. Warszawa 1952.

11. Jahn A. — Zarys morfologii Wyżyny Lubelskiej. Przewodnik V Ogólnopolskiego Zjazdu Pol. Tow. Geogr., str. 45—66. Lublin 1954.

12. Jahn A., Turnau-Morawska M. — Preglacjał i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 65, str. 269—311. Warszawa 1952.

13. Kęsik A. — O ochronę zabytków skalnych środkowego Roztocza. Chrońmy Przyrodę Ojczystą. Tom XI, zeszyt 6, str. 19—24. 1955.

14. Klimaszewski M. — Podział morfologiczny południowej Polski. Czasopismo Geograficzne. Tom XVII, zeszyt 3—4. str. 133—182. Wrocław 1946.

15. Konior K. — O węglu brunatnym w Trzydniku Małym koło Kraśnika. Annales U.M.C.S. Sectio B, vol. III, str. 1—13. Lublin 1949.

16. Kowalewski K. — Sprawozdanie z badań geologicznych w części południowo-zachodniej wyżyny lubelskiej. Posiedzenia Naukowe P.I.G. Nr 11, str. 15—18. Warszawa 1925.

17. Łomnicki A. M. — Powstanie północnej krawędzi płaskowzgórza podolskiego. Kosmos. Rok IX, str. 491—514. Lwów 1884.

18. Łomnicki A. M. — Materyały do geologii okolic Żółkwi. Kosmos. Rok XII, str. 361—402. Lwów 1887.

19. Łomnicki A. M. — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu dziesiątego. Cz. I. Kraków 1887.

20. Łomnicki A. M. — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu dziesiątego. Cz. II. Kraków 1898.

21. Łomnicki A. M. — Atlas Geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu dwunastego. Kraków 1900.

22. Malicki A. — Spękania kredy na północnym Roztoczu. Czasopismo Geograficzne. Tom XIII, str. 104—106. Lwów — Warszawa 1935.

23. Malicki A. — Z morfologii Nadbuża Grzędowego. Kosmos. Seria A. Rocznik LXI, str. 71—81. Lwów 1936.

24. Michajłow A. E. — Osnownyje etapy razwitija Priedkarpatskogo krajewogo progiba. Biuletien Moskowskogo Obszczestwa Isp. Prirody. Otdieł gieologiczeskij. Tom XXVI, wyp. 3, str. 3—34. Moskwa 1951.

25. Najdin D. P. — Osnownyje czerty tiektoniki Lwowsko — Lublinskoj muldy. Biuletien Mosk. Obszcz. Isp. Prirody. Otdieł gieologiczeskij. Tom XXVIII, wyp. 3 str. 28—41. Moskwa 1953.

26. Nowak J. — Z wycieczki w Narolszczyznę. Ziemia. Tom VII, str. 127—128. Warszawa 1922.

27. Nowak J. — Zarys tektoniki Polski. Kraków 1927.

28. Pawłowski St. — Sur la morphologie de la lisière mèridionale du plateau de Lublin. Bulletin International de L'Ac. Pol. des Sc. et des Lettr. Cl. des Sc. Mat. et Nat. Serie A. (Sc. Mat.) An. 1938, pp. 366—372. Cracovie 1939.

29. Pol W. — Rzut oka na północne stoki Karpat. Kraków 1851.

30. Pożaryski W. — Stratygrafia senonu w przełomie Wisły między Rachowem i Puławami. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 6. Warszawa 1938

31. Pożaryski W. — Jura i kreda między Radomiem, Zawichostem i Kraśnikiem. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 46. Warszawa 1948.

32. Pożaryski W. — Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu gór świętokrzyskich. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 75. Warszawa 1951.

38. Rehman A. — Ziemie dawnej Polski. Cz. II Niżowa Polska. Lwów 1904.

34. Rühle E. — Przekrój geologiczny doliny Lubaczówki pod Hamernią. Państwowy Instytut Geologiczny. Biuletyn 66, str. 285—307. Warszawa 1952.

35. Samsonowicz J. — Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu w bróździe północno europejskiej. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego. Tom III, str. 45—118. Warszawa 1925 — 1926.

36 Samsonowicz J. — Okres trzeciorzędowy. Zarys Geologii Polski, str. 131—145. Warszawa 1952.

37 Sandler Ja. M., Głuszko W. W. — Składczatyj silur siewiero — zapadnoj czasti Lwowskoj obłasti. Dokłady Akadiemii Nauk SSSR. Tom 103, Nr 4, str. 685—688. Moskwa 1955.

38. Sawicki Ludomir — Przełom Wisły przez średniogórze Polski. Prace Instytutu Geograficznego U. J. Zeszyt IV. Kraków 1925.

39. Sawicki Ludwik — Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L_3) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Tom IX, str. 113—146. Kraków 1933.

40. Siemiradzki J. — Roztocze Lwowsko - Tomaszowskie. Ziemia. Tom I, str. 145—148. Warszawa 1910.

41. Teisseyre H. — Niektóre zagadnienia z paleogeografii południowego Roztocza. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Tom XIV, str. 113—154. Kraków 1938.

42. Teisseyre W. — Paleomorfologia Podola. Sprawozdanie Komisyi Fizyjograficznej. Tom 29, cz. II, str. 188—191. Kraków 1894.
43. Teisseyre W. — Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyjskiej. Sprawozdanie Komisyi Fizyjograficznej. Tom 29, cz. II, str. 168—187. Kraków 1894.
44. Trejdosiewicz J. — O utworach trzeciorzędowych guberni Lubelskiej. Pamiętnik Fizyjograficzny. Tom III, str. 85—113. Warszawa 1883.

РЕЗЮМЕ

Росточье на гиспометрических картах, даже в мелких масштабах, выделяется в виде отчетливой гряды, вытянутой от г. Красника до Львова в направлении близком к СЗ—ЮВ (рис. 1). Общая длина его составляет около 180 км, а ширина в среднем десятикратно меньше и колеблется в пределах от десяти с лишним до свыше двадцати км. Высоты кульминирующих пунктов н. у. м. растут неравномерно от около 300 м на северо-западнем крае до 414 м в юго-восточной части. Росточье возвышается над прилегающими районами уступами высотой от нескольких десятков до полтораста метров, что является одним из фактов, решающих о морфологической обособленности этого естественноисторического района.

Юго-западный край Росточья составляет единственный отрезок геологической границы между восточной и западной Европой четко отмечающийся в рельефе. Это одновременно одна из наиболее резко выраженных естественноисторических границ. Эта исключительность граничной линии а также геоморфологической формы—не имеющей аналога в Польше—богатство научной проблематики (не только геоморфологической но и геологической, гидрографической, ботанической) делают уступ Росточья весьма интересным объектом. Особенно зона краевого уступа среднего Росточья выступает на первый план, как из за красоты ландшафта так и множества проблем.

Эта зона является предметом настоящей работы. Она составляет узкий, 2—4 км шириной, пояс расположенный между верховьями р. Гораец и окрестностью г. Нароль на протяжении около 50 км. Она рассматривается на фоне предполья Пущанской равнины (часть Сандомирской котловины), а с другой стороны среднего Росточья. Следовательно изученный участок простирается поясом шириной в десять с лишним километров.

Для этого участка приложены карты: гипсометрическая и геоморфологическая, а также ориентировочный набросок, на котором помещены более важные топографические названия и определения использованные в тексте для отдельных частей краевой зоны.

Пущанская равнина

Предполье уступа среднего Росточья составляет Пущанская равнина, отличающаяся очень слабо расчлененным рельефом. Интересующая нас часть этого района представляется как песчанистая равнина, легко наклонена к ЮЗ. В основании песков выступают здесь морские образования отложившееся в развивающемся в миоцене Предкарпатском краевом прогибе. Серия этих отложений при уступе Росточья представлена главным образом литотамниевыми известняками, достигающими несколько десятков метров мощности; вне уступа это глины (т. н. краковецкие глины) отличающиеся постепенно растущей к ЮЗ мощностью. Эти отложения были частично дислоцированы в тортоне и в сармате. В верхнем сармате и плиоцене они подвергались воздействию экзогенных процессов. В последствие они были прикрыты плейстоценовыми отложениями, так что выступают на дневную поверхность только вблизи уступа Росточья, в Гедвижинском горбе и Хеляцинском холме.

Из более древних плейстоценовых образований на поверхности в пределах Гедвижинского горба встречаются лишь остатки морен эпохи краковского оледенения (Миндель). Более поздние плейстоценовые образования представлены в основном широко распространенными песками II варшавского оледенения (Вюрм) и залегающими под ними песками и глинами предшествовавшего оледенения. Криотурбации наблюдаемые в этих песках свидетельствуют, что их накопление протекало в перигляциальных условиях. Распространение этих покровных образований свидетельствует, что они происходят в основном из Росточья, откуда были вынесены поводковыми водами, а также поверхностными неорганизованными водами стекавшими по склонам уступа и вспомогавшими процессы оползания на мерзлотном основании. Эти перигляциальные процессы формировавшие песчаной покров имели решающее значение для рельефа Пущанской равнины.

О морфологической молодости этого района лучше всего свидетельствуют расчленяющие равнину речные долины. Вблизи

уступа Росточья они очень узкие (до нескольких десятков метров), но довольно глубокие (до 20—25 м); по мере отдаления от уступа они становятся шире (до нескольких сот метров) и мельче (несколько метров). Везде однако в их поперечном профиле можно выделить лишь аллювиальную пойму и склоны самого простого типа (без изгибов и надпойменных террас).

Среди подчиненных форм рельефа равнины выделяются дюны возникшие в конечной фазе последнего оледенения, а вернее в начале послеледниковия. Дюны чаще всего группируются в виде волнообразных валов (параболических, дугообразных и почти прямолинейных), достигающих нескольких километров длины и 20—25 м высоты.

К самым молодым формам рельефа Пущанской равнины принадлежат карстовые западины, тесно связанные с выступающими на дневную поверхность, вблизи уступа Росточья, литотамниевыми известняками.

Внутренняя часть среднего Росточья

Наиболее ярко бросающейся в глаза чертой в рельефе среднего Росточья является наличие высоких поверхностей выравнивания расчлененных долинной сетью. Выделяются два уровня: более низкий 310—320 м абсолютной высоты и более высокий — 340—350 м. Они разделены друг от друга склонами простирающимися независимо от современной речной сети. В пределах низшего уровня возвышаются останцы высшего. В северо-западной части района наблюдаются останцы низшего уровня, который здесь сильно расчленен эрозией. Выше двух указанных уровней намечаются останцы самой древней поверхности выравнивания. На этих уровнях обнаруживаются породы мелового и третичного возраста. Меловые отложения представлены желтоватой или серой, сильно карбонатной (около 50% $CaCO_3$) сенонской гезой с большой примесью глауконита. Третичные породы сложены миоценовыми литотамниевыми известняками, ракушечником и конгломератом, а также карбонатным песчаником.

Залегание миоценовых отложений на денудационных уровнях, а также на самом высоком возвышении среднего Росточья (Вапельня 385 м), являющемся останцом древнейшей поверхности, свидетельствует о том, что весь район среднего Росточья в миоценовое время был обнят морской трансгрессией. Неров-

ная поверхность меловых пород на которые трансгредировало море говорит о периоде денудации в палеогене, во время опережающее трансгресию.

Оба уровня срезывают как меловые, так и третичные отложения, что свидетельствует о том, что они возникли как поверхности выравнивания. Основные черты этих поверхностей заставляют предполагать, что они возникли как поверхности педипланации в условиях полусухого куимата и при значительном участии процессов бокового разрушения (планаций). Нижнюю границу времени возникновения поверхности выравнивания фиксируют срезанные тортонские отложения. Верхнюю границу определяет возраст расчленения поверхности выравнивания.

На территории Росточья можно найти следы одного оледенения *(Cracovien* или *Mindel)*, отложения которого сильно денудированы. На приводораздельных пространствах в немногих местах встречаются единственно гравий и валуны, в долинах иногда находим остатки ледниковых образований, но обычно трудно с несомненностью определить, залегают-ли они *in situ*. На основании найденных остатков ледниковых отложений, а также опираясь на факты из соседних территорий, можно полагать, что приводораздельные поверхности Росточья были расчленены уже перед наступлением ледника. Таким образом выравнивания сформировались после тортонской трансгрессии, но перед краковским оледенением, т. е. в сармате и плиоцене.

Зона краевого уступа среднего Росточья

Между Пущанской равниной и Росточьем тянется зона краевого уступа, шириной в несколько (2—4) километров, северо-западная часть которой отличается от юго-восточной.

Характерной чертой юго-восточной части является параллельное расположение морфологических элементов. Зону составляют: а) уступ на крае приводораздельных пространств Росточья, в дальнейшем его будем называть внутренним уступом, б) пояс понижений шириной 1,5—3 км, в) цепь внешних холмов, разделяющих понижения и Пущанскую равнину (рис. 3 и 4).

Внутренний уступ простирается от деревни Неприский Майдан до деревни Паары представляя собой в общем постоянную форму, расчлененную лишь долинами. Она имеет в плане ряд изгибов и бухт, но три её отрезки: около Неприского Майдана,

Осередка и Паар определяют её первичное, прямолинейное простирание СЗ—ЮВ направления.

Высота уступа 30—60 м, уклон в среднем 4—8°. Во всем профиле обнаруживаются меловые породы.

Вдоль уступа простирается пояс понижений. Продольный профиль понижений указывает, что амплитуда колебаний высот составляет около 40 м. Углубления выстеляют пески, а на выпуклых участках под тонким почвенным слоем находится рухляк меловой гезы. В поперечном профиле понижений у подошвы уступа намечается ступень (залом) из меловых пород. Строение и положение приуступовой ступени определяют ее генезис. Это форма педимента возникшая в результате разрушения и отступания уступа. Следовательно продольные понижения имеют сложный генезис. Первичную их поверхность — отвечающую, вероятно, приуступовой ступени—расчленили реки. Затем они выполнились ледниковыми образованиями, а после разрушения последних — покровными песками.

В Юзефове существует каменоломня, в которой обнажается базальный конгломерат состоящий из обломков сенонской гезы различных размеров и формы, сцементированных тортонским известняковым веществом. Таким образом здесь существовал во время тортонской трансгрессии высокий морской берег (клиф). Этот клиф в зоне современного краевого уступа по нашему мнению является одним из доказательств существования здесь более постоянной тектонической линии.

Последним элементом юго-восточного участка зоны краевого уступа является цепь низких холмов разделяющих пояс понижений и Сандомирскую котловину. Относительные высоты холмов достигают нескольких десятков метров. Холмы слагают главным образом тортонские литотамниевые известняки, залегающие на гезе мелового возраста; контакт этих пород удалось установить лишь в нескольких местах. Поверхность контакта несколько наклонена к ЮЗ. Как в меловых породах так и в тортонских отложениях имеются диаклазы с преобладающими направлениями СЗ—ЮВ, СВ—ЮЗ т. е. параллельными и поперечными к направлению гряды Росточья.

Зону краевого уступа пересекает несколько рек направленных к ЮЗ. Их продольные профили обнаруживают увеличение уклона на линии цепи внешних холмов, где долины имеют характер яров с узкими днищами и крутыми склонами. На этих

участках обнажаются породы дочетвертичного основания (сенон или тортон), на которых возникли мелкие пороги. ЮЗ направление течений рек—дочетвертичное, так как долины пересекающие внешнюю цепь выполнены плейстоценовыми песками. Реки, отпрепаровывая древние долины, врезались в породы более древнего основания, создавая эпигенетические прорывы.

Увеличение падения в продольном профиле рек на линии цепи внешних холмов объяснялось новейшими (четвертичными) движениями (26,35) Для подтверждения такой гипотезы можно указать на наличие залома в продольном профиле надпойменной террасы на линии порогов. Гипотеза новейших тектонических движений является вероятной потому, что зона краевого уступа образовалась в поясе разломов, в котором движения обновлялись многократно.

В северо западном участке зоны краевого уступа выделяем: а) внутреннюю часть, отвечающую внутреннему уступу первого участка и б) внешнюю—отвечающую приуступовой ступени пояса понижений простирающихся на юго-восток от реки Шум. Во внутренней части нет сплошного порога на довольно длинном участке. Между реками Шум и Гораец линию порога отмечают две параллельных цепей холмов-останцов (Терешпольские холмы), отвечающих по высоте более низкой из верхних поверхностей выравнивания Росточья (рис. 5, фото 13). Благодаря вершинным уровням они имеют характер столовых гор. Их склоны имеют типичный денудационный профиль состоящий из 2 отрезков: верхнего, короткого и выпуклого с уклонами до 30° (и даже более) и нижнего, длинного и вогнутого с уклонами порядка нескольких градусов.

Все холмы имеют очень сходное строение. Сверху сложены миоценовыми известняками главным образом литотамниевыми или детритовыми со значительной примесью зерен кварца, а также карбонатными песчаниками составляющими свиту мощностью нескольких до свыше десяти м. Они прикрывают желтоватую верхнемеловую гезу. Поверхность контакта между этими разновозрастными образованиями почти горизонтальна или очень незначительно наклонена к ЮЗ. Породы основания на вершинных уровнях покрыты в большинстве случаев галькой и рухляком, переходящим на склонах книзу в галечно-песчанистые и песчанистые делювиальные шлейфы. Галька обнаруживает различную форму (типичную для гравия окатанного водою и для

ветрогранников образованных в перигляциальном климате). В делювиальных образованиях на склонах находятся морозные деформации.

Внешняя часть зоны краевого уступа образована в виде отчетливой ступени соединяющейся непосредственно со стоковыми уровнями внутренней части (рис. 5). Поверхность ступени возвышается в общем до 270—290 м. В сторону Пущанской равнины ступень падает склоном высотой от десяти с лишним до около 40 м. Профиль этого уступа совершенно похож на профиль склонов внутренних холмов. По геологическому строению тоже нет различий между указанными профилями. Поверхность контакта миоценовых и меловых пород в пределах ступени, наклоненная к ЮЗ, расположена несколько десятков метров ниже той-же поверхности в пределах холмов внутренней части. Эта разница высот поверхности контакта позволяет предполагать существование сброса, вдоль которого произошло вертикальное передвижение между верхними денудационными уровнями Росточья и ступенью.

Существование подобного сброса можно также предполагать на наружной линии ступени, так как контакт меловых и миоценовых пород на Пущанской равнине находится по меньшей мере несколько десятков метров ниже чем в пределах ступени.

Северо-западную часть зоны краевого уступа разбивает верхний участок долины реки Гораец. Долина на этом участке имеет направление близкое к ССЗ—ЮЮВ (азимут 145°). Идентично ориентирован верхний участок долины р. Лады (которая расположена вне западней границы площади представленной на приложенных картах), а звежинецкая долина отклоняется от этого направления очень незначительно. Это направление характерно для южного Росточья и замечается в трещинах (разломах) меловых пород. В связи с этим можно предполагать, что верхний участок реки Гораец обусловлен тектонически.

Долина верхнего Горайца заслуживает особого внимания из-за того, что ее склоны на участке от деревни Терешпоть-Заоренда до Липовца являются прямым продолжением уступа Росточья, отклоняющимся от направления последнего лишь на 20° внутрь Росточья. Так как на этом участке долины, на ее противоположной стороне нет совсем коренного склона, то он представляет форму типа краевого уступа.

Так как долина Горайца — также как и звежинецкая долина — разбивает широкой бороздой краевую зону уступа, то принципиальное значение имеет вопрос генетического соотношения между этими элементами рельефа среднего Росточья.

Если упомянутые долины расчленяли Росточье перед возникновением уступа, то это должно было произойти в такой морфологической обстановке, в которой не было заметных различий уровней между Росточьем (а также Люблинской возвышенностью) и Сандомирской котловиной. Такая обстановка хорошо объясняет нам характер и размеры долин прорыва Росточья; они представляют повидимому участки долин, верхние части которых (ныне погребенные) простирались в Сандомирской котловине, а через эту последнюю, возможно, имели непосредственную связь даже с карпатскими долинами. Если вместо того принять обратный порядок событий, то получим такую обстановку, в которой существует импульс к расчленению Росточья (этот импульс—возникновение разницы уровней между этим районом и смежными территориями), но затруднительным станет толкование характера рассматриваемых долин.

При попытке привести в порядок наблюдаемые факты принятие первой концепции кажется, следовательно, значительно более убедительным. Так и сделали С. Павловский (28), а позже А. Ян (11). Павловский строил свою концепцию прежде всего на анализе долины Горайца. Этот автор однако не осознавал, вероятно, существования Гедвижинского горба и подобных ему элементов спрятанных под поверхностью Пущанской равнины на линии Гедвижин — Гурецко Старе. Эти холмы основания третичного возраста отделяют долину Горайца от Сандомирской котловины (Предкарпатского краевого прогиба) таким же образом, как цепь внешних холмов отделяет звежинецкую долину; следовательно нельзя предполагать продолжения долин на территории Сандомирской котловины. В связи с этим следовало бы принять, что верхний участок долины Горайца развивался как субсеквентная форма, паралельная уступу, подобным образом как долина р. Вепша, который — как это предполагал А. Павловский — использовал в прошлом звежинецкую долину. Развитию субсеквентного участка большой долины содействовала сильная трещиноватость зоны краевого уступа. Этот участок Горайца сформировался между приуступовой ступенью и Гедвижинским горбом на линии яв-

ляющейся продолжением к СЗ среднего понижения юго-восточного участка зоны краевого уступа.

Все рассмотренные элементы рельефа зоны краевого уступа в своих основных очертаниях возникли перед краковском оледенением. Об этом свидетельствует размещение остатков моренных отложений этого оледенения.

Наиболее важные итоги исследований зоны краевого уступа авторами сопоставлены в следующих пунктах:

1. Зона краевого уступа в современном виде носит отпечаток воздействия денудационных процессов. Часто встречаемые склоновые ступени, пороги и мульдообразные долины носят следы деятельности субаэральных процессов развивающихся в условиях полусухого теплого, а также холодного (перигляциального) климата.

2. Для выяснения прямолинейности, сплоченности и постоянства главных геоморфологических форм, а также их параллельного простирания надо принять тектоническую обусловленность рельефа в виде сбросов. За таким толкованием говорит согласие орографических линий и направления трещин в дочетвертичных породах, а также характер и расположение поверхности контакта третичных и меловых образований.

3. Зона краевого уступа сформировалась не вследствие создания одного сброса, а в результате возникновения полосы разрывов, что обусловило её сложное геоморфологическое строение. На линиях разрывов возникли сдвиги вертикального направления. Размерами сдвигов отличаются две линии, вдоль которых сформировался внутренний уступ и уступ цепи внешних холмов. Амплитуда этих сдвигов была небольшой. Констатированные высоты контактов третичных и меловых пород допускают принятие сдвигов в границах до нескольких десятков метров. Исключением в этом отношении является внешний сброс, отделяющий всю зону краевого уступа от Предкарпатского краевого прогиба; однако отсутствуют данные, которые позволили бы определить его величину.

4. Рельеф поверхности меловых пород и денудационных уровней позволяет предполагать, что рассматриваемая зона подверглась разбитью разломами также в поперечном к уступу направлении. Линии дислокаций между отдельными блоками, выдвинутыми на разные высоты, используются реками: Ладой, Шумом, Сопотом и Танвей с Лосинецким Потоком.

5. Сбросовые дислокации, которые обусловили главные черты рельефа, возникли после регрессии миоценовых морей. Однако надо подчеркнуть, что геологическая обусловленность нынешней зоны уступа датируется предтортонским временем. На это указывают: а) согласие простирания уступа с линией отделяющей в тортоне четко дифференцированные мелководные отложения Росточья (литотамниевые известняки) и более глубоководные Сандомирской котловины (краковецкие глины), б) существование в зоне нынешнего краевого уступа клифа разрушаемого тортонским морем, что свидетельствует о тенденции к обновлению морфологической формы имеющей характер порога.

6. Границы времени возникновения относительных превышений в нынешней зоне, определены с одной стороны высокими поверхностями выравнивания, с другой — долинными формами расчленяющими Росточье.

Поверхности выравнивания создались после регрессии миоценового моря т. е. вероятно в конце миоцена и в начале плиоцена. Интенсивное врезывание рек датируется временем верхнего плиоцена. Таким образом дислокации уступа следует отнести к плиоцену.

7. Краковское оледенение застало зону уступа со сформировавшимися основными чертами рельефа.

Очерк развития рельефа зоны краевого уступа среднего Росточья

В последней главе представлена попытка привести в хронологический порядок события, которые влияли на развитие рельефа в зоне уступа.

Тектонические начала краевой зоны Росточья возникли во время второго, более позднего цикла восходящих движений Карпат. Перед этими движениями, т. е. в палеогене, в пределах Сандомирской котловины и Росточья господствовала суша. Олигоценовый залив достигал вероятно Росточья, не охватывая Сандомирской котловины (1 стр. 74-5,36 стр. 134). Можно из этого заключить, что поверхность последней возвышалась тогда над Росточьем.

В начале неогена предполье Карпат понижается по мере развития складкообразования, формируя периферическую депрессию (краевой прогиб), в пределы которой входит также

и территория нынешней Сандомирской котловины. В среднем миоцене в пределы краевого прогиба вторгнулось море. В тортоне море трансгредирует в пределы среднего Росточья. Залегание тортонских отложений непосредственно на расчлененной поверхности верхнемеловых пород свидетельствует о значительном насилении процессов денудации на суше Росточья в палеогене.

Во время тортонской трансгрессии существовала уже между Сандомирской котловиной и возвышавшимся Росточьем какая-то форма порога, которая в определенное время являлась обрывистым берегом (клифом), сложенным верхнемеловой гезой. Превышение Росточья отмечается на протяжении всего времени трансгрессии, обусловливая непосредственное соседство двух различных фаций осадков: мелководных, прибрежных отложений Росточья и накопившихся на более значительной глубине краковецких глин в Сандомирской котловине.

Генезис этого превышения Росточья является очень интересной проблемой. Согласие простирания тортонской ступени с простиранием современного уступа кажется свидетельством её тектонической обусловленности. За это говорит тоже возникновение, или вернее обновление превышения в позднейшие времена.

Перед концом тортона в районе северо-восточных рубежей моря Предкарпатского прогиба отмечается регрессия. При этом тортонские отложения слабо дислоцировались о чем упоминает Арень (1 стр. 77)—а затем были денудированы в материковой фазе перед кратковременной нижнесарматской трансгрессией. Мы не знаем обошла-ли нижнесарматская трансгрессия среднее Росточье. Так как сармат встречается в западном Росточье, на Люблинской возвышенности, Волыни и в Подолье, то нельзя исключить возможности вторжения сарматского моря в пределы среднего Росточья. Могло оно, однако, проливаться лишь через территорию западнего огибая среднее Росточье. Решение этого вопроса имело бы большое значение для установления возраста рельефа, ибо определило бы начало, а затем и время продолжительности последней материковой фазы.

На протяжении этой фазы — в сармате и, вероятно, в нижнем плиоцене — возникают обширные верхние денудационные уровни Росточья. Более подробная их датировка невозможна, так как мы не знаем из этого времени никаких континентальных образований определенного возраста.

Во время формирования выравнивании не было, вероятно, более заметной разницы уровней между Росточьем и выполненной миоценовыми отложениями Сандомирской котловиной. Поверхность обоих районов представляла одно, гипсометрически мало дифференцированное, целое. Принимая во внимание расположение фрагментов верхних денудационных уровней, мы можем себе представить тогдашние Росточье как низкую, широкую и пологую гряду со склонами переходящими плавно в уровень Сандомирской котловины. Эта гряда исполняла роль второстепенного водораздела, не представляя однако серьёзного препятствия для больших рек, таких как Пра-Вепш и Пра-Гораец; последние проводили свои воды по более низком денудационном уровне из Сандомирской котловины, а может быть даже из Карпат. О таком направлении стока вод свидетельствует наклон к северу низшего денудационного уровня вдоль звежинецкой долины и меридионального участка Вепша (между д. Звежинец и г. Щебжешин). В юго-восточной части рассматриваемого района воды направлялись к Сандомирской котловине, на что указывает наклон низшего из верхних денудационных уровней к юго-западу.

В конце рассматриваемого времени развития рельефа, Росточье представляло собой почти равнину с невысокими денудационными порогами и широкими пологосклонными долинами рек. Относительные высоты достигали повидимому 70 — 80 м (кульминация Вапельни относительно наиболее пониженных частей низшего уровня).

После сформирования низшего денудационного уровня на линии тортонской ступени возникает сложная система сбросов, которые прорывают постоянность морфологических поверхностей Росточья и Сандомирской котловины. Очень вероятно, что эти движения обновили лишь древние тектонические линии.

Время возникновения дислокаций отделяющих Люблинскую возвышенность и Росточье от Сандомирской котловины определяли по разному. Самсонович помещал это событие в конце сармата (35 стр. 72-73), а Павловский в конце плиоцена (28 стр. 37). Ян считает, что краевой уступ моложе долинных врезов, т. е. моложе короткого эпизода происшедшего в исходной фазе третичного периода (11 стр. 57). Тем самым он датирует возникновение дислокаций временем конца плиоцена и начала плейстоцена.

Точное определение возраста краевого уступа, опираясь на наблюдаемые в данном районе факты, кажется невозможным. Есть основания искать импульс этого события в карпатских тектонических движениях. Принимая такое толкование мы получаем последовательное сопоставление концепций геоморфологического развития районов, ныне разделенных Предкарпатской впадиной. Послемиоценовые сбросы в зоне краевого уступа следовало бы затем параллелизировать с последним значительным выдвижением Карпат в конце нижнего плиоцена. Это движение вызвало—по мнению Климашевского — расчленение верхнего уровня карпатского предгорья.

Последствием нижнеплиоценовых вертикальных движений было расчленение реками верхних уровней Росточья. Система речной сети не подвергалась при этом коренным изменениям. Сохранились главные направления рек, лишь Пра-Вепш и Пра-Гораец утратили свои верхние участки. В зоне краевого уступа наиболее интенсивному воздействию эрозии подвергались сильно разбитые разломами породы на линии внутреннего сброса. Так началось формироваться продольное понижение и цепь внешних холмов. В северо-западной части воды из этого понижения стекали в реку Вепш и Гораец создавая их новые верхние участки, параллельные к краевому уступу. Гораец начинался предположительно в окрестностях Хеляцина, Вепш—вблизи Юзефова. Верховья реки Шум являлись в это время притоком Вепша. К юго-востоку от Юзефова воды из понижения стекали в р. Сопот, которая вместе с рекой Танвей и Лосинецким Потоком выработала широкие ворота во внешней цепи.

Расчленяние приводораздельных денудационных уровней совершалось в нескольких фазах, о чем свидетельствуют фрагменты эрозионных террас сохранившиеся в долине Вепша. Рост относительного превышения Росточья над Сандомирской котловиной вызвал, вероятно, дальнейшие гидрографические изменения в пределах зоны уступа. Потоки атакующие уступ со стороны Сандомирской котловины перехватили верхний Шум и Сопот создавая речную систему отвечающую современной. Происходило-ли это еще в плиоцене, или-же в плейстоцене — трудно решить.

Густая, на подобие современной, долинная сеть Росточья, свидетельствует об обилии поверхностных вод во время расчле-

нения, т. е. в среднем плиоцене. На влажный и очень теплый климат того времени в Карпатах указывает изученная Шафером плиоценовая флора из Кросценка на Дунайце.

В конце плиоцена и в начале плейстоцена наступает значительное ухудшение климатических условий (36 стр. 144). В это время долины Росточья расширяются, получая повидимому уже свою основную черту—несоразмерную, по отношении к длине, ширину. Это было обусловлено склоновыми процессами, которые вызвали отступание всяких морфологических уступов (порогов). В краевой зоне возникает в окрестностях Терешполя характерный ландшафт холмов-останцов.

Накануне ледниковой эпохи Росточье представляло собой территорию расчлененную глубокими долинами, днища которых находились 30—40 м ниже современных. Относительные высоты достигали ста с несколькими десятками метров, а относительное превышение Вапельни над дном долины р. Вепша в Звежинце составляло свыше 200 м (ныне 165). Краевая зона имела уже оформленные черты современного рельефа. Ниже внутреннего уступа, имевшего уже все черты денудационного рельефа, простиралась более высокая, чем современная нам, приуступовая ступень. Вдоль неё тянулось понижение, отделенное от Сандомирской котловины цепью внешних холмов. Относительное превышение Росточья над котловиной на линии внешнего уступа было очевидно больше современного. Реки прорезывавшие краевую зону текли по долинам со скалистыми склонами и неровными днищами, с многочисленными изломами в продольном профиле.

Оледенение прекращает плиоценовый цикл развития рельефа. Наступание ледника на рассматриваемую территорию имело место лишь во время краковского оледенения. Обильные ледниковые отложения выстлали мощным покровом все понижения. Заполнение песками долин достигло, по Яну, нескольких десятков метров над современные нам дна (11 стр. 58). В то же время совсем незначительные были размеры аккумуляции на приводораздельных пространствах. Заполнение понижения вдоль внутреннего уступа и особенно нагромождение материала в Сандомирской котловине уменьшило относительные высоты в зоне краевого уступа. После краковского оледенения Росточье представлялось как территория мало разнообраз-

ная, относительные высоты не превосходили предположительно 100 м.

Во время отступания миндельского ледника и во время миндель-рисского межледниковия интенсивное разрушение ледниковых отложений привело к понижению днищ долин даже ниже современных. Последующие оледенения вновь отметились аккумуляцией на поймах — однако значительно слабее эпохи краковского оледенения — а также, сильной денудацией междуречий. Роль последнего межледниковия была относительно незначительна, и в общем балансе верхнего плейстоцена наступило уменьшение относительных высот между днами долин и приводораздельными пространствами.

Во время оледенений происходило сильное разрушение склонов и порогов, у подошвы которых расширялись склоновые уровни (педименты). Большие массы денудированного материала переносились в Сандомирскую котловину, где создали относительно мощный покров. Многочисленные морозные деформации, наблюдаемые в покровных отложениях последнего оледенения, свидетельствуют, что аккумуляция происходила на мерзлотном основании. В условиях более теплого и сухого климата начала послеледниковья развивались эоловые процессы, в результате действия которых возникли дюны разнообразящие монотонную поверхность покровных песков.

Наряду с улучшением климатических условий усиливается эрозия. Реки расчленяют образования отложившиеся во время балтийского (Вюрмского) оледенения, а даже и более древние. В зоне максимального вреза, на линии внешнего уступа, реки достигают пород дочетвертичного основания, на которых создаются серии порогов. Значительные врезы рек в разбитой сбросами зоне могли быть увеличены послеледниковыми вертикальными движениями.

После голоценового климатического оптимума в долинах рек в пределах пойм началась аккумуляция, которая лишь частично связана была с изменениями климата. Значительная часть пойменных осадков является продуктом денудации почв развивающейся на склонах вследствии уничтожения лесной растительности и других хозяйственных мероприятий человека. В голоцене возобновились также процессы карстообразования в миоценовых известняках на Пущанской равнине.

СПИСОК ФОТОГРАФИЙ

СПИСОК РИСУНКОВ

СПИСОК ПРИЛОЖЕННЫХ КАРТ

Объяснения к геоморфологической карте

1. Пойменная аккумулятивная терраса 2. Пороги в русле реки 3. Дюны	Голоцен
4. Надпойменная аккумулятивная терраса; дна сухих долин; аккумулятивный уровень времени балтийского оледенения 5. Денудационная поверхность морены краковского оледенения	Плейстоцен
6. Денудационный уровень приуступовой ступени	Плейстоцен-плиоцен
7. Низшая эрозионная терраса 8. Высшая эрозионная терраса; эрозионно-денудационный уровень 9. Денудационный уступ вероятно тектонически обусловл. 10. Тектонично-денудационный уступ	Плиоцен
11. Уровень структурной приуступовой ступени 12. Денудационная поверхность горба третичного основания 13. Вершинная денудационная поверхность внешних холмов 14. Низший денудационный уровень приводораздельных пространств	Плиоцен — миоцен
15. Высший денудационный уровень приводораздельных пространств 16. Останцы древнейшего рельефа 17. Склоны и необозначенные денудационные формы (миоцен-плейстоцен)	Миоцен

RÉSUMÉ

I. PRÉFACE

Roztocze figure sur les cartes hypsométriques, même celles à petite échelle, en tant que croupe nettement distincte et s'étendant à partir de Kraśnik jusqu'à Lwów, avec une orientation générale approximative du Nord-Ouest vers le Sud-Est (fig. 1). Son étendue est d'environ 180 kms de longueur totale, ses dimensions en large oscillant autour d'un dixième de ce chiffre. Les altitudes des points culminants augmentent d'une manière assez irrégulière vers l'Est, (300 m environ à l'extrémité Nord-Ouest à 414 m dans le Sud-Est). Roztocze se dresse au-dessus des terrains avoisinants par ses côtes hautes de plusieurs dizaines de mètres à une centaine ou plus, ce qui confère à cette région un caractère de particularité morphologique.

La côte lisière Sud-Ouest de Roztocze constitue, en terres polonaises, le seul secteur de la limite géologique entre l'Europe orientale et l'Europe occidentale qui ait donné son empreinte décisive au relief. De même, c'est là l'une des limites physiographiques les plus nettes. Ce caratère exceptionnel de ligne de démarcation, ainsi que sa forme morphologique, uniques en Pologne, et la richesse en problèmes scientifiques qu'elle pose à la géomorphologie, la géologie, l'hydrographie, la botanique contribuent à l'intérêt que présente cette région. La zone lisière du Roztocze Central, en particulier, est d'une importance spéciale tant au point de vue de la beauté des paysages que de l'abondance de problèmes.

La zone en question fait l'objet de la présente étude. Elle forme une bande étroite (2 à 4 kms de largeur, 50 kms de longueur) s'étendant du haut Gorajec aux environs de Narol. Le lecteur en trouvera le tableau lié à celui de son avant-pays la Plaine Boisée (Równina Puszczańska) formant partie du Bassin de Sandomierz, et de son arrière-pays, la croupe de Roztocze. L'étude concerne ainsi une bande de terrain de plusieurs kms de large; elle est complétée par les cartes annexes (carte hypsométrique et carte géomorphologique)

et par une ébauche d'orientation sur laquelle on trouvera les principales dénominations topographiques et celles employées dans le texte pour les parties spéciales de la zone lisière.

II. LA PLAINE BOISÉE (Równina Puszczańska)

La Równina Puszczańska, caractérisée par son modelé simple, constitue l'avant-pays de la côte du Roztocze Central. La partie de cette région nous intéressant présente une plate-forme sableuse à pente douce vers le Sud-Quest. Dans le substratum des sables se trouvent des formations marines, déposées dans le fossé prémontagneux qui s'était formé et approfondi dans le Miocène. Ces sédiments voisins de la côte de Roztocze se sont développés surtout comme calcaires du lithothamnium qui atteignent plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur; en dehors de la côte, ce sont des argiles fortes (argiles de Krakowiec) à volume augmentant graduellement. Ces sédiments ont été partiellement disloqués en Tortonien et Sarmatien, puis modelés par les forces exogènes en haut Sarmatien et en Pliocène. L'accumulation du Pléistocène couvrit à ce point le substratum que les couches sous-jacentes n'affleurent que près de la côte lisière de Roztocze en formant le tertre de Hedwiżyn à altitude de plusieurs mètres, et le coteau de Helacin.

Parmi les formations anciennes du Pléistocène, seuls les résidus d'argiles à blocaux de la glaciation cracovienne affleurent sur le tertre de Hedwiżyn. Les formations plus récentes de l'époque mentionnée sont représentées par les nappes de sables apparaissant partout et due à la glaciation „Varsovien II" ainsi que les sables et les limons sous-jacents de l'époque glaciaïre précédente. Les phénomènes cryopédologiques présents dans ces sables prouvent que leur accumulation s'est produite en des conditions périglaciaires. Leur situation permet de conclure qu'ils proviennent du Roztocze d'où ils avaient été emportés par les crues des rivières ainsi que par les eaux de surface, dispersées et affluant des versants de la côte en contribuant largement au processus de glissement sur la surface gelée. La formation de cette nappe sableuse imprégna au modelé de la Plaine Boisée ses caractéristiques décisives et générales.

Les vallées fluviales découpant la plaine témoignent de la jeunesse morphologique de ce terroir. A la côte de Roztocze, elles sont très étroites (de l'ordre de quelques dizaines de mètres), mais assez profondes (jusqu'à 20 à 25 m); ensuite, et à mesure qu'elles s'en éloignent,

elles s'élargissent progressivement jusqu'à plusieurs centaines de mètres et perdent de leur profondeur (jusqu'à quelques mètres). Leur profil transversal permet cependant de discerner uniquement le fond d'accumulation holocène et des versants de type le plus simple.

Parmi les formes qui interrompent la monotonie de la plaine on distingue des dunes, surgies pendant la dernière période glaciaire à son déclin ou, plus probablement et en majeure partie, au début du post-glaciaire. Ces dunes sont le plus fréquemment groupées en de grandes chaînes en parabole, en arc ou presque rectilignes; elles atteignent quelques kilomètres de longueur et 20 à 25 mètres d'altitude.

Les dolines karstiques apparaissant conjointement avec des affleurements de calcaires du lithothamnium à proximité de la côte de Roztocze, appartiennent aux formes les plus récentes de la Równina Puszczańska.

III. LE PLATEAU DU ROZTOCZE CENTRAL

La présence sur le plateau de niveaux distincts et entrecoupés par un réseau de vallées est un trait frappant du modelé du Roztocze Central. Il y a lieu d'en distinguer deux: le niveau inférieur s'élevant à 310—320 m, et le niveau supérieur de 340—350 m. Les deux sont séparés par des versants indépendamment du réseau fluvial. Des buttes témoins du niveau plus élevé se dressent dans la zone inférieure, (photo 2) laquelle, fortement creusée par l'érosion dans sa partie Ouest, a produit à son tour une série de buttes témoins. Au-dessus des deux niveaux du plateau s'élèvent des fragments de la surface la plus ancienne (photo 4), Sur les niveaux du plateau se dévoilent des roches du Crétacé et du Tertiaire. Le Crétacé est représenté par de la gaize jaunâtre ou grise du Senonien à forte teneur de calcaire (50% de $CaCO_3$ environ) et à forte addition de glauconite. Le Tetiaïre est représenté par des calcaires du lithothamnium du Miocène, des conglomérats de coquilles et de graviers ainsi que par des grès calcaires.

La présence du Miocène sur les deux niveaux et sur le point culminant du Roztocze Central (Wapielnia 385 m) prouve que le territoire entier du Roztocze Central a été submergé à l'époque de la transgression du Miocène. Le caractère accidenté de la surface des formations crétacées accompli déjà au moment de l'invasion marine sur ce terrain,

temoigne d'une période de destruction par érosion subaérale dans le Paléogène précédant la submersion.

Les deux niveaux du plateau affleurent les couches crétacées ainsi que celles du Tertiaire, ce qui prouve qu'elles avaient été formées comme surfaces d'aplanissements. Le caractère de ceux-ci permet d'admettre — en conformité à la thèse de J a h n (11) — une genèse de pédiplanation. Les aplanissements avaient dû se produire en des conditions de climat assez sec, où les processus d'érosion latérale jouaient un rôle important. La limite antérieure d'âge des aplanissements est marquée par des roches tortoniennes coupées. Il est possible, en connaissant l'époque du creusement des aplanissements, d'en fixer la limite supérieure.

Sur le territoire de Roztocze l'on trouve des traces d'une glaciation (Cracovien) dont les dépôts ont été emportés. Peu nombreuses sont les places du plateau où l'on rencontre des graviers et des blocs erratiques; dans le vallées se trouvent parfois des vestiges de formations glaciaires, mais il est difficile d'affirmer avec certitude qu'ils y soient in situ. Il est cependant possible, étant donnés les découvertes de vestiges de dépôts glaciaires, ainsi que divers faits connus des terrains voisins, d'en déduire la conclusion que les aplanissements du plateau de Roztocze avaient été coupés avant l'arrivée de l'inlandsis. Ainsi, les aplanissements se seraient produits après la transgression tortonienne et avant l'invasion de l'inlandsis, donc au cours du Sarmatien et du Pliocène.

IV. LA ZONE LISIÈRE DU ROZTOCZE CENTRAL

Entre la Plaine Boisée et le plateau de Roztocze s'étend une zone lisière de 2—4 kms de large, à aspect différent dans ses parties Nord-Ouest et Sud-Est.

La disposition parallèle des éléments morphologiques est un caractère spécifique propre à la partie Sud-Est. La zone comprend:

a) un versant du plateau de Roztocze (désignée dans la suite par la dénomination de bordure ou côte intérieure),
b) une bande d'abaissement de 1,5 à 3 kms de large,
c) une chaîne de collines extérieures séparant la bande mentionnée de la Plaine Boisée (fig. 3 et 4).

La bordure ou côte intérieure passe de Majdan Niepryski au village de Paary présentant, en grandes lignes, une forme continue, interrompue

uniquement par les débouchés des vallées. Son plan accuse une série de sinuosités et de golfes, mais les trois secteurs de Majdan Niepryski, de Oseredek et de Paary déterminent son orientation primitive et rectiligne NO-SE. L'altitude de la côte s'élève à 30—60 m, son inclinaison moyenne est de 4—8°. Le Crétacé affleure dans tout le profil.

La bande d'abaissement longe la côte. Le profil longitudinal des abaissements présente des dénivellations de l'ordre jusqu'à 40 m. Les cavités sont remplies de sable; sur les convexités, et sous une mince couche de débris, se trouve un sous-sol de gaize crétacée. Dans le profil transversal de l'abaissement, un replat (gradin) de gaize couvert de débris apparaît au pied de la côte. La structure et la situation dudit replat en déterminent l'origine: c'est un pédiment résultant de la régression de la côte. Ainsi, l'origine de l'affaissement présente un phénomène compliqué: d'abord la surface primitive du fond avait été taillée par les rivières à cours parallèle à la côte; ultérieurement, les dépôts glaciaires couvrirent cette surface accidentée; enfin, les cavités ont été remplies par les sables.

Il existe une carrière à Józefów découvrant un conglomérat de base composé de blocs de gaize du Senonien de diverses formes et dimensions, unis par un ciment calcaire tortonien. (Photo 6). Par conséquent, il existait en cette place, à l'époque de la transgression tortonienne, un littoral martime élevé. L'existence d'une dénivellation en forme d'un escarpement dans la zone lisière actuelle comporte la preuve d'une prédisposition tectonique de la zone.

Une chaîne de collines peu élevées et séparant la bande d'abaissement du Bassin de Sandomierz présente le dernier élément du secteur SE de la zone lisière. Les altitudes relatives des coteaux atteignent quelques dizaines de mètres. Les coteaux se composent en majeure partie de calcaires du lithothamnium tortonien. Le Tortonien se superpose à la gaize crétacée; il n'a été possible de saisir les prises de contact qu'en un petit nombre de pointages. La surface de contact présente une faible pente vers le Sud-Ouest. Tant dans les roches crétacées que dans celles tortoniennes, il y a des diaclases d'orientation NO-SE, donc conformes à l'orientation de la côte, et des diaclases transversales NE-SO.

Quelques cours d'eau coupent la zone lisière. Leurs profils longitudinaux démontrent une pente plus raide sur la ligne des collines extérieures. Les vallées ont, dans ces secteurs, le caractère de ravins

à fond étroit et aux versants abrupts. Le lit découvre des roches du substratum (Senonien ou Tortonien) sur lesquelles se sont produits de bas escaliers (photos 10—12). La direction SO de l'écoulement des eaux est antérieure au Pléistocène, puisque les vallées perçant la chaîne extérieure sont remplies de sables du Pléistocène. Les cours d'eau, ayant déblayé les vallées anciennes, creusèrent les roches du substratum ancien et produisirent des percées épigénétiques.

L'accroissement de la pente des vallées en zone lisière de la côte à été attribué à de récents mouvements du Quaternaire. A l'appui de cette explication peut être citée l'existence d'une inflexion sur la pente de la terrasse sur la ligne des rapides. L'hypothèse des mouvements récents est probable, vu que la zone lisière s'est formée dans une région de crevasses où les mouvements se répétaient à plusieurs reprises.

Il y a lieu de distinguer, dans le secteur Nord-Ouest de la zone lisière:

a) une partie intérieure équivalente à la bordure intérieure du premier secteur, et
b) une partie extérieure équivalente au replat de la bande d'abaissements situés au Sud-Est du Szum.

Dans la partie intérieure, on n'observe pas de côte compacte sur un secteur de longueur appréciable. Entre les rivières Szum et Gorajec, la ligne de côte est marquée par deux chaînes parallèles de collines témoins (collines de Tereszpol) analogues quant à leur altitude au niveau de l'aplanissement inférieur du plateau de Roztocze (fig. 6, photo 13). L'aplatissement de leurs sommets leur confère un caractère de collines—témoins de plateau. Leurs versants présentent le profil type de dénudation, comportant deux secteurs, dont le secteur supérieur est court et convexe, aux pentes allant jusqu'à 30% et dépassant même ce taux, et le secteur inférieur, long, concave, à pentes de l'ordre de quelques degrés.

Toutes les collines ont une structure géologique pareille. En haut, elles présentent des calcaires du Miocène, du lithothamnium pour la plupart, ou détritiques avec une large addition de grains de quartz, et des grès calcaires, formant des lambeaux de plusieurs mètres d'épaisseur. Ils couvrent un substratum de gaize du haut Crétacé. La surface de contact entre ces formations d'âge différent est inclinée insensi-

blement vers le Sud-Ouest. Les roches du substratum sur les aplanissements des sommets sont, en majeure partie, couvertes de débris. Sur les versants, ceux-ci forment des manteaux mêlés de sable ou sableux dont l'épaisseur augmente vers le bas. Il s'y trouve des graviers de diverses formes (entre autres, des formes caractéristiques pour les graviers galets, produits par l'action de l'eau, et pour les blocs érodés par le vent sous climat périglaciaire). Dans les formations couvrant les versants se présentent des perturbations dues au gel.

La partie extérieure de la zone lisière est développée en forme de gradin nettement distinct et directement lié aux aplatissements des versants intérieurs (fig. 6). La surface de ce gradin s'élève à 270—290 m. Du côté de la Równina Puszczańska il baisse jusqu'à une altitude variable de plusieurs mètres à 40 m. Le profil de cette pente ressemble à celui des versants des collines intérieures, et la structure géologique de ce gradin ne diffère pas non plus de celle de la partie intérieure. La surface de contact des roches du Miocène et de celles du Crétacé sur le gradin présentent une inclinaison vers le Sud-Ouest; elle est située de plusieurs mètres plus bas que dans les collines intérieures. Cette différence d'altitude de la surface de contact permet de supposer la présence d'une faille le long de laquelle se serait produit un déplacement vertical entre le plateau de Roztocze et le gradin. Une faille semblable serait admissible aussi sur la ligne de lisière du gradin, car le contact du Crétacé et du Miocène sur la Plaine Boisée se trouve situé de plusieurs mètres au moins plus bas que sur le gradin.

Le secteur Sud-Ouest de la zone lisiere est entamé par la grande brèche de la vallée du Gorajec. La vallée présente dans ce secteur une orientation approximative de NNO-SSE (azimut 145°). La vallée de la haute Łada s'oriente dans la même direction (la vallée s'étend tout contre la limite ouest du territoire représenté sur les cartes détaillées) et la vallée de Zwierzyniec ne s'en écarte qu'insensiblement. C'est la direction caractéristique pour le Roztocze Méridional, et elle se manifeste dans les fissures des roches crétacées. Ainsi l'on est autorisé à supposer que la brèche de la vallée du Gorajec possède des prédispositions tectoniques.

La vallée du haut Gorajec mérite une attention particulière, étant donné que ses versants dans le secteur à partir du village de Teresz-

pol—Zaorenda à Lipowiec forment un prolongement distinct de la côte de Roztocze, ne s'écartant de celle-ci que de 20° vers l'intérieur du plateau de Roztocze. Ce versant n'a pas d'équivalent du côté opposé de la vallée; il présente donc une forme type de côte.

Puisque la vallée du Gorajec — ainsi que celle de Zwierzyniec — coupe la zone côte en une large brèche, la question de rapports génétiques entre ces deux éléments du modelé du Roztocze Central est d'une importance fondamentale.

Si les vallées mentionnées avaient percé Roztocze avant que la côte se fût formée, ce phénomène aurait dû se produire en une situation morphologique où la dénivellation entre le niveau de Roztocze (et du haut-plateau de Lublin) et du Bassin de Sandomierz n'existait pas encore. Le caractère et les dimensions des vallées percées de Roztocze seraient alors parfaitement élucidés; ces vallées présenteraient des sections de vallées anciennes dont les parties supérieures, actuellement ensevelies, s'étendaient jusque dans le Bassin de Sandomierz, et pouvaient communiquer directement, par l'intermédiaire de celui-ci, avec les vallées des Karpathes. Si l'on admettait cependant que les événements se soient déroulés dans un ordre successif contraire, l'on obtiendrait une situation où se maintiendrait la tendance au creusement de Roztocze (apparition de la dénivellation entre ce territoire et les terrains voisins) mais où l'explication des caractères des vallées présenterait un problème difficile.

Il semble ainsi plus aisé d'admettre la première éventualité pour un essai de classement des faits observés. C'est ce que firent S. Pawłowski (28) et, à sa suite, A. Jahn (11). Pawłowski fonde sa conception sur l'analyse, en premier lieu, de la vallée du Gorajec. L'auteur évidemment ne se rendait pas compte de la présence du tertre tertiaire de Hedwiżyn et d'autres éléments analogues dissimulés sous la surface de la Równina Puszczańska entre Hedwiżyn et Górecko Stare. Ces éminences du substratum séparent la vallée du Gorajec et le Bassin de Sandomierz (effondrement chrobate) comme, d'autre part, la chaîne des collines extérieures en sépare la vallée de Zwierzyniec; ainsi, l'on ne peut chercher la continuation des vallées dans le Bassin de Sandomierz. Par suite, il faudrait admettre que le secteur supérieur du Gorajec s'était développé comme vallée subséquente, parallèlement à la côte, et en analogie à la vallée du Wieprz, rivière qui, selon Pawłowski, utilisait anciennement

la vallée de Zwierzyniec. L'évolution du secteur subséquent de l'importante vallée était facilitée par le fissurement de la zone lisière. Ce secteur de la vallée du Gorajec s'était formé entre le gradin attenant à la côte et le tertre de Hedwiżyn, sur une ligne prolongeant vers le Nord-Ouest l'abaissement central du secteur Sud-Est de la zone lisière.

Tous ces élements du modelé de la zone lisière s'étaient formés, en grandes lignes, avant la glaciation cracovienne: la répartition des dépôts de moraines de cette glaciation en fait preuve.

Les auteurs précisent les résultats de leurs recherches dans la zone lisière comme suit:

1° La zone lisière en sa forme actuelle porte une forte empreinte de destruction par dénudation. Le type des versants, les replats, les buttes témoins ainsi que les vallées en berceau présentent des traces de processus qui s'étaient développés dans le conditions d'un climat demi-sec chaud, ou périglaciaire.

2° Il est nécessaire, pour élucider les caractères principaux du relief — modelés rectilignes, compacts et suivis à disposition parallèle — d'admettre une prédisposition tectonique en forme de failles. Cette prédisposition se trouve confirmée par la conformité des orientations morphologiques avec les cassures des roches du substratum préquaternaire et par la disposition de la surface de contact des formations tertiaire et crétacée.

3° La zone lisière s'était formée non pas sur la ligne d'une faille, mais dans une zone de cassures, ce qui avait compliqué sa structure. Sur les lignes des cassures se produisirent des déplacements verticaux. les plus importants sur deux lignes où se formèrent la côte intérieure et celle de la chaîne extérieure de collines. L'amplitude de ces déplacements était faible; les altitudes constatées des contacts du Tertiaire et du Crétacé permettent d'admettre des déplacements de quelques dizaines de mètres. La faille extérieure, séparant toute la région-côte du fossé au pied des Karpathes, peut faire exception sous ce rapport; mais on manque de données nécessaires pour en préciser l'importance.

4° La hypsométrie de la surface du Crétacé et des niveaux d'aplanissement autorise à supposer que la zone en question a subi un fissurement transversal à la lisière. Les lignes de dislocation entre

les blocs particuliers, soulevés à diverses altitudes, sont utilisées par des rivières: la Łada, le Szum, le Sopot et le Tanew avec le ruisseau de Łosiniec.

5° Les dislocations de failles qui avaient décidé des caractéres essentiels du modelé, proviennent d'une époque postérieure à la régression des mers miocènes. Toutefois, la prédisposition tectonique de la zone lisière semble pré-tortonienne. Les indices suivants le confirment:

a) la conformité du tracé de la lisière à la ligne séparant en Tortonien les sédiments, très différenciés quant à leur facies, d'eaux peu profondes (calcaires du lithothamnium) et les sédiments de la mer plus profonde du Bassin de Sandomierz (argiles fortes de Krakowiec),

b) la présence, dans la zone lisière actuelle, de falaise détruite par la mer tortonienne, ce qui prouve la tendance au renouvellement d'une forme morphologique à caractère de côte.

6° Les limites de l'époque où se formèrent les dénivellations de la lisière actuelle, sont marquées, d'une part, par les aplanissements de la croupe de Roztocze, d'autre part, par les vallées coupant la croupe. Les aplanissements du plateau se sont formés après la régression de la mer miocène, c'est-à-dire probablement à la fin du Miocène et au début du Pliocène. Le creusement intense par les rivières appartient au Pliocène plus récent. De même, les dislocations de la lisière sont à attribuer au Pliocène.

7° La glaciation cracovienne a trouvé la zone lisière évoluée quant aux caractères essentiels de son relief.

V. PRÉCIS DE L'ÉVOLUTION DU RELIEF DE LA ZONE LISIÈRE DU ROZTOCZE CENTRAL

Le dernier chapitre présente un essai de classement chronologique des événements qui influèrent sur l'évolution du relief de la zone lisière du Roztocze Central.

Les prédispositions tectoniques de la zone lisière de Roztocze apparurent au cours du second et plus récent cycle des plissements karpathiens. A l'époque qui précéda ces plissements, donc dans le Paléogène, le Bassin de Sandomierz et Roztocze faisaient partie du continent. La transgression de l'Oligocène atteignit probablement

Roztocze, mais n'envahit pas le Bassin de Sandomierz (1 pages 74—5, 36 p. 134). Cela autorise à penser que la superficie du Bassin s'élevait, à l'époque, plus haut que Roztocze.

Au début du Néogène, et à mesure que les plissements évoluent l'avant-pays des Karpathes s'abaisse en formant une dépression périphérique dont le Bassin de Sandomierz fait partie. En Miocène moyen, la mer envahit la dépression; en Tortonien, elle transgresse sur la superficie du Roztocze Central. Les dénivellations de cette surface et la présence de sédiments tortoniens placés immédiatement sur le substratum crétacé, non couvert de formations continentales, prouvent l'intensité des processus de dénudation sur le continent de Roztocze dans le Paléogène.

Il existait déjà, pendant la transgression tortonienne, et entre la fosse du Bassin de Sandomierz et le plateau de Roztocze, une dénivellation qui, à une certaine époque, formait un littoral maritime. C'est alors que se forma une falaise construite en gaize de haut Crétacé. La dénivellation persiste au cours de toute la période de transgression et elle conditionne le voisinage immédiat de deux facies différents: les formations littorales de Roztocze et les argiles fortes de Krakowiec, reposant en des profondeurs plus importantes.

L'origine de cette dénivellation est un problème de haut intérêt. Son tracé conforme à la zone lisière semble confirmer les prédispositions tectoniques, ainsi que la persistance ou plutôt la réapparition de la dénivellation en époque postérieure.

Au déclin du Tortonien, une émersion eut lieu dans la périphérie Nord-Est de la mer. Les sédiments tortoniens eurent à subir une faible dislocation dont parle A r e ń (1 page 77); puis, une dénudation pendant la phase continentale qui précéda la transgression du bas Sarmatien, d'ailleurs de courte durée. On ignore si la transgression du bas Sarmatien respecta le territoire du Roztocze Central; il est cependant impossible d'exclure cette hypothèse, puisque ses dépôts se trouvent dans la partie occidentale de Roztocze, sur le haut-plateau de Lublin, en Volhynie et en Podolie. Toutefois, la mer pouvait avoir transgressé seulement sur les terrains du Roztocze Occidental et non sur ceux du Roztocze Central; une question dont la résolution serait intéressante pour le problème de l'évolution du relief, c'est-à-dire de la durée de la dernière phase continentale.

Au cours de cette phase — dans le Sarmatien et sans doute dans le bas Pliocène — apparaissent de vastes aplanissements du Roztocze. Il semble cependant impossible d'en fixer la date faute de produits d'accumulation dont on pourrait déterminer l'âge.

A l'époque de la formation des aplanissements, il n'y avait pas de dénivellation importante entre Roztocze et le Bassin de Sandomierz, rempli de sédiments sarmatiens. La surface des deux régions formait un ensemble peu différencié au point de vue hypsométrie. En considérant la composition des fragments d'aplanissements du plateau, on peut se figurer le Roztocze de l'époque sous la forme d'une croupe large, plate et basse à versants transgressant insensiblement dans le niveau du Bassin de Sandomierz. La croupe présentait un partage des eaux, d'importance secondaire; elle ne formait toutefois pas d'obstacle sérieux pour des rivières plus importantes, telles que le Wieprz et le Gorajec primitifs, écoulant les eaux du Bassin de Sandomierz, peut-être même celles des Karpathes. L'inclinaison vers le Nord du niveau inférieur du plateau (le long de la vallée de Zwierzyniec et du secteur méridien du Wieprz) témoigne de cette orientation de l'écoulement des eaux. Dans la partie Sud-Est du territoire, les eaux s'écoulaient vers le Bassin de Sandomierz, ce qui est indiqué par l'inclinaison de l'aplanissement inférieur vers le Sud-Est.

A la fin de l'époque, Roztocze présentait un terrain presque plat, dont les variations consistaient en des versants de dénudation et des vallées creusées peu profondément par les cours d'eau. Les altitudes relatives atteignaient probablement 70—80 m (culmination de Wapielnia, en proportion aux parties plus basses des aplanissements).

A la suite de la formation du niveau inférieur des aplanissements se produit, sur la ligne des dénivellations tortoniennes, un système de failles interrompant les superficies morphologiques continues de Roztocze et du Bassin de Sandomierz. Il est probable que ces mouvements aient renové les anciennes prédispositions tectoniques.

L'époque de la formation des dislocations séparant le haut-plateau de Lublin et Roztocze du Bassin de Sandomierz a été définie de diverses manières. Samsonowicz fixait cet événement à la fin du Sarmatien (35, pages 72—73) et Pawłowski à la fin du Pliocène (28, p. 37). Suivant l'avis de Jahn, la côte serait plus jeune que la phase du creusement, donc plus jeune que le court épisode de la fin du Tertiaire qui aboutit à la formation des vallées profondes

(11, p. 57). Il fixe ainsi la formation de la côte à la transition du Pliocène au Pléistocène.

Il est impossible de préciser l'âge de la côte à l'appui unique des faits observés sur le territoire-même, et il semble bien justifié de vouloir chercher l'impulsion à cet événement dans les mouvements des Karpathes. On obtient ainsi une liaison logique de l'évolution morphologique des deux régions séparées par le fossé pré-karpathique. Les failles post-miocènes dans la zone lisière seraient à reporter parallèlement à la dernière grande élevation des Karpathes à la fin du bas Pliocène. Selon l'opinion de Klimaszewski[8]), ce mouvement à été la cause de la coupure du niveau de piedmont karpathique.

Le creusement, par les rivières, des aplanissements du plateau de Roztocze, a été le résultat des mouvements verticaux du bas Pliocène. Le système fluvial ne subit pas de changement essentiel à cette occasion. L'orientation générale des eaux s'est maintenue, seuls le Wieprz et le Gorajec primitifs perdirent leurs sections supérieures. Dans la zone lisière, l'érosion attaquait le plus énergiquement les roches fortement cassurées, sur le tracé de la faille intérieure. Ainsi, l'abaissement longitudinal et la chaîne extérieure de collines ont commencé à se former. Les eaux de cet abaissement, dans sa partie Sud-Ouest, coulaient vers le Wieprz et le Gorajec, formant les sections d'amont, parallèles à la côte, de ces rivières. Le Gorajec apparaissait probablement aux environs de Helacin, le Wieprz à proximité de Józefów. Le haut Szum était, à l'époque, un affluent du Wieprz. Les eaux de la région située au Sud-Est de Józefów coulaient vers le Sopot; celui-ci, de concert avec le Tanew et le ruisseau de Łosiniec creusa une large brèche dans la chaîne extérieure.

Le creusement des aplanissements du plateau se faisait en plusieurs phases; témoin la présence de fragments de terrasses, conservés dans la vallée du Wieprz. L'accroissement de la dénivellation entre Roztocze et le Bassin de Sandomierz a été la cause probable de changements hydrographiques ultérieurs dans la zone lisière. Les ruisseaux attaquant du côté du Bassin de Sandomierz, déplacèrent le haut Szum et le Sopot au moyen d'érosion remontante et créérent un système fluvial pareil à celui de nos jours. Il est difficile d'émettre une opinion si tout cela s'est passé en Pliocène ou bien en Pléistocène.

Le réseau dense de vallées de Roztocze, analogue au réseau actuel, semble exprimer une grande abondance d'eaux de surface en Pliocène moyen. Les études de Szafer sur la flore du Pliocène de Krościenko sur le Dunajec démontrent l'existence, à l'époque, d'un climat très chaud et humide dans les Karpathes.

Pendant la transition du Pliocène en Pléistocène le climat a sensiblement empiré (36, p. 144). Dans cette période, les vallées de Roztocze s'élargissent et acquièrent sans doute leur caractère essentiel — une largeur disproportionnée à la longueur, sous l'action sur les versants de processus morphologiques qui firent regresser toutes les pentes. Dans la zone lisière, un paysage typique de buttes-témoins se produit aux environs de Tereszpol.

A la veille de l'époque glaciaire, Roztocze présente le tableau d'un pays coupé par de profondes vallées dont les fonds sont de 30 à 40 mètres plus bas que les fonds actuels. Les altitudes relatives s'élèvent à plus de cent mètres, et la dénivellation entre Wapielnia et le fond de la vallée du Wieprz à Zwierzyniec dépasse 200 m, (actuellement 165 m). La zone lisière avait déjà développé les traits fondamentaux de son modelé actuel. En bas de la côte intérieure, caractérisée par la décomposition par dénudation, s'étendait le gradin, plus étroit que de nos jours. Un abaissement, séparé du Bassin de Sandomierz par la chaîne de collines extérieures, longeait le gradin. La dénivellation entre Roztocze et le Bassin sur la ligne de la côte extérieure était sans doute plus considérable qu'à présent. Les rivières coupant la zone lisière coulaient dans des vallées à versants rocheux et à fonds accidentés avec de nombreuses ruptures de pente.

La glaciation interrompt le cycle évolutif du modelé du Pliocène. L'invasion de l'inlandsis sur le territoire faisant l'objet de l'etude ne se produisit cependant, selon toute probabilité, qu'à l'époque de la glaciation cracovienne. Les produits d'une abondante accumulation tapissèrent d'épaisses couches toutes les dépressions. L'ensablement des vallées alla, selon Jahn, jusqu'à quelques dizaines de mètres au-dessus du fond actuel (11, p. 58). Par contre, l'accumulation sur le plateau était beaucoup moins importante. Le remplissement du fossé longeant la côte intérieure, et en parti-

culier, l'accumulation de matériaux dans le Bassin de Sandomierz, fit diminuer les dénivellations dans la zone lisière.

A l'époque de déclin de la glaciation cracovienne, Roztocze présentait un territoire assez accidenté; les altitudes relatives ne dépassaient probablement pas 100 mètres.

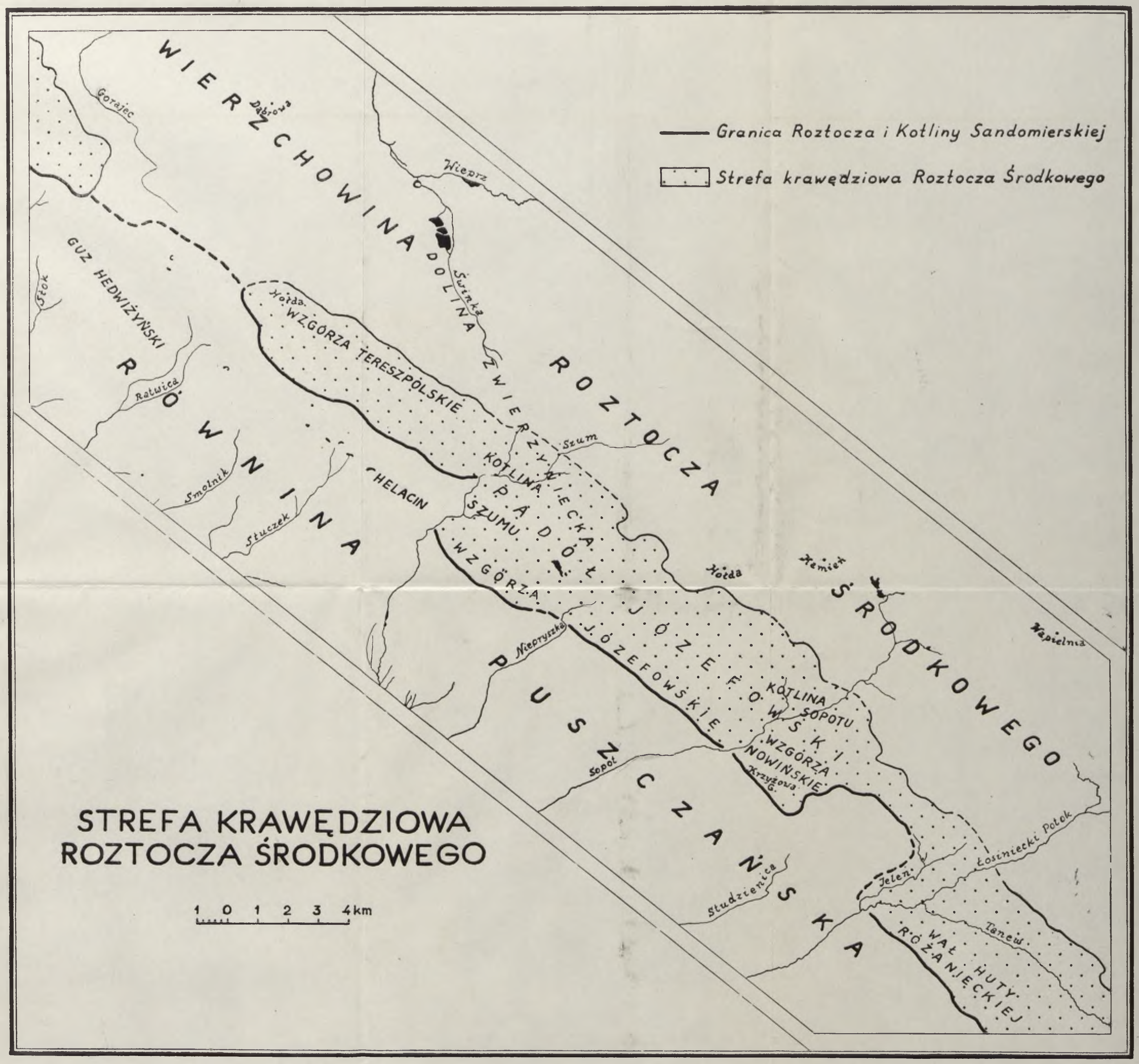
Dans la période de recul de l'inlandsis et au cours de l'interglaciaire Mindel-Riss, l'évacuation intense des dépôts glaciaires aboutit à l'approfondissement des vallées au-dessous de leur état actuel. Les périodes glaciaires suivantes se signalèrent par une nouvelle accumulation dans les vallées, plus faible cependant que celle de la glaciation cracovienne — et par une dénudation accentuée des terrains situés entre les vallées. Le rôle de la dernière glaciation a été relativement peu important; c'est ainsi qu'en Pléistocène récent se produisit une diminution de la dénivellation entre les fonds des vallées et le plateau.

Au cours des périodes glaciaires avait eu lieu une décomposition marquée des côtes, au pied desquelles s'élargissaient les replats. De grandes quantités de matériaux dénudés avaient été transportés dans le Bassin de Sandomierz où ces matériaux formèrent une couche relativement épaisse. De nombreux prénomènes périglaciaires découverts dans les dépôts de la dernière glaciation, autorisent à affirmer que l'accumulation s'effectuait sur la surface gelée. Dans les conditions climatiques des débuts du post-glaciaire à climat plus chaud et plus sec, se développèrent des processus éoliens qui firent varier la surface monotone des sables en formant des dunes. Parallèlement à l'amélioration du climat, l'érosion s'accroît. Les rivières coupent la nappe de la glaciation baltique et descendent jusqu'aux formations anciennes. Dans la zone des coupures les plus fortes, sur la côte extérieure, les cours d'eau atteignent les roches du substratum pré-quaternaire sur lesquelles se forme une série de rapides étagés. Un creusement si important dans la zone rompue par les failles pouvait avoir été accru par des mouvements verticaux post-glaciaires.

Passé l'optimum climatique de l'Holocène, intervint une accumulation dans les vallées des rivières, partiellement liée aux modifications du climat. Une partie importante des formations d'accumulation sur les fonds présente des produits de dénudation des sols qui

évolue sur les versants à la suite de la destruction des forêts par l'homme ainsi que d'autres activités économiques par lui développées. Au cours de l'Holocène pareillement, firent leur réapparition des processus façonnant des formations karstiques dans les calcaires du Miocène dans la Plaine Boisée.

Papier druk. sat. 3 kl. 80 g., Fabr. papieru Klucze Format 70 x 100. Ark. druku 6 3/4 + 3 zał.
Annales U.M.C.S. Lublin 1956. Lubelska Drukarnia Prasowa, Lublin, Kościuszki 4. Zam. nr 3213. 5.V.56.
900 + 150 egz. A-7-200 Data otrzymania manuskryptu 5.V.1956. Data ukończenia druku 22.VI.56



LA ZONE LISIÈRE DU ROZTOCZE CENTRAL — ESQUISSE GÉNÉRALE

Limite entre le Roztocze et le Basin de Sandomierz marquée d'une ligne épaisse. La zone lisière du Roztocze — pointillée.

LA ZONE LISIÈRE DU ROZTOCZE CENTRAL — CARTE HYPSOMÉTRIQUE

1. Fond de vallée d'accumulation
2. Rapides de lit fluvial
3. Dunes

} Holocène

4. Terrasse d'accumulation; fonds de vallées sèches; niveau du remblaiment de l'époque de la glaciation „Varsovien II".
5. Surface d'équiplanation du plateau morainique de la glaciation cracovienne

} Pléistocene

6. Surface d'aplanissement sous la côte (glacis rocheux) — Pléistocene-Pliocen

7. Terrasse d'érosion inférieure
8. Terrasse d'érosion supérieure;
9. Côte de dénudation à prédispositions tectoniques probables
10. Côte tectonique (façonnée par la dénudation)

} Pliocène

11. Surface du gradin structural sous la côte
12. Surface d'aplanissement du tertre du substratum tertiaire
13. Surface d'aplanissement de la crête des collines extérieures
14. Niveau inférieur d'aplanissement du plateau du Roztocze Central

} Pliocène—Miocène

15. Niveau supérieure d'aplanissement du plateau du Roztocze Central
16. Buttes-témoins du relief le plus ancien

} Miocène

17. Versants et formes de dénudation non-marquées — (Miocène—Pléistocène)

LA ZONE LISIÈRE DU ROZTOCZE CENTRAL — CARTE GÈOMORPHOLOGIQUE