

Z Zakładu Geografii Wydziału Przyrodniczego U. M. C. S.  
Kierownik: Prof. dr Adam Malicki

Alfred JAHN

**Morfogeneza i wiek północnej krawędzi Podola  
w dorzeczu Ikwy. \*)**

**Morphology and age of the northern Podolian  
Margin (scarp) in the Ikwa-Basin.**

T R E Ś Ć :

1. Dolina Ikwy łącznikiem morfologii Podola i Wołynia.
2. Przegląd poziomów morfologicznych i teras dorzecza Ikwy.
3. Regionalizm poziomów przedpola krawędzi Podola.
4. Wiek północnej krawędzi Podola.
5. Próba synchronizacji zjawisk morfologicznych północnego i południowego skłonu Podola.
6. Wiek i morfogeneza teras dolinnych.
7. Paralelizacja teras doliny Ikwy ze zlodowaceniami niżowymi.
8. Procesy najmłodszej akumulacji i erozji.
9. Geneza krzemienieckich gór stołowych.

**1. Dolina Ikwy łącznikiem morfologii Podola i Wołynia.**

Dolina Ikwy spełnia szczególną rolę morfologiczną w stosunku do dwu, odrębnych rzeźbą, budową geologiczną i stosunkami hydrograficznymi krain geograficznych: Podola i Wołynia.

W górnym biegu jest rzeką podolską. (Rys. 1). Płyynie doliną jarową, o stromych, pozbawionych teras zboczach. W środkowym biegu jest rzeką wołyńską, posiada dolinę płytką, o dnie szerokim, zabagnionym. Liczne poziomy wierzchowinowe i terasy na zboczach są tu wyrazem stadialnego rozwoju krajobrazu. Odcinek przejściowy doliny przypada w miejscu, gdzie Ikwa przecina linią formę progu podolskiego i z doliny jarowej wpływa na niziną, falistą równinę Wołynia. W tym odcinku jest dolina

\*) Badania terenowe wykonane z ramienia Pol. Tow. im. M. Kopernika oraz Instytutu Geograficznego U. J. K. we Lwowie — kierowanego przez prof. dr. A. Zierhoffera.

Ikwy kluczową pozycją, w której najsilniej zazębiają się i łączą elementy morfologii Wołynia i Podola.

W studium terenowym, wykonanym w latach 1939 i 1941 poddałem szczegółowej analizie rzeźbę owego przejściowego podolsko-wołyńskiego odcinka doliny Ikwy. Praca moja miała za zadanie w głównej mierze wyświetlić stosunek destrukcyjnych poziomów wołyńskich do północnej krawędzi Podola. Przez takie ujęcie pragnąłem związać swoje opracowanie z licznymi wysiłkami badań geomorfologicznych, przedsięwziętych w ostatnich latach przed wojną, celem ostatecznego wyjaśnienia morfogenezy i wieku północnej krawędzi Podola.

Literatura dotycząca geologii i morfologii dorzecza Ikwy jest stosunkowo uboga, a najkompletniejsze jej zestawienie i omówienie daje Ł a s k a r e w (17), uwzględniając, zdaje się, wszystkie prace tego tematu sprzed 1914 r. Spośród tychże godne wzmianki są rozprawy B a r b o t de M a r n y (2) i B e s s e r a (4), w których po raz pierwszy został postawiony problem powstania t. zw. Gór Krzemieckich (krzemieniecki odcinek krawędzi Podola). Obaj autorzy widzą w bogatej rzeźbie tych gór efekt erozji rzek, płynących ku północy (Ikwa i Horyń z dopływami).

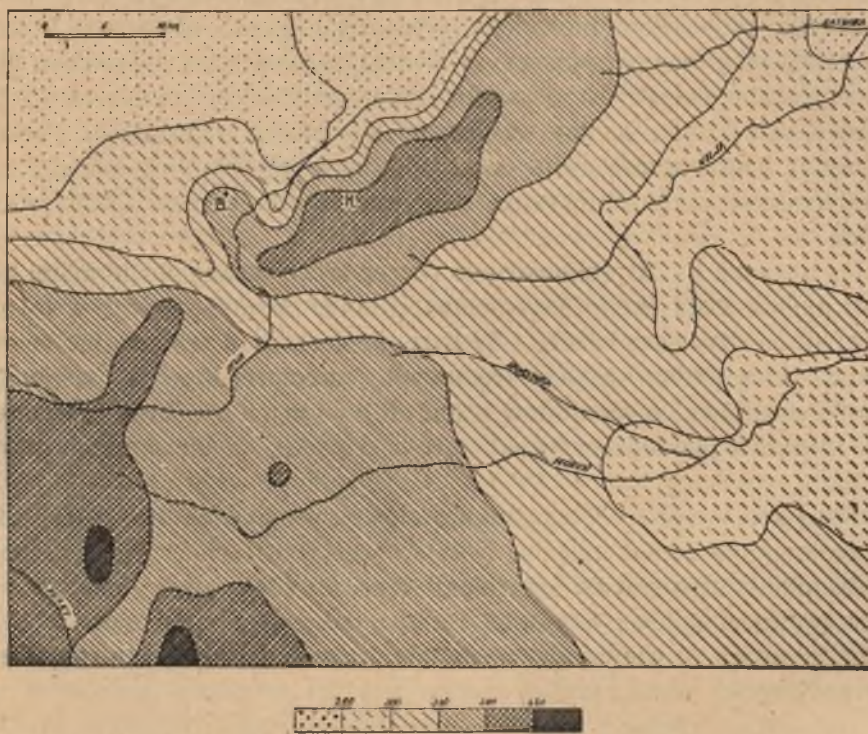
Ł a s k a r e w (17), pomimo iż rozporządzał znacznie bogatszym materiałem obserwacyjnym, aniżeli wszyscy, którzy przed nim rozważali zagadnienia morfologii strefy granicznej Podola i Wołynia, to jednak nie potrafił przedstawić jasno historii krajobrazu stosunkowo dokładnie zbadanej przez siebie doliny Ikwy. Z licznych uwag rozrzuconych w jego obszernej monografii cytuję następujące:

1. Nizina przed krawędzią to dzieło erozji Ikwy, Styru i Bugu; powstała przypuszczalnie w pliocenie.
2. Wody lodowcowe płynęły ku wschodowi. Przelewały się przez wododziały z niziny Bugu i Styru w t. zw. nizinę Krzemieniecko-Dubieńską i Ostrogską.
3. Krajobraz gór stołowych okolic Krzefieńca powstał w fazie suchego klimatu, w okresie przewagi denudacji zбочzonej, rozwijającej swą działalność na powierzchniach, pozbawionych szaty roślinnej.

Opinia badaczy, zajmujących się generalnie problemem genezy północnej krawędzi Podola, siłą rzeczy obowiązuje również dla obszaru dorzecza Ikwy. Mam tu na myśli głównie pracę T e i s s e y r e 'a (35), S m o l e Ń s k i e g o (30) i Ł o m n i c k i e g o (18). Ich poglądów nie będę tu przytaczał, a zainteresowanych odsyłam do opracowania Z i e r h o f f e r a (40), w którym literatura krawędzi została szeroko i wnikliwie zreferowana.



C h a ł u b i ń s k a (5) w sprawozdaniu z wycieczki do Krzemieńca opisuje wpływ budowy geologicznej na rzeźbę doliny Irwy (dopływ Ikwy), a w szczególności podkreśla zjawisko kontrastu górnych, nieckowatych części dolin (jar Krzemieniecki, dolina Zgniłego Jeziora), wypreparowanych w sypkich materiałach trzeciorzędu, w stosunku do wąskich, dolnych odcinków tychże dolin, wciętych w kredę.



Rys. 1. Powierzchnia szczytowa wyżyny podolskiej w dorzeczu górnej Ikwy i Horynia. Mapa uwidacznia położenie i kierunek krawędzi podolskiej, uwypukla również odrębność morfologiczną krzemienieckiego odcinka krawędzi zbudowanego z piaskowców sarmackich (K — Krzemieniec, B — Boża Góra).

Fig. 1. Upper denudation levels of the Podolian upland - plateau in the Ikwa — basin.

W o ź n o w s k i (38) zwraca uwagę na istnienie trzech zdecydowanych kierunków w rzeźbie okolic Krzemieńca (SW—NE, S—N, NW—SE).

Z i e r h o f f e r (40) publikuje szczegółowe pomiary wysokości powierzchni kredowej, którymi objął w całości badania krawędzi Podola również teren dorzecza Ikwy. Autor wysuwa koncepcję erozyjnego powstania progu podolskiego na linii zagrzebanego przez osady trzeciorzędowe wału

paleogeńskiego. Ikwa jest rzeką poligenetyczną: górny, równoleżnikowy odcinek został wciągnięty w system rzek wołyńskich drogą kaptażu.

K o s s m a n n (12) w rozprawie opartej na pobieżnej analizie mapy topograficznej okolic Krzemieńca oraz na niezbyt sumiennie zebranych materiałach kierunków spękań płyty sarmackiej usiłuje wyjaśnić genezę przewodnich linii rzeźby terenu predyspozycją spękania.

C z y ż e w s k i i Z i e r h o f f e r (7) w programowym zestawieniu naczelných problemów morfologii wschodniej części krawędzi Podola dają przegląd głównych płaszczyzn wierzchowinowych i spłaszczeń zboczowych, zachowanych w dorzeczu Ikwy, podkreślają znaczenie padołu Okinnickiego (rynną między wzgórzami Mizockimi, a krawędzią Podola) dla rzeźby i hydrografii dyluwialnej południowego Wołynia, opisują zjawiska krasowe i charakteryzują rolę lessu w krajobrazie okolic Krzemieńca.

P i a s e c k i (23) rekonstruuje szczegółowo rzeźbę powierzchni kredowej najbliższych okolic Krzemieńca, ujmuje zasadniczy wpływ tej powierzchni na dzisiejszą rzeźbę Gór Krzemienieckich, a zestawiając bogaty materiał kierunków spękań kredowych trzeciorzędowych, stwierdza, w przeciwieństwie do rezultatów badań K o s s m a n n a, brak bezpośredniego związku pomiędzy biegiem jarów krawędzi, a kierunkami spękań skalnych.

S u j k o w s k i (33) publikuje główne wyniki najnowszych badań nad geologią okolic Krzemieńca. Notatka jego jest również ważnym przyczynkiem dla zrozumienia morfologii tego obszaru, gdyż pozwala wyjaśnić płytową budowę krawędzi Podola istnieniem dwu odpornych na działanie erozji i wietrzenia poziomów cementacyjnych (tortońskiego i sarmackiego).

## 2. Przegląd poziomów morfologicznych i teras w dorzeczu Ikwy.

W miejscu, w którym Ikwa rozcina krawędź podolską, jesteśmy świadkami niezwykle interesującego zjawiska. Wzdłuż stromych, jeszcze jarowych zboczy doliny pojawiają się nieduże fragmenty teras o średniej wysokości około 30 m ponad poziom dna doliny. Fragmenty owe ku północy zajmują coraz większą powierzchnię, a tam, gdzie Ikwa opuszcza krawędź, konstatujemy przechodzenie owych teras dolinnych w rozległy wierzchowinowy poziom Wołynia. Te same elementy erozyjnego zrównania, które w podolskiej części dorzecza Ikwy były formami dolinnymi, ściśle związanymi z biegiem rzeki — na przedpolu krawędzi rozprzestrzeniają się gwałtownie poza obszar doliny i dorzecza, wkraczają w obręb międzyrzeczy, rozwijają się poprzecznie do kierunku dolin wołyńskich.



W przejściowym odcinku doliny Ikwy pojawiają się również niskie terasy akumulacyjne; przedłużają się one konsekwentnie ku północy, lecz w przeciwieństwie do wyróżnionej wyżej grupy poziomów o wysokości ponad 30 m n. p. rz. stanowią zarówno w podolskiej, jak też w wołyńskiej części dorzecza Ikwy element morfologiczny, ściśle złączony z dzisiejszym biegiem doliny Ikwy.

Mając na uwadze ową niejednorodność układu płaszczyzn erozyjnego i akumulacyjnego wyrównania rzeźby w dorzeczu Ikwy, wyodrębniono kartograficznie (p. załączona mapa) w niniejszym opracowaniu grupę „teras dolinnych“ i „wierzchowinowych poziomów wołyńskich“.

Do grupy teras dolinnych należą: 1) współczesna terasa zalewowa, wzniesiona 0,5—1 m ponad średni poziom rzeki, 2) terasa akumulacyjna 6—8 m (terasa niższa), 3) terasa akumulacyjno-erozyjna 10—12 m (terasa wyższa).

Terasa niższa (6—8 m) zbudowana jest z materiału miejscowego, przeważnie z grubych piasków rzecznych, przemieszanych ze żwirkami kredy, krzemieni (Sawczyce, Dunajów, Kulików, Bogdanówka, Rudeczka). W piaskach tych zebrałem następującą faunę: *Fruticicola hispida*, Linne, *Succinea oblonga*, Drap., *Columella edentula*, Drap., *Pupilla muscorum*, Müll., *Stagnicola palustris*, Müll., *Galba truncatula*, Linne, *Bithynia tentaculata*, Linne, *Theodoxus fluviatilis*, Linne, *Pisidium subtruncatum*, Malm.

Materiał żwirowy, jak też fauna terasy (*Theodoxus fluviatilis*) wskazują na wody silnie prądzące; należy przypuszczać, że w okresie tworzenia się terasy 6—8 m Ikwa posiadała spadek większy od dzisiejszego.

Wysokość względna wyższej terasy dolinnej waha się w granicach od 9 m (Kulików) do 17 m (Dworzec, Polowa Grobla); rośnie na ogół w górę rzeki, choć wzrost ten nie jest równomierny i stały. Jako średnie wartości położenia wyższej terasy dolinnej na odcinku Taraż Stary—Bereźce, możemy przyjąć 12—14 m. Materiał klastyczny tej terasy jest tego samego typu i pochodzenia co materiał terasy niższej. Spąg budują często żwiry i grzyzy kredowe, na których zalegają piaski nieregularnie warstwowane, posiadające pojedyncze lub soczewkowate wtrącenia żwirów, pogruchotanych krzemieni i okruchów skorup fauny trzyczorzędowej. Fauna tych piasków, zebrana głównie w Dunajowie i Dworcu jest następująca: *Fruticicola hispida*, Linne, *Helicopsis striata nilsoniana*, Bech., *Succinea oblonga*, Drap., *Pupilla muscorum*, Müll., *Stagnicola palustris*, Müll., *Galba truncatula*, Linne, *Gyraulus sp.*, *Valvata pulchella*, Stud., *Unio sp.*, *Spherium corneum*, Linne, *Pisidium obtusale*, Pfeiff., *Pisidium casertanum*, Poli.

Materiał wyższej terasy dolinnej zmienia się radykalnie w miejscach,

w których na zboczach doliny lub w ich bezpośrednim sąsiedztwie na wierzchołkach znajduje się less. Wówczas terasę budują gliny drobno warstwowane, piaszczyste, analogiczne do glin, występujących w dolinie Bugu k. Buska, Kamionki Str. i Sokala (Jahn 10). Utwory te spotykamy w okolicy Starego i Nowego Kokorowa, Popowiec, a szczególnie w obrębie krótkiego odcinka starej doliny Ikwy, którą od dzisiejszej doliny oddziela wzgórze z k. 277 m (patrz mapa). Dno tej starej doliny jest położone w wysokości wyższej terasy dolinnej.

W wykopie studziennym stwierdzono tu następujące utwory: u góry glina żółta, ze słojami piasku, okruchami kredy i lalek lessowych (10 m grubości). Poniżej, il siwy, bardzo drobno warstwowany, zawierający masowo cienkie skorupki mięczaków wód wolno - płynących i bagiennych: *Radix auricularia tumida*, Held. *Radix sp.*, *Gyraulus laevis*, Ald., *Pisidium personatum*, Malm., *Pisidium casertanum*, Poli., *Pisidium Scholtzii*, Cless.

W kilku punktach doliny Ikwy zauważono, że na ogół akumulacyjna terasa 12—14 m przedłuża się w terasę erozyjną o tej samej wysokości względnej (Bereźce, Kulików). Ta sama wysokość względna obu teras, jak również występowanie form o budowie pośredniej (np. terasa erozyjna, kredowa, pokryta cienką warstwą piasków w Kulikowie) pozwalają uznać akumulacyjną i erozyjną terasę 12- -14 m za jednolitą powierzchnię morfogenetyczną.

Terasa 12—14 m jest najwyższą terasą dolinną przedpola krawędzi Podola w dorzeczu Ikwy. Powyżej tej terasy ciągnie się łagodne zbocze doliny, zbudowane z kredy i powleczone gdzie niegdzie piaskami i lessem.

Poziome powierzchnie morfogenetyczne, ścinające u góry zbocza doliny, należą już do poziomów wierzchowinowych Wołynia, niezwiązanych z doliną.

Powierzchnia wierzchowinowa przedpola krawędzi Podola opada ku północy. Szczegółowsze spoziomowanie pozwala wyróżnić w jej obrębie trzy wyraźne powierzchnie destrukcyjne, przedzielone stopniami. Zachowane dziś fragmenty tych poziomów układają się w postaci pasów podłużnych, zorientowanych równolegle do krawędzi Podola, a poprzecznie do głównego dziś kierunku hydrograficznego, reprezentowanego strugą Ikwy (patrz mapa). Układ poziomów jest wyraźnie schodowaty: posuwając się od krawędzi Podola ku północy wkraczamy na coraz niższe stopnie tego systemu.

Najniższy w tym obszarze poziom wierzchowinowy (P. I) świetnie rozwinięty między Sawczycami i Dunajowem oraz około Bożej Góry, posiada wysokość bezwzględna 260—270 m; położenie jego ponad poziom Ikwy wynosi średnio 30 m. Wysokość względna tej powierzchni wierzchowinowej nieco zmniejsza się ku północy tak, że przewodnią płaszczyzną



obszaru na północ od Bożej Góry staje się wyróżniony przez C z y ż e w s k i e g o i Z i e r h o f f e r a (7) poziom 21 m.

Na powierzchni poziomu odsłania się przeważnie równo ścięta kreda z wymytymi z niej bułami krzemiennymi. Koło Bożej Góry spotykamy na powierzchni cienką warstwę, na ogół już przewianych piasków, w bezpośrednim zaś pobliżu krawędzi zjawia się loess. Utwór ten przykrywa również i te fragmenty P. I, które występują w podolskim odcinku doliny Ikwy.

Drugi z kolei wierzchowinowy poziom przedpola krawędzi posiada średnią wysokość względną 40—45 m, przy wysokości bezwzględnej ca 280. Równoleżnikowy pas tego poziomu przecina Ikwę między Dunajowem a Komarowem. Wzgórza przypierające do krawędzi Podola na wschód od Ikwy oraz dookoła Ostrej Góry są prawie wszystkie zrównane w tym poziomie.

Począwszy od St. Kokorowa ku południowi wszędzie występuje na P. II. less którego, pokrywa podnosi wysokość poziomu średnio 10—12 m.

Najwyższy poziom wierzchowinowy przedpola krawędzi Podola, zachowany jedynie fragmentarycznie na powierzchni grzbietów do niej przypierających, waha się średnio między 295—310 m. Jest to poziom 60—65 m (poziom przykrawędziowy, P. III.); aczkolwiek fragmenty tego poziomu są powierzchniowo niewielkie, to jednak ich odrębność w stosunku do niższych poziomów wołyńskich, jak też wyższych, występujących już ponad krawędzią i genetycznie przynależnych do Podola, jest wyraźna.

Może zachodzić podejrzenie, że fragmenty P. III. znajdując się w wysokości kontaktów kredy i trzeciorzędu są niczym innym, jak tylko denudacyjnie odgrzebaną spod utworów trzeciorzędowych powierzchnią strukturalną kredy. Jednakowoż pewna stała wartość wysokości względnej i bezwzględnej tych spłaszczeń, ich stopień wyrównania, raczej przemawiają za łąčeniem tych fragmentów w jedną morfogenetyczną powierzchnię poziomą, której nie można identyfikować z tak bogato urzeźbioną (jak to np. wynika z mapki P i a s e c k i e g o 23) powierzchnią podtrzeciorzędową tego obszaru. Nie jest jednakże wykluczone, że powierzchnia strukturalna kredy ułatwiła wytworzenie się erozyjnej powierzchni poziomu przykrawędziowego.

### 3. Regionalizm poziomów przedpola krawędzi Podola.

Wyróżnione w dorzeczu Ikwy wołyńskie poziomy wierzchowinowe są częstką obszernej powierzchni zrównania, rozciągającej się wzdłuż całej krawędzi Podola. Aczkolwiek nie można dziś jeszcze dać pełnego obrazu kartograficznego tej powierzchni, to jednak jej istnienie ponad

wszelką wątpliwość udowadniają obserwacje z różnych obszarów przedpola krawędzi. Cytuję w tym względzie własne spostrzeżenia, zebrane w czasie wycieczek ćwiczeniowych Lwowskiego Instytutu Geograficznego, odbywanych corocznie w różne odcinki krawędzi Podola.

W zachodniej części progu podolskiego, w zatokach Hanaczowskiej i Pohoryleckiej (między Bóbrką a Przemyślanami) poziomy 30–40 m oraz 60 m tworzą rodzaj cokołu, obrzeżającego krawędź (Jahn 9).

Dalej ku wschodowi spotykamy przykrawędziowe powierzchnie zrównania zdecydowanie wykształcone wzdłuż obu zboczy doliny Złoczówki. Zjawisko w pewnej mierze przypomina Ikwę. Powstały przez obniżenie kredy poziom 40-tu m wchodzi głęboko w dolinną zatokę Złoczówki (Woroniaki, Strutyn, Jelechowice), przy czym jego wysokość bezwzględna podnosi się od 280 m (u ujścia zatoki) do 295 m koło Strutyna.

W okolicy Oleska i Podhorzec mierzyłem nieco gorzej zachowane fragmenty poziomu 40 m na wypustkach krawędzi (droga Podhorce--Jasionów).

Poziomy 30 i 45 m dorzecza Ikwy odpowiadałyby za tym 30–40 m powierzchni zrównania dorzecza Bugu i Styru. Poziom 60 m jest wspólny dla całej strefy przykrawędziowej. Zróżnicowanie jednolitej w zachodniej części krawędzi Podola powierzchni, wznoszącej się od 30–40 m ponad dna przyległych dolin, na dwa odrębne poziomy we wschodniej części, dowodziłoby istnienia już w tym okresie pewnej odrębności rozwoju morfologicznego obszarów, dziś przynależnych do dwu zlewisk.

#### 4. Wiek północnej krawędzi Podola.

Stwierdzenie, że wierzchowinowe poziomy wołyńskie ściśle graniczą z północną krawędzią Podola, wchodząc w jej zatoki, przedłużając się w doliny otwarte ku północy, czyni problem wieku tych poziomów zagadnieniem zasadniczym morfologii nie tylko Wołynia, lecz również Podola.

Nie ulega bowiem wątpliwości, że czas powstania zrównań w kotlinach górnego Bugu, Styru i Ikwy jest zarazem okresem, który zakończył formowanie się progu podolskiego w jego dzisiejszym wyglądzie i położeniu. Od tego okresu począwszy, ustabilizowana już krawędź podolska była świadkiem przeobrażeń morfologicznych Wołynia, wyrażonych rozcięciem poziomu wierzchowinowego i wytworzeniem dzisiejszych dolin.

Wziąwszy pod uwagę, jako kryterium wieku, stosunek rzeźby do datowanych wiekowo utworów geologicznych, stwierdzamy, że krawędź podolska powstała w okresie pomiędzy osadzeniem się najmłodszych utworów trzeciorzędowych, budujących wierzchowinę Podola, a akumu-



lacją najstarszych osadów dyluwialnych, przykrywających przedpole krawędzi.

1. Granicę pierwszą wyznaczają utwory sarmackie, których znajomość w krzemienieckim odcinku krawędzi zawdzięczamy starszym studiom Łaskarewa (17) oraz nowszym badaniom Zuber a (42) i Sujkowskiego (33).

Strop tych utworów morskich tworzy gruba pokrywa piaskowcowo-wapienna, powstała wg. Sujkowskiego przez scementowanie luźnych piasków i eolitów sarmackich na drodze suchej, lądowej diagenety. Ow proces cementacyjny miał miejsce bezpośrednio po regresji wód morza sarmackiego w okresie lądowym, charakteryzującym się klimatem pustynnym.

Należy przypuszczać — wobec braku jakichkolwiek osadów pliocen-skich na zachodnim Podolu — że okres ten trwał przez cały pliocen, a wygasł wraz z oziębieniem się klimatu, zapowiadającym dyluwium. W tym stanie rzeczy nasuwa się już wniosek, że rozcięcie i zniszczenie sarmackiego poziomu cementacyjnego, powstanie krawędzi Podola, wytworzenie się wierzchwinowych zrównań Wołynia, o ile w ogóle dokonało się w trzeciorzędzie, to mogło mieć miejsce jedynie w górnym pliocenie.

Dolną granicę tego okresu można dalej precyzować, posługując się jako materiałem dowodowym wynikami badań nad serią osadów pliocen-skich najbliższego sąsiedztwa północnej krawędzi Podola. Wiele w tym względzie mamy do zawdzięczenia studium Wyrzykowskiego (39) nad stratygrafią t. zw. piętra bałckiego w dorzeczu środkowego Dniestru i Bohu.

Bałcka seria akumulacyjna, która przykrywa tu morskie utwory środkowego sarmatu — jest osadem deltowym pra-Dniestru.

Sedymentacja trwa bez przerwy do końca sarmatu, a po tym przez meot i pont, dowodząc tym samym, że warunki klimatyczne w tych dwu początkowych okresach pliocenu nie sprzyjały erozji. Dniestr zmienia ustawicznie położenie i na szerokiej przestrzeni sypie żwiry, zawierające, począwszy od meotu, materiał karpacki.

Istnieją dane, stwierdzające już w obrębie piętra bałckiego zmianę klimatu, zaznaczoną zmianą osadów. Dolna część owego piętra t. zw. seria jagorłycka zawiera bardzo obficie osady eoliczne, piaski wydymowe, będące dowodem kontynentalizmu w okresie górnego sarmatu i meotu. W górnej części osadów bałckich w t. zw. serii tiligulskiej (pont) przeważają zdecydowanie utwory jezierno-rzeczne i deltowe (Sobolew 31).

Na kilka lat przed wojną zaobserwował *Lunghausen* (14, 15) w obszarze międzyrzecza Dniestru i Bohu fakt niezwykle ważny dla zrozumienia pozycji stratygraficznej utworów młodszych od piętra Bałty. Geolog ten stwierdził, że seria tiligulska nie przechodzi stopniowo — jak przed tym sądzono — w pokłady żwirów karpackich, lecz między tymi utworami jest wyraźna przerwa czasowa, zaznaczona powierzchnią erozyjną stropu Bałty. Na tej powierzchni, a poniżej żwirów karpackich znalazł *Lunghausen* utwór zagadkowy, gruz nieotoczonych lub słabo otoczonych odłamków skalnych przemieszanych z piaskiem. Osady owe nazwał serią *kuczurgańską*. Powyżej stwierdzono kilka lessów z najstarszym (prawdopodobnie mindelskim) *lessem* w spągu.

*Lunghausen* starał się nadać znalezisku swemu wiele rozgłosu wysuwając tezę, że seria *kuczurgańska*, jako „typowy fluwioglacjał“ reprezentuje osady najstarszego, alpejskiego zlodowacenia Europy. Miejscem tego zlodowacenia byłyby Karpaty, wiek zaś w podziale *Penck-Brücknera* odpowiadałby *Günzowi*. Ponieważ zaś równocześnie w piaskach serii *kuczurgańskiej* znaleziono faunę ssaków pliocenских (np. *Mastodon Borsoni*), wobec tego *Lunghausen* włącza całe to zlodowacenie do pliocenu.

Tą drogą autor ten, równoległe z *Krokosem* (13) stosuje dla Ukrainy modny podział czwartorzędu *Becka* (3), dochodząc ostatecznie do wniosku, że „cała Alpejska Europa była objęta pod koniec pliocenu dawnym zlodowaceniem“.

Nie tu miejsce na szczegółową dyskusję nad charakterem serii *kuczurgańskiej*. Stratygrafia *Lunghausena* — zresztą dobrze przyjęta przez wielu autorów rosyjskich — jest następstwem indywidualnej charakterystyki osadów, jest syntezą, której błędu należy się doszukiwać już w założeniach całego rozumowania.

Szukając zlodowacenia górskiego w najbliższym sąsiedztwie Podola, pominięto milczeniem wyniki badań nad zachodnią połacią tej wyżyny, nad obszarem, który przedziela fluwioglacjał *kurczugański* od centrum domniemanego zlodowacenia, będącego źródłem owych osadów. *Lunghausen* przeszedł do porządku nad rezultatami niezwykle suniennych, licznych, a zgorą 50 lat trwających poszukiwań polskich badaczy nad zagadnieniem pozycji stratygraficznej żwirów karpackich na Podolu — nie uwzględnił faktu, że nigdzie przecież w polskim obszarze dorzecza Dniestru nie znaleziono żadnych fluwioglacjałów, żadnych dowodów zlodowacenia górskiego.

Wracam do zasadniczego tematu. Analiza osadów pliocenских Podola wykazuje osłabienie kontynentalizmu, zaznaczające się już wyraźnie pod koniec pontu. Po tym okresie następuje pierwsza faza ożywienia się



na krótki czas procesów erozji <sup>1)</sup>. Wówczas rozmyciu ulega strop pokładów bałckich, a erozja gdzieniegdzie nadżera nawet pokrywę sarmacką. Następna z kolei sedimentacja posiada nieco inny charakter. Biorze w niej udział gruz rzekomego fluwioglacjału, utwory wewnętrzne, zapowiadające dyluwium.

Opierając się na tych danych, stwierdzamy, że w posarmackim klimacie Podola zaistniały warunki dla niszczenia cementacyjnej pokrywy nie wcześniej jak u schyłku pontu. Wówczas zapewne po raz pierwszy nastąpiło rozcięcie sarmackich piaskowców, a więc rozpoczął się proces, przygotowujący pierwsze rysy przyszłej krawędzi Podola; procesów, powolnie rozwijający się u schyłku pliocenu (okres odpowiadający Lewantynowi Bałkanów) jako zjawisko klimatyczne siłą rzeczy miał rozmiary ograniczone. Spotężniał gwałtownie dopiero w następstwie epeirogenicznego podniesienia się Podola.

2. Granicę dolną wieku powstania progu podolskiego stanowią najstarsze utwory czwartorzędu tego obszaru. Do tych zaliczam warstwowane piaski, zachowane na powierzchni i zboczach poziomym 30 m. Poza ten poziom piaski owe nie sięgają, a najwyższe ich położenie stwierdzono na drodze Sawczyce—Poczajów w wys. 270 m.

Stosunek do rzeźby oraz położenie hipsometryczne pozwala zakwalifikować osady powyższe jako utwór akumulacji miejscowej, wywołanej podwyższeniem dolnej bazy erozyjnej Ikwy do poziomu około 30 m. A za tym mamy do czynienia z tym typem utworów, których występowanie i pozycja stratygraficzna została poznana już na obszarze południowego Wołynia, przez Malickiego (20) na Nadbużu, Czyczewskiego i Zierhoffer'a (7) w dorzeczu Styru, a których geneza jest związana ze zjawiskiem zabarykadowania lodowcowego rzek ku północy płynących. Wynikły stąd zasypanie i akumulacyjne wyrównanie rzeźby starszej miało miejsce w dobie największego zlodowacenia polskiego — na co wskazują nie tylko typ i zasięg hipsometryczny utworów, lecz co ważniejsze, ich bezpośredni związek z morena sokałską (Jahn 10).

<sup>1)</sup> Faza ta, jak stwierdza Wyrzykowski (39) związana jest z zapadnięciem się dolnej bazy erozyjnej Dniestru (poziom morza Czarnego) o 200 m poniżej dzisiejszego. Fakt ten jest niewątpliwie przyczyną rozcięcia t. zw. 100 m terasy w dolnym biegu Dniestru. Sawicki (29) stara się nadać zjawisku większe rozmiary. dopatruje się wpływu górno-pontyjskich zaburzeń w polskim odcinku doliny Dniestru. Krajobraz jarowy Podola zachodniego to rezultat tychże zaburzeń.

Nienegując wniosków Wyrzykowskiego, a uważając za zbyt śmiały tok rozumowania Sawickiego, kładę główny nacisk w przeciwieństwie do obu autorów na momenty klimatyczne, zarejestrowane w osadach plioceńskich.

Posiadamy dziś dowody na to, że zasypanie sięgnęło po dzisiejszą krawędź Podola. Stwierdzają to zarówno stanowiska tych utworów w zachodniej części krawędzi Podola (odkrywki wymienione w mojej pracy z 1937 r.), jak też tutaj cytowane obserwacje z przedpola krawędzi w dorzeczu Ikwy.

Z faktów tych wynika jasno, że cała dzisiejsza rzeźba południowego Wołynia była już gotowa w okresie nasunięcia się lodów i zasypania — wynika również, że nie tylko powstanie wierzchowinowych poziomów przedpola krawędzi Podola, lecz dalsza ich degradacja i rozcięcie dokonało się już w okresie poprzedzającym maksymalne zlodowacenie polskie (Cracovien).

Należy przy tym pamiętać, że okres, który przedzielał to zlodowacenie od momentu tworzenia się poziomów wierzchowinowych Wołynia, musiał być odpowiednio długi, skoro w tym czasie krajobraz Wołynia zdołał przejść zmiany cyklu erozyjnego, poczynszy od rozcięcia zrównań do powstania szerokich, dojrzałych dolin.

A zatem biorąc pod uwagę stosunek utworów, związanych z największym zlodowaceniem Polski, do rzeźby podłoża podczwartorzędowego, nie popełnimy błędu, twierdząc, że zrównanie południowego Wołynia i krawędź podolska mogły powstać co najwyżej w epoce wczesnego czwartorzędu (w podziale Pencka - Brücknera byłby to Günz).

Uwzględniając zaś to, co wyżej powiedzieliśmy o stosunku krawędzi do sarmatu, możemy przedłużyć ten okres wstecz najwyżej na pluwialną epokę górnego pliocenu.

## 5. Próba synchronizacji zjawisk morfologicznych północnego i południowego skłonu Podola.

Godzi się tu uczynić pewną dygresję celem porównania wniosków, dotyczących wieku rzeźby północnej krawędzi Podola z rezultatami badań morfologicznych obszaru płyty Podola.

Należy tu z góry uczynić następujące założenia:

1) O ile rzeźba krajobrazu jarów podolskich jest dziełem epejrogenicznego ruchu blokowego, dzięki któremu cała płyta paleozoiczna uległa wydzwignięciu, to północna krawędź Podola będzie konsekwentnie zjawiskiem współczesnym jarom.

2) Krawędź Podola jest zjawiskiem następczym w stosunku do ruchu epejrogenicznego płyty, gdyż tylko ruch ten mógł być przyczyną wzmożenia się erozji wstecznej rzek od północy atakujących Podole.



3) Linia działu wodnego, rozgraniczającego dzisiaj południowy skłon Podola, reprezentowany przez krajobraz jarowy, od północnego, który stanowi północna krawędź Podola, jest w stosunku do ruchów tektonicznych zjawiskiem wtórnym.

Z powyższych założeń wynika, że wszelkie wnioski, które byśmy wprowadzili odnośnie wieku rzeźby dolin jarowych, powinny mieć moc obowiązującą również dla północnej krawędzi Podola — i odwrotnie, rezultaty badań nad wiekiem krawędzi należy uwzględnić w ustalaniu wieku wypiętrzenia całej płyty.

Dotychczas brak nam jakichkolwiek prób paralelizacji wieku rzeźby obu skłonów płyty podolskiej. Wiadomości o ruchach pionowych zachodniego Podola są oparte wyłącznie na wynikach badań nad morfologią i stratygrafią dyluwium doliny Dniestru i jego lewobocznych dopływów. A przecież datowanie wieku rzeźby skłonu północnego ma tę przewagę nad określeniem wieku rzeźby skłonu południowego, że może być oparte na śledzeniu bezpośredniego stosunku tej rzeźby do utworów dyluwialnych, niewątpliwie pochodzących z doby maksymalnego zlodowacenia polskiego. W studiach zaś prowadzonych w obrębie samej płyty jesteśmy zdani, przy określaniu wieku rzeźby, bądź to na żwirowiska karpackie, bądź też na less — a więc utwory, których pozycja stratygraficzna i związek z epokami poszczególnych zlodowaceń jest wciąż jeszcze trudny do ustalenia.

Oto jesteśmy świadkami zaiste dziwnej rozbieżności. Oparte na stratygrafii żwirów i lessów określenie wieków ruchów epejrogenicznych Podola, prowadzących do wytworzenia się dzisiejszej rzeźby jarowej południowego skłonu, stoi w wyraźnej sprzeczności z oceną, której podstawą jest położenie, zasięg i pozycja stratygraficzna utworów dyluwialnych przedpola krawędzi Podola. Jeśli idzie o południowy skłon Podola, mam na myśli studium *Polańskiego* (24), będące bezsprzecznie najsilniej udokumentowaną i najbardziej wszechstronnie ujętą monografią morfologiczną Podola jarowego.

*Polański* oparł się na stratygrafii lessów. W jarach dostrzega tylko lessy młodsze, less starszy zaś na poziomach wierzchowinowych.

To stwierdzenie prowadzi do wniosku, że wypiętrzenie Podola miało miejsce w interglacjale, który nastąpił bezpośrednio po zlodowaceniu krakowskim.

Nie mamy powodów wątpić w uczciwość badań tego autora, co więcej, należy z uznaniem podnieść logiczną wymowę całej konstrukcji jego hipotezy, ilość faktów, zebranych zarówno drogą studiów terenowych, jak też umiejętnie zaczerpniętych z literatury.

Ciężar gatunkowy cytowanych przez P o l a ń s k i e g o dowodów doznaje jednakże wyraźnego osłabienia, gdy zwrócimy uwagę na stronę metodyczną pracy. P o l a ń s k i określa przynależność lessów, opierając się na zespołach faunistycznych, danych prehistorycznych <sup>2)</sup> lub znamionach petrograficznych (np. brak węglanu wapnia pozwala mu wyróżnić less starszy).

Obie metody, jak wiadomo, nie dają pełnej gwarancji stratygraficznej. P o l a ń s k i nie znalazł żadnego przekroju, w którym by utwór określony przez niego jako less starszy znajdował się w bezspornym położeniu poniżej dwu, przegrodzonych poziomami gleb kopalnych, lessów młodszych. Jeśli zaś zakwestionujemy słuszność jego klasyfikacji lessów podolskich, to wówczas i sprawa wieku rzeźby staje się otwarta. „Tylko odkrycie starszych lessów i staro-plioceńskich faun w jarach może zburzyć moją konstrukcję, w szczególności moje datowanie czasu tworzenia się jarów“, pisze ów autor i w ten sposób sam podkreśla wątplą podstawę całej konstrukcji.

P o l a ń s k i nie jest osamotniony w swoich wywodach. Już przed nim pogląd o młododyluwialnym ruchu Podola reprezentowali B i e n i a s z (1) i R u d n i c k i (28); ku tej koncepcji skłaniali się również w dyskusji ogólno-morfologicznych problemów Europy P e n c k i P h i l i p p s o n (wg. cyt. P o l a ń s k i e g o). D u n i k o w s k i (8), jeden z pierwszych badaczy Podola, sądził nawet, że doliny jarowe są holoceńskiego wieku.

Wymieniłem tu na razie prace, dotyczące morfologii południowego skłonu płyty podolskiej, których wyniki nie pozwalają na synchronizację zjawisk obu skłonów wyżyny. Istnieje jednakże druga grupa autorów, których wnioski na temat wieku krajobrazu jarowego stwarzają pewne możliwości porównawcze w dyskusji nad chronologią zjawisk całego Podola.

Na pierwszym miejscu należy tu wymienić R o m e r a (27), którego studium z 1906 r. stało się faktem przełomowym w historii badań Podola. R o m e r nie dysponował materiałem obserwacyjnym, który cytuje np. P o l a ń s k i, lecz mimo to, trafność jego wniosków do dziś nie została zachwiana. Badacz ten pierwszy zdecydowanie przyznał jarom podolskim wiek wczesno-czwartorzędowy, twierdząc, że „jar Dniestru jest typową antecedentną doliną, starszą od tektonicznych ruchów, które ogarnęły podolską płytę od czasu dolnego dyluwium“. Tego zdania również był

<sup>2)</sup> Wg S a w i c k i e g o (29) cytowane przez P o l a ń s k i e g o fakty prehistorycznie są błędnie zinterpretowane, co z kolei pociąga za sobą błędną interpretację stratygrafii lessu Podola.



Smoleński (30). Koncepcję Romera akceptuje również w dyskusji nad wiekiem sieci hydrograficznej Karpat Wschodnich i ich przedpola Świderski (34).

Sawicki (29), nawiązując do wyników badań rosyjskich nad doliną dolnego Dniestru, przyczynę powstania jarów podolskich widzi w pontyjskim obniżeniu się bazy erozyjnej Dniestru. Począwszy więc od pontu, już po złożeniu żwirów karpackich, trwało pogłębianie doliny w dwu cyklach, których górnej granicy autor nie określa. Datowanie Sawickiego w zasadzie nie przeczy hipotezie Romera.

Złodowacenie krakowskie było tym decydującym momentem, który przez typ osadów swoich, a w szczególności przez udział w jego materiale akumulacyjnym krystalicznych skał północnych stał się granicznym okresem dla datowania zjawisk północnego skłonu Podola. Jeżeli stwierdzamy, że wypiętrzenie Podola dokonało się przed tym złodowaceniem — czego dowodem jest obecność utworów zasypania u stóp krawędzi Podola — musimy konsekwentnie przyjąć, że jary Podola były już gotowe w momencie, gdy lądolód dotarł do obszaru dorzecza górnego Dniestru (Sambor). Wody lodowcowe — na co słusznie zwrócił uwagę Romer (27) — przez pewien okres czasu kierowały się doliną Dniestru, a są oznaki, świadczące o tym, że odpływ ten odbywał się w poziomie nie wiele różnym od dzisiejszego (żwiry krystaliczne znalezione przez Czyżewskiego (6) na 25-metrowej terasie koło Bukaczowiec i przez Zierhoffer'a (41) na 18-metrowej terasie koło St. Sambora). Ten fakt bodajże najsilniej popiera tezę o równoczesności powstania północnej krawędzi i jarów Podola.

## 6. Wiek i morfogeneza teras dolinnych.

Następnym punktem rozważań naszych nad historią doliny Ikwy jest problem wieku i genezy akumulacyjnych i akumulacyjno-erozyjnych teras dolinnych Ikwy. Materiału dowodowego dostarczają w tym względzie obserwacje nad wykształceniem, położeniem i stratygrafią osadów dyluwialnych, młodszych od utworów zasypania 30-to metrowego. W pierwszym rzędzie wchodzi tu w rachubę less.

Less zalega w postaci jednolitej powłoki w obszarze wierzchowiny podolskiej, schodzi w dół wzdłuż łagodnych zboczy krawędzi i sięga na jej przedpolu po linię, wyznaczoną przez wieś Komarówka — Dunajów.

W dolinie Ikwy less występuje w poziomie najniższych teras. W Tarazu St., w Polowej Grobli i w okolicy Kokorowa less występuje w wy-

sokości od 4—6 m ponad poziom dna doliny, bezpośrednio na warstwowanych glinach najniższej terasy. Przejście jest stopniowe, bez wyraźnej granicy.

Podobne zjawisko stwierdziłem w dolinach, rozcinających krawędź podolską na wschód od Ikwy.

W Krzemieńcu, w obrębie doliny Irwy, obraz jest następujący: Less zalega niesymetrycznie na zboczach doliny; jednolitym płaszczem pokrywa prawe, łagodne zbocze (Kuliczówka), natomiast na lewym, stromym zboczu (Dziewicze Skałki) występuje tylko w partiach dolnych stoku, tuż ponad dnem doliny. Tutaj kilka świeżych wcięć erozyjnych odsłania profil bezpośrednio na kredzie spoczywającego czwartorzędu. W dole znajdujemy warstwę żwirów (kreda, piaskowce) i piasków, która przechodzi stopniowo ku górze w warstwowaną, lessową glinę piaszczystą oraz less. Less ten u dołu jeszcze warstwowany, wyżej typowy, subaeryczny, posiada miąższość 8—10 m. Zawiera bardzo liczną faunę zimną z *Colummella edentula columella* na czele. W lessie tym znaleziono, wg informacji okolicznych mieszkańców, kości ssaków kopalnych.

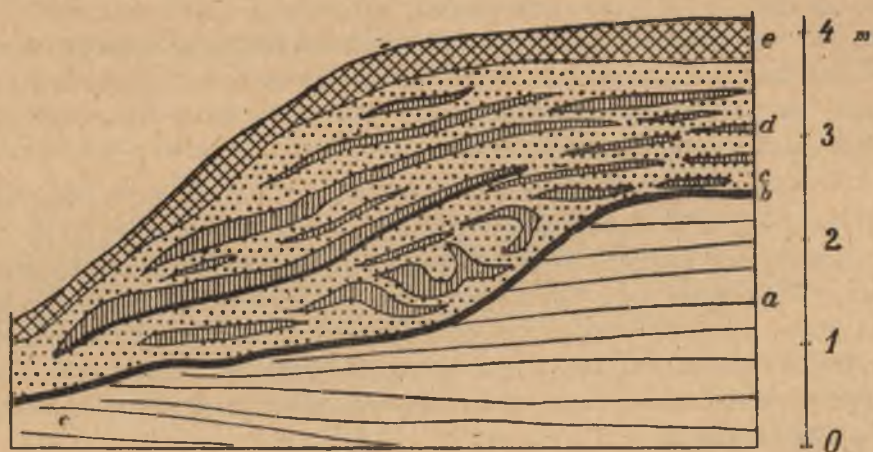
Strop warstwy żwirowej znajduje się 7 m ponad poziomem Irwy — a więc warstwa owa odpowiada akumulacyjnym utworom niższej terasy doliny Irwy; wobec tego less, przykrywający żwiry Irwy, jest lessiem 6—8 m terasy Ikwy.

Ten sam czas powstania należy przypisać olbrzymiemu nagromadzeniu lessu w znanej dolinie Żołobów — gdzie bogato rozgałęziony labirynt młodych form erozyjnych, rozcinających powłokę lessową, jest jednym z najokazalszych zjawisk morfologicznych okolic Krzemieńca. Za uznaniem lessu Żołobów za utwór synchroniczny z lessiem naszej terasy akumulacyjnej doliny Ikwy przemawia jego niskie położenie oraz wyraźny brak oznak przerwy sedimentacyjnej w jego profilach. Less tutejszy pokrywa warstwą do 10 m grubą dolne części zboczy, a co ważniejsze całe dno tej obszernej doliny posiada profile jednolite, nieprzerywane glebami kopalnymi i poziomami zglinienia.

Na podstawie przykładów z doliny Irwy, Żołobów, a zwłaszcza krawędziowego odcinka doliny Ikwy możemy jasno określić stosunek najmłodszego lessu północnej krawędzi Podola do niższej terasy akumulacyjnej Ikwy. Pomiedzy wytworzeniem się owej terasy akumulacyjnej, a osadzeniem się lessu nie istniała żadna przerwa — czyli niższa terasa doliny Ikwy jest odpowiednikiem tego zlodowacenia, na przedpolu którego powstała pokrywa lessowa krawędzi Podola.



Są dane, pozwalające wnioskować, że akumulacja lessu terasy 6—8 m nie była w historii rozwoju morfologicznego krawędzi Podola jedyną fazą osadzania się lessu. Ślady lessu starszego spotykamy w osadach 12—14 m terasy doliny Ikwy. Gliny warstwowane, budujące tę terasę w okolicy St. Kokorowa, są niewątpliwie materiałem lessowym, przepławionym, ułożonym w obrębie periodycznie przez rzekę zalewanego dna doliny Ikwy<sup>3)</sup>. Ten proces akumulacji eoliczno-fluwialnej, którego ostatecznym rezultatem było podniesienie się dna doliny Ikwy do poziomu dzisiejszej 12—14 m terasy, odbywał się równocześnie z akumulacją eoliczną lessu



Rys. 2. Odkrywka na złożu terasy 12—14 m. w Dunajowie (a — piaski żółte, warstwowane, b — warstewka piaszczystej gliny brunatnej, c — piaski białe, d — gliniaste smugi soliilukcyjne, e — gleba).

Fig. 2. The outcrope of Pleistocene soil - solifluction on the slope of 12—14 m terrace in Dunajów (a — yellow sand, b — brown clay, c — white sand, d — solifluction - soil e — recent soil).

czystego, subaerycznego na stokach i przedpolu krawędzi. Less ten nie zachował się, uległ kompletnemu zmyciu.

Wyjaśnienie takie wydaje się bardzo prawdopodobne, albowiem w okresie terasy 12—14 m krawędź podolska posiadała już rzeźbę dzisiejszą i tak jak dzisiaj, tak też w tym okresie była w następstwie znacz-

<sup>3)</sup> Teoria powstawania warstwowanych lessów jest ogólnie znana, a daje się stosować z dobrym wynikiem dla wyjaśnienia genezy niskich, zbudowanych z warstwowych glin teras wołyńskich. Proces ten bliżej omawiam na przykładzie teras Bugu w pracy: Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem.

nych deniwelacyj i dużego nachylenia zboczy terenem intensywnej działalności czynników denudacyjnych.

Należy sobie postawić pytanie, czy terasa 12—14 m oraz less jej odpowiadający były zjawiskiem odrębnego zlodowacenia, nie mającego nic wspólnego z okresem lodowym terasy 6—8 m. Wobec braku profilów, w których by występowały lessy obu teras w nienastępującej żadnych wątpliwości pozycji stratygraficznej, wobec braku gleb kopalnych i innych oznak klimatu ciepłego, nasuwałaby się odpowiedź przecząca. Jednakowoż są pewne dane, przemawiające za uznaniem wyższej terasy akumulacyjnej doliny Ikwy i jej lessu za zjawisko oddzielnego zlodowacenia. Już sam fakt jej rozcięcia i zniszczenia, dokonanego przed osadzeniem się utworów terasy niższej, wskazuje na istnienie ciepłego i wilgotnego okresu, rozdzielającego od siebie fazy formowania się obu teras. Utwierdza również w tym przekonaniu przekrój zbocza terasy 12—14 m, jakie odsłonięto w sztucznym wykopie w Dunajowie. (Rys. 2).

W przekroju tym obserwujemy pod glebą dzisiejszą naprzemianległe warstewki (20—30 cm grubości) piasków żółtych i piaszczystych glin brunatnych, opadających i wyklinowujących się zgodnie z nachyleniem zbocza. Warstewki owe czynią wrażenie nieregularnych języków soliflukcyjnych, które spływając w dół zboczy, uległy wtórnym nabrzmieniom i przełażdowaniom. Podstawą tych smug jest grubsza warstwa gliny piaszczystej, wykazująca zaburzenia pionowe, znane z profilów polarnych gleb strukturalnych.

Odkrywka powyższa dowodzi, że wyższa terasa akumulacyjna Ikwy od momentu swego powstania w jednym z glaciałów, nie tylko uległa erozyjnemu zniszczeniu (klimat ciepły), lecz zbocza tej już rozmytej terasy stały się w następnym okresie podstawą polarnych zjawisk glebowo-strukturalnych i soliflukcyjnych. Nie trudno wywnioskować, że te zjawiska miały zapewne miejsce w glacie, w którym uformowała się niższa terasa akumulacyjna wraz z przynależnym do niej lessem.

## **7. Paralelizacja teras doliny Ikwy ze zlodowaceniami niżowymi.**

Znając ilość i następstwo zimnych okresów klimatycznych, z którymi są związane terasy Ikwy, możemy uczynić próbę szczegółowej paralelizacji zjawisk morfogenetycznych doliny Ikwy ze zlodowaceniami Niżu Polskiego. Dla tych celów pomocne będzie chronologiczne zestawienie faktów, dotyczących rozwoju krajobrazu dorzecza Ikwy w okresie dyluwialnym, poczynszy od ważnego w tej historii momentu akumulacyjnego wyrównania w poziomie 30-to metrowym.



1. Zasypanie 30—40 metrowe, które wyrównało starszą rzeźbę południowego Wołynia, jest związane z największym polskim zlodowaczeniem (Cracovien). Hydrografia ówczesna tego obszaru różniła się znacznie od dzisiejszej. Zatomowane barierą lodową rzeki wołyńskie płynęły ku wschodowi, wlewając swe wody w obniżenie pomiędzy pasmem Pełczy, a krawędzią Podola. W ten sposób zgodnie z kierunkiem spływu wód rluwioglacjalnych tego zlodowaczenia został odtworzony późno plioceński lub wczesno - dyluwialny układ sieci hydrograficznej — tej sieci, której morfologicznym wyrazem jest wydłużony równolegle do krawędzi Podola schodowaty system przykrawędziowych poziomów wierzchowiowych.

2. Wyższa akumulacyjno-erozyjna terasa doliny Ikwy jest w krajobrazie przedpola krawędzi powierzchnią morfogenetyczną bezpośrednio niższą od poziomu akumulacyjnego pierwszego zlodowaczenia. Wobec tego, zlodowaczenie, na przedpolu którego owa terasa powstała, było drugim z kolei zlodowaczeniem Polski (zlod. Środkowo-Polskie, Varsovien I); less zaś, którego odmianę warstwową spotykamy wśród osadów terasy, jest lessiem młodszym, dolnym (I, w klasyfikacji S o e r g l a).

Ikwa płynęła już dzisiejszą doliną, co dowodzi, że w tym okresie sieć hydrograficzna Wołynia posiadała układ sieci współczesnej.

3. Kierując się kolejnym następstwem w układzie teras doliny Ikwy, powinniśmy niższą, akumulacyjną terasę (6—8 m) uznać za przynależną do trzeciego zlodowaczenia Polski (Varsovien II), zaś less, pokrywający zbocza krawędzi Podola, wyścielający dolinę Ikwy, Żołobów i Irwy, jako utwór bez żadnych zakłóceń i przerw sedimentacyjnych związany z osadami owej terasy, uważać za less młodszy, górny (II).

Słuszność takiej paralelizacji teras i lessów dorzecza Ikwy ze zjawiskami glacialnymi Niżu Polskiego potwierdza fakt istnienia dwu lessów młodszych w pasie, który przegradza teren badany od obszaru dwu ostatnich zlodowaceń. Na terenie wyżyny wołyńskiej znalazł S a w i c k i (29) oba lessy młodsze, przegrodzone wyraźnym poziomem gleby kopalnej (Gródek k. Równego).

## 8. Procesy najmłodszej akumulacji i erozji.

Na zakończenie historii krajobrazu dorzecza Ikwy kilka słów o zjawiskach i procesach najmłodszych, wyrażonych w akumulacji utworów młodszych od lessów krawędzi.

U ujścia doliny Żołobów ciągnie się stożek napływowo. Wypełnia on trójkątną zatokę krawędzi, której zbocza w postaci dwu garbów kredo-

wych, biegnących na przedłużeniu Maślatyna i Strachowej góry, łączą się u ujścia doliny Żołobów.

Świeże rozcięcie, wytworzone przez wody deszczowe, odsłoniło następujące osady: u dołu piaski po części zlimonityzowane i zbite w twardey rudawiec, przykryte warstwą grubych żwirów wapiennych i piaskowcowych (całość 1—1,5 m grubości). Bezpośrednio na żwirach lub też, o ile ich brak, na piaskach, ciągnie się gruby pokład silnie próchnicowej, czarnej gleby (po części napławionej), wyżej zaś piaski warstwowane, szare z warstewkami żwirów, z dobrze zachowaną fauną (*Fruticicola hispida*, *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum*). Miąższość od 0,2 do 2,5 m w dół stożka. U wierzchołka stożka piaski owe wyklinowują się, a gleba kopalna zlewa się z glebą współczesną w gruby 2 m pokład.

Posuwając się w kierunku zbocza krawędzi nie trudno stwierdzić, że piaski i żwiry stożka nie wkraczają pod less, lecz rozpoczynają się tuż u ujścia doliny Żołobów, w miejscu, gdzie kończy się zwarta powłoka lessowa tej doliny.

Źródłem utworów akumulacyjnych stożka jest niewątpliwie trzeciorzęd i kreda krawędzi. Brak glin warstwowanych w osadach stożka dowodzi, że pelityczny materiał lessu, który uległ w pierwszym rzędzie wymyciu, osadza się w większym oddaleniu od krawędzi, zapewne dopiero w obrębie równego dna doliny Ikwy.

Jest to więc przykład młodej, holocenińskiej erozji i akumulacji. Rozcięciu uległa naprzód lessowa pokrywa doliny Żołobów, potem zaś podłoże trzeciorzędowo - kredowe. Żwirowy materiał osadził się już u stóp krawędzi. Obecność gleby kopalnej w osadach stożka dowodzi, że nawet najmłodsza, po-lessowa faza niszczenia erozyjnego krawędzi nie miała jednolitego przebiegu.

Inne profile, będące dowodem zmian w zjawiskach zmywów holocenińskich, znajdujemy w parowach lessowych okolic St. Kokorowa. Tam ponad odwapnioną warstwą u stropu lessu występuje gleba oraz gruby do 2 m pokład mułków i piasków oraz żwirów, napławionych z wyższych partyj zboczy krawędzi, a przykrytych glebą współczesną. Profil ten, tak podobny do odsłonieć u ujścia doliny Żołobów, wskazuje również na istnienie dwu cyklicznych faz holocenińskiej działalności procesów erozyjno - denukacyjnych.

Powyzsze dwie obserwacje są dalszym przyczynkiem do zagadnienia, który poruszył już w 1911 r. P a w ł o w s k i (22), wysuwając przypuszczenie młodych, może nawet współczesnych ruchów krawędzi Podola. P a w ł o w s k i cytuje dwa przykłady wrzynania się potoków krawędzi, na jej przedpolu, we własne warstwowane osady. Materiał jego rozszerzyłem w 1937 r. (J a h n 9), podając podobne fakty z odcinka krawędzi



między Bóbrką, a Przemyślanami. Tu dołączają się jeszcze dwa, może najbardziej wyraziste, bo pozwalające na wejście w szczegóły zjawiska przykłady.

Tak jak w poprzedniej swojej pracy nie jestem skłonny i tu widzieć w zjawiskach opisanych potwierdzenia supozycji *Pawłowskiego*. W każdym z owych wypadków rozcięciu uległ jedynie stożek napływów młodych, osadzonych u stóp krawędzi, t. zn. wyrównujących kąt między zboczem, a podstawą krawędzi. Zjawisko wgłębienia się potoka w stożek odbywa się w rezultacie dostosowywania się łożyska do krzywej erozyjnej, przesuwanej się wraz z wsteczną wędrówką źródła. Jeżeli byłoby słuszne przypuszczenie *Pawłowskiego*, powinni byśmy w pierwszym rzędzie obserwować rozcięcia, żywszą pracę erozyjną lub progi wzdłuż walnych strug wodnych krawędzi. Ikwa nie wykazuje żadnej z tych cech, jest uśpioną, błądzącą wśród własnych aluwiów rzeką.

Te same znamiona zgrzybiałości i braku zdolności erozyjnej widzimy u rzek Podola jarowego (*Romer 27*, *Łoziński 19*, *Polański 24*). I znów stwierdzamy analogię obu skłonów płyty; od czasu wielkiego wypiętrzenia wczesno-pleistocenijskiego ruchy tektoniczne na całym Podolu ustały.

### 9. Geneza krzemienieckich gór stołowych.

W dotychczasowej literaturze geologicznej okolic Krzemieńca spotykamy wiele wiadomości i wzmianek o tutejszych górach stołowych. Zwracano uwagę na momenty natury klimatycznej, którym owe formy zawdzięczają swoje powstanie (*Łaskarew 17*), podkreślono znaczenie czynników paleogeograficznych (*Teisyre 8*, *Zierhoffer 40*), wreszcie łączono również ich genezę z kierunkami spękań skalnych (*Kossman 12*). Niezbyt dobitnie przedstawiono jednak udział w ich budowie scementowanej pokrywy piaskowców sarmackich. (Rys. 3).

Obecność gruboławicowych piaskowców na wierzchołkach tych wzgórz jest regułą (Boża Góra, Ostra Góra).

Drugim zaś znamienym zjawiskiem jest kształt (w rzucie poziomym) tych gór. Analizując ów kształt, biorę pod uwagę nie tylko wzgórza wyspowe, w pełni oddzielone od progu podolskiego, lecz uwzględniłem również zespolone lub napół zespolone z krawędzią góry półwyspów i wysuniętych festonów wyżyny. Cała krawędź na wschód i zachód od Krzemieńca składa się właściwie z takich gór stołowych „in statu nascendi”.

Otóż w całości tych form dadzą się wyróżnić, 1) zwarte powierzchnie wierzchowinowe, bezkształtne i bezkierunkowe (Ostra Góra, Boża Góra,

Łysa Góra, Maślatyn, Kuliczówka, Dziewicze Skałki, Góra Bony i t. p.) oraz 2) grzbiety wąskie, prostolinijne. Do tych drugich form należy pośród najbliższej okolicy Krzemieńca grzbiet, ciągnący się wzdłuż doliny Żołobów na południe od wsi tej samej nazwy i grzbiet na północ od Żołobów, t. zw. Strachowica (rezerwat przyrody).

Oba przykłady, a zwłaszcza Strachowica, niczym nie są podobne do form rozczłonkowania erozyjnego płyty; przypominają raczej grzbiety gór fałdowych. Wierzchołek Strachowicy przedstawia się jako długa, a wąska smuga wapienistych piaskowców sarmackich, szerokość grzbietu nigdzie nie przekracza 5 m. Na stromych, z piasków zbudowanych zboczach znajdują się bloki zesuniętych z góry piaskowców. W przekroju poprzecznym góra ma postać równobocznego trójkąta.

Chcąc wyjaśnić genezę gór stołowych terenu krzemienieckiego nie można oczywiście pominąć hipotezy Łaskarewa (17) tym bardziej, że już przed nim stwierdził Romer (26) w przyległej części dorzecza Śtyru dowody postglacjalnej fazy klimatu pustynnego (wydmy). Wbrew jednakże opinii Łaskarewa należy podkreślić, że klimat suchy nie był przyczyną, lecz stwarzał tylko korzystne warunki rozwoju gór stołowych — powodów zaś umiejscowienia owych form w położeniu, w którym dzisiaj one się znajdują, musimy szukać w czynnikach natury strukturalnej. Zresztą mamy dowody na to, że krajobraz gór stołowych był gotów już przed osadzeniem się lessu<sup>4)</sup>, a postglacjalny okres klimatu pustynnego stanowił tylko moment ostatecznego wykończenia dzisiejszych znamion rzeźby.

Obecność dwu odrębnych, co do zarysów powierzchni poziomej, typów gór stołowych, nasuwa mi następującą koncepcję ich powstania. Lokalizacja płatów piaskowcowych, które jako czapy materiału twardego warunkują istnienie dzisiejszych wzgórz, dokonała się zapewne w plioceńskim okresie pustynnym. W klimacie ówczesnym na Podolu miały miejsca te same zjawiska, które dzisiaj są znane np. z obszarów pustynnych północnej i południowej Afryki. Na podstawie analogii z owymi obszarami możemy się domyślać, że proces cementowania nie odbywał się równomiernie na całej powierzchni piasków, lecz posiadał szybkość i rozmiary większe w obrębie form wklęsłych. Innymi słowy na powierzchni plioceńskiej pustyni Podola istniały „szotty“ dzisiejszej Afryki czy,

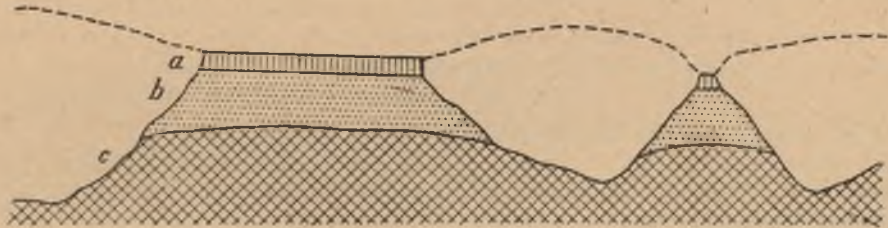
---

<sup>4)</sup> Na Kuliczówce obok Krzemieńca, jak stwierdza Sujkowski (33), znajdują się na zboczach góry bloki piaskowca sarmackiego, odłupane od górnej, cementacyjnej pokrywy, a przykryte w zupełności lessem. Ten sam proces obłamywania piaskowców odbywa się dzisiaj na wzgórzu Dziewicze Skałki, leżącym po drugiej stronie doliny Łkwy, naprzeciw Kuliczówki.



„takiiry“ Turkestanu — a więc płytkie zagłębienia, będące miejscem obfitszej akumulacji chemicznej.

P a s s a r g e (21) opisuje szczegółowo t. zw. „panwie“ pustyni Kalahari, płaskie niecki, w których okresowo zbierająca się woda przepaja piasek lepszczem ilastym, a najczęściej wapiennym. Wielkość ich waha się od kilku metrów do dziesiątków kilometrów średnicy. Obok panwi owalnych lub bezkształtnych spotyka się formy wydłużone, linijne — proste lub kręte. To koryta rzek okresowych. (Na Saharze są to „wadisy“). Dno tych linijskich panwi stanowi twardy piaskowiec wapnisty, ciągnący się jako zwarta smuga pośród luźnych piasków pustyni. Badacze pustyń południowo-afrykańskich (P a s s a r g e 21, R i e m a n n 25, J ä g e r 11) zwracają uwagę, że w naturze dają się prześledzić wszystkie przejścia od bezkształtnych panwi wapnistych przez t. zw. rzeki wapniste (Kalkflüssen) do wapniejących (jako proces „in statu nascendi“) łożysk rzecznych.



Rys. 3. Schematyczny profil krzemienieckich gór stołowych. Linia przerywaną zaznaczono formy powierzchni plioceńskiej (a — piaskowiec sarmackie, b — piaski torońskie, c — kreda).

Fig. 3. The profil of tabular hills near Krzemieniec (a — Sarmatic sandstone, b — torońskie sand, c — cretace).

Jeżeli będziemy rozpatrywać proces cementacji plioceńskiej na Podolu pod kątem widzenia współczesnych zjawisk pustynnych, wówczas łatwo wyjaśnimy obie formy gór stołowych okolicy Krzemieńca. Pustynny relief plioceński został tu odwrócony w erozyjnym okresie niszczenia pokrywy sarmackiej (schyłek pliocenu, początek czwartorzędu), przy czym decydującą rolę w umiejscowieniu wypukłych elementów rzeźby odegrały plioceńskie formy wklęsłe (panwie i doliny). Owe pustynne panwie podolskie nie były rzeczą przypadku, lecz formowały się przypuszczalnie tak, jak prawie wszystkie dzisiejsze niecki bezodpływowe tego obszaru, jako zagłębienia krasowe (na podłożu kredy turońskiej). J ä g e r (11) podaje, że większość południowo-afrykańskich panwi wapnistych znajduje również swoje pierwsze ogniwo rozwojowe w formach krasowych.

Inwersja plioceńskich form pustynnych wydaje się jedynie słusznym tłumaczeniem powstania ostrych, grzbietowych gór stołowych (jak np. Strachowica). Spękania diaklazowe nie mogą tu wchodzić w rachubę, gdyż pomijając niezgodność ich kierunków z przebiegiem grzbietów, trudno byłoby wyjaśnić, dlaczego oparł się procesom niszczenia ów wąski (2--4 m szer.) blok skalny, podczas gdy w sąsiedztwie ten sam materiał petrograficzny uległ kompletnemu zniesieniu. Tylko więc cementacja wzdłuż koryt rzecznych mogła stworzyć w obszarze płytowym owe linie strukturalne, których obecność warunkuje dzisiaj wydłużone formy niektórych wzgórz krzemienieckich.

#### LITERATURA

1. Bieniasz A.: Atlas Geologiczny Galicji z. 1. Kraków 1887.
2. Barbot de Marny: Oczet o pojezdkie w Galicju. Wołyń i Podolju. 1867.
3. Beck P.: Über das schweizer und europäische Pliozän und Pleistozän. *Eclogae Geolog. Helvet.* 26. 1933.
4. Besser W.: Rzut oka na geografję fizyczną Wołynia i Podola. Wilno 1928.
5. Chałubińska A.: Wycieczka Lwowskiego Instytutu Geograficznego do Krzemieńca. *Czas Geogr.* 1924.
6. Czyżewski J.: Z historii doliny Dniestru. *Pr. Geogr.* wyd. przez E. Romera z. X. 1928.
7. Czyżewski J. i Zierhoffer A.: Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodnią część krawędzi Podola i Wołynia Grzędowego. *Kosmos.* Lwów 1936.
8. Dunikowski E.: Brzegi Dniestru na Podolu galicyjskim. *Kosmos.* Lwów 1881.
9. Jahn A.: Zdjęcia morfologiczne północnej krawędzi Podola i jej przedpola między potokami Kocurowskim i Pohoryleckim. *Kosmos* 1937.
10. Jahn A.: Utwory czwartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem. *Kosmos* 1947.
11. Jäger F.: Landschaften des nördlichen Süd-Westafrika. *Beitr. z. Landeskunde v. Südwestafrika.* Berlin 1912.
12. Kossmann O.: Studium morfologiczne terenu Krzemienieckiego. *Czasop. Przyr.* Warszawa—Łódź 1930.
13. Krokos W. I.: Geologiczni dosłidy P. Becka w Szwecjarji i ich widnoszennia do stratygrafii czwartycznej i werchniopliocenowej serii U. R. R. *Geol. Żur.* 1935.
14. Lungerhausen Ł. F.: O stratygrafii „bałtskoho jarusa“. *Dokl. Ak. Nauk S. S. S. R.* 1934.
15. Lungerhausen Ł. F.: Dejaki rysy czwartycznej geomorfologii U. S. R. R. *Nauk. Zap. Kijow. Derž. Uniw.* 1935.



16. Lungerhausen Ł. F.: Etapy rozwoju podolskiej platformy u jejże przyczerno-morskawo skłona. Inst. Geol. A. N. U. S. S. R. Sbor. Konf. 1938.
17. Łaskarew W. D.: Geologiczeskija issledowanija w jużo-zapadnoj Possiji. Petrograd 1914.
18. Łomnicki M. A.: Powstanie krawędzi północnego płaskowyżu podolskiego. Kosmos. 1884.
19. Łoziński W.: Doliny rzek wschodnio-karpackich i podolskich. Lwów 1905.
20. Malicki A.: Z morfologii Nadbuża Grzędowego. Kosmos 1936.
21. Passarge S.: Die Kalahari. Jena 1904.
22. Pawłowski St.: Zjawiska erozji na północnej krawędzi podolskiej. Kosmos 1911.
23. Piasecki D.: Z badań nad morfologią okolic Krzemieńca. Kosmos 1937
24. Polański J.: Podilski etiudy. Lwów 1929.
25. Riemann E.: Zur Entstehung von Kalaharisand und Kalahari-Kalk, insbesondere der Kalkpfannen. Centr. f. Min. 1914.
26. Romer E.: Sprawozdanie z wycieczek do wydm niżowych z poglądem na ich powstanie. Kosmos 1906.
27. Romer E.: Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. Kosmos 1906.
28. Rudnicki S.: Znadoby do morfologii pidkarpatskoho stoczyszczu Dnistra. Zbirn. mat. pryw. Sek. Tow. Szewczenka 1907.
29. Sawicki L.: Sur la stratigraphie du loess en Pologne. Rocz. Pol. Tow. Geol. 1932.
30. Smoleński J.: O powstaniu północnej krawędzi podolskiej i o roli morfologicznej młodszych ruchów Podola. Kraków 1910.
31. Sobolew D. N.: Neogenowyje terrasy Ukrainy. Zap. naucz. issl. Inst. Geol. Charkow. Uniw. Charkow 1938.
32. Soergel W.: Loesse, Eiszeiten und paleolitische Kulturen. Jena 1919.
33. Sujkowski Zb.: Zarys budowy geologicznej okolic Krzemieńca. Ochrona Przyrody 1938.
14. Świdorski B.: Apercu sur la morphologie des Karpates du Flich. Przegląd Geograficzny. 1934.
35. Teisseyre W.: Grzbiet Cologórsko-Krzemieński jako zjawisko orotektoniczne. Kosmos 1893.
36. Teisseyre W.: Ogólne stosunki kształtowe i genetyczne wyżyny wschodnio-galicyskiej. Spr. Kom. Fiz. 1904.
37. Teisseyre W.: Atlas geologiczny Galicji, z. 8. Kraków 1900.
38. Woźnowski M.: Przyczynki do geografii okolic Krzemieńca. Pam. II Zj. St. Geogr. i Etnogr. 1927. Kraków 1930.
39. Wyrzykowski R.: Cieologiczeskij oczerk Auton. Moldaw. SSR. Izw. Ukr. otd. giel. Kom. Kijew 1927.
40. Zierhooffer A.: Północna krawędź Podola w świetle rzeźby powierzchni kredowej. Pr. Geogr. wyd. przez E. Romera z. 9. Lwów 1927.
41. Zierhooffer A.: Northern gravels on the right bank of the Dniestr near Sambor. Rocz. Pol. Tow. Geol. 1933.
42. Zuber St.: Niektóre rezultaty badań wykonanych w powiecie Krzemienieckim. Rocz. Pol. Tow. Geol. 1930.

## S U M M A R Y

### **Morphology and age of the northern Podolian Margin (scarp) in the Ikwa - Basin.**

#### *Terraces and morphological levels.*

Ikwa, the tributary of the Horyń - river, connects two separate geographical regions — the Podolian upland - plateau and the Volhynian lowland.

The river begins on the upland and in this region flows in the deep and narrow valley (canyon). It crosses the margin and directly from Podolia flows out into the wide lowland of Volhynia, where the valley is flat and swampy. (Fig. 1).

The morphological analysis of the Ikwa - valley gives much indications allowing to recognise the relation of the development of the Volhynian - lowland to Podolia.

The author stated two groups of terraces and levels: 1) The valley-terraces, 2) Upper Volhynian - levels.

The first terraces, for the most part due to accumulation, are at the height of 0,5—1 m., 6—8 m., and 10—12 m. above the present level of Ikwa. They occur along the whole Ikwa - valley in the Podolian and in Volhynian sections.

The second group of the morphological surfaces of the Ikwa - basin consists of s. c. Upper Volhynian levels. They extend to the north of the Podolian margin, as large surfaces joining the lofty hills and ridges. They extend wide across the watersheds, independently of the directions of longitudinal Volhynian - rivers. The upper Volhynian - levels occur also in the Podolian section of the Ikwa - valley, but here only as small fragments of terraces.

#### *The Age of the northern Podolian margin.*

The author estimates the age of the Podolian margin taking under consideration the position of this form to the Tertiary and Quarternary deposits.

The youngest Tertiary rock, the Sarmatic (Miocenic) sand occur only as the upper layer of the margin. These sands are not known on the Volhynian lowland outside the scarp. The Sarmatic sands due to investigations of S u j k o w s k i (33), are compacted in Pliocene in big sheets



of sandstone, which now forms the steep slope of the margin. This fact leads to the conclusion, that the Podolian margin could be formed not earlier than in the Upper Pliocene.

In the foreground and at the foot of the margin extend the Quaternary deposits chiefly fluvio-glacial sands, which derive from the drift of the oldest Polish - glaciation. (Mindel). The position of the sands shows doubtlessly that the margin is younger than the first Polish - glaciation.

The two age - limits of the origin and the development of the northern Podolian margin, determined in the above discussion are: Upper Pliocene and older Pleistocene.

#### *The age of the Podolian canyon - valley.*

The most characteristic forms of the south part of the Podolian-upland are the deep canyon-valley of Dniestr and its left-side tributaries.

The author represents the opinion that the margin of North - Podolia is contemporary with the canyons of South - Podolia. R o m e r (27) has explained in his known paper that the interesting valleys of South—Podolia rivers were formed as a result of the epeirogenetic uplift of the whole region during old Pleistocene - time. The origin of the northern margin of Podolia, as we have seen, should be also referred to the same time. The corresponding phenomena of the both regions took place during the general elevation of whole Podolia.

#### *Connexion of the terraces with the Polish glaciations.*

The position of the Ikwa - terraces to its Quarternary deposits (gravels, sands and loess) shows that these terraces are in some connexions with the glaciation of the Polish - lowland.

The first Polish glaciation (Cracovien), which extends to the foreground of the margin, checked the mouths of the rivers flowing to the north and caused a filling out of this region with the gravels and sands to the level 30--40 f.

The 10--12 m terrace was formed during the second Polish glaciation. In the deposits two loesses were distinguished. (Fig. 2).

The lower terrace (6--8 m) should be referred to the time of the youngest Polish - glaciation. On the surface one sheet of loess has been found.

#### *The tabular hills in the region of Krzemieniec.*

The margin of Podolia in its section near Krzemieniec consists of some separate hills among these we may distinguish two forms: 1) the

hills with an irregular outline, 2) long and narrow ridges. In both types occurs as the uppermost level of the Tertiary rocks the big layer of the sandstone. This bed in comparison with the underlying sands presents itself as the level of exceptional resistance.

The author thinks that these lithological conditions are chiefly responsible for the origin and development of the tabular hills.

The cementation of the sands took place on the Pliocene deserts — as may be to-day observed on the African deserts (Passarge 21, Jäger 11) — in the surface depressions. From the recent deserts we know two forms of these depressions — the dry lake-bottoms („Schotts“) and desert valleys („wadi“). In this way have been formed the hard lenses and bands of sandstone. They are the place of greatest resistance of the rocks.

The destruction of the Plateau-upland of Podolia due to erosion occurs as an inversion of the Pliocene relief. „Schotts“ and „wadis“ become hills which conform to the former hollow places on the deserts. (Fig. 3).

*Institut of Geography of the University M. Curie-Skłodowska, Lublin.*

---

Explanation of the map: the valley terraces: 1) 6—8 m and 2) 12—14 m, the Upper Volhynian - levels; 4) 30 m (p. I.). 5) 40—50 m (p. II.). 6) 60 -65 m (p. III.).

---





A. JAHN  
 MAPKA MORFOLOGICZNA  
 KRAWĘDZI PODOLA  
 I JEJ PRZEDPOLA  
 W DORZECZU IKWY  
 The morphological map  
 of the Podolian-margin  
 in the Ikwa-basin.

- TERASY DOLINE**
- 1 [diagonal lines] TERASA DENNA ZALEWOWA
  - 2 [horizontal lines] NIŻSZA TERASA DOL (5-8m)
  - 3 [vertical lines] WYŻSZA TERASA DOL (12-14m)
- POZIOMY WIERZCHOWINOWE PRZEDPOLA**
- 4 [horizontal lines] POZIOM NIŻSZY (30m) P.I
  - 5 [diagonal lines] POZIOM WYŻSZY (40-45m) P.II
  - 6 [vertical lines] POZ. PRZYKRAWĘDZ (60-65) P.III

