

Jan BURACZYŃSKI

WPLYW TEKTONIKI NA ROZWÓJ DOLIN STREFY KRAWĘDZIOWEJ ROZTOCZA

(8 fig.)

The influence of neotectonics on development of valleys of the escarpment zone of the Roztocze

(8 Figs.)

Jan Buraczyński: The influence of neotectonics on development of valleys of the escarpment zone of the Roztocze. *Summary*. Ann. Soc. Geol. Poloniae 54-1/2:209-225 1984 Kraków.

Abstract: Geomorphic characteristics of the gap valleys in the edge zone of the Roztocze is presented. It has been found that longitudinal profiles of rivers and of the superinundational terrace are inconsistent. Convex profile of the terrace as well as the concave one of the rivers indicate the presence of young tectonic movements.

Key words: geomorphology, neotectonics, longitudinal profile of rivers, Roztocze Region, South-East Poland.

Jan Buraczyński: Department of Physical Geography, Maria Curie-Skłodowska University, 19 Akademicka St., 20-033 Lublin.

manuscript received: July, 1981

accepted: November, 1982

Treść: Przedstawiono charakterystykę geomorfologiczną dolin przełomowych w strefie krawędziowej Roztocza. Stwierdzono niezgodność profili podłużnych rzek i terasy nadzalewowej. Wypukły profil terasy oraz wklęsły profil rzeki wskazują na młode ruchy tektoniczne.

WSTĘP

Południowa krawędź Roztocza wyróżniająca się wyraźnie rzeźbą i budową geologiczną odpowiada ważnej granicy geologicznej uważanej za brzeg zapadliska przedkarpackiego. Dlatego też jest od dawna przedmiotem zainteresowań geologów i geografów (Nowak, 1922; Samsonowicz, 1925; Pawłowski, 1938; Jahn 1956; Maruszczak i Wilgat, 1956; Buraczyński, 1967, 1974a, b; Ney 1969b).

Strefa krawędziowa Rostocza rozwinęła się na linii starych struktur wgłębnych, na co wskazują nowsze badania geologiczne (Ney, 1969b; Pożaryski, 1974; Żelichowski, 1972, 1974). Linia tektoniczna rozdziela dwie jednostki strukturalne: podniesienie radomsko-kraśnickie od zapadliska przedkarpackiego. Strefa dzieląca te jednostki została pocięta dyslokacjami laramijskimi o kierunku NW–SE. Współczesny obraz tektoniczny Rostocza powstał w wyniku trzeciorzędowego odmłodzenia uskoków, rozwoju uskoków schodowych (NW–SE) oraz towarzyszących im rowów podłużnych i poprzecznych (Jaroszewski, 1977). Strefa krawędziowa ukształtowała się w miocenie w wyniku synsedymencyjnej tektoniki związanej z utworzeniem i wypełnieniem zapadliska przedkarpackiego (Aren, 1962; Bielecka, 1967; Muchowski, 1970; Ney, 1966, 1969a).

Zasadnicze rysy rzeźby strefy krawędziowej wiążą się ze zróżnicowaniem litologicznym osadów miocenijskich oraz ruchami przedplioceńskimi. Dalszy jej rozwój i przemodelowanie związane było z tektoniką czwartorzędową, na co wskazują badania geomorfologiczne (Pawłowski, 1938; Jahn, 1956; Maruszczak i Wilgat, 1956; Buraczyński, 1967) oraz geologiczne (Nowak, 1922; Ney, 1969a; Rühle, 1969). Nowe badania wskazują na występowanie młodoczwartorzędowych ruchów tektonicznych w strefie krawędziowej (Kowalski, Liszkowski, 1972; Buraczyński, 1974a, Harasimiuk, Henkiel, Pękała, 1971; Harasimiuk, Henkiel, 1975; Kowalski, 1975; Malinowski, 1977; Laskowska-Wysoczańska, 1979).

RÓWNINA AKUMULACYJNA

Powierzchnia trzeciorzędowa w strefie krawędziowej Rostocza ma urozmaiconą rzeźbę, związaną z występowaniem stopni uskokowych oraz towarzyszących im rowów podłużnych i poprzecznych (Jaroszewski, 1977). Na terenie Kotliny Sandomierskiej, wzdłuż krawędzi Rostocza, trzeciorzęd występuje na wysokości 175–200 m n.p.m., koło Hedwiżyna 150 m n.p.m., a w kopalnej dolinie Gorajca w Biłgoraju 120 m n.p.m. (fig. 1, 2).

Nierówności podłoża trzeciorzędowego maskuje pokrywa utworów czwartorzędowych – staroplejstocenijskiej serii piasków, mułków, utworów morenowych i fluwioglacjalnych oraz młodoplejstocenijskich utworów rzecznorozlewiskowych, deluwialno-stokowych i eolicznych (Bielecka, 1960; Buraczyński, 1967, 1974a; Racinowski, 1969).

Na powierzchni Kotliny Sandomierskiej występuje najmłodsza seria piaszczysta, pokrywająca starsze utwory czwartorzędowe warstwą o grubości 5–20 m. Warstwa ta cienieje w miarę oddalania się od krawędzi Rostocza. Piaski te budują równinę ciągnącą się wzdłuż Rostocza pasem o szerokości 15–25 km, opadającą ku dolinie Tanwi. Wzdłuż doliny Sopotu wysokość równiny obniża się od 250 do 200 m n.p.m., a wzdłuż Łady od 220 do 190 m n.p.m. Płaska równina akumulacyjna urozmaicona jest wydymami oraz wcięciami dolin rzecznych.

Budowa geologiczna równiny piaszczystej wskazuje na złożoną genezę. Doliny na Rostoczku są wypełnione miększą serią piasków terasowych akumulacji fluwialnej. Wzdłuż krawędzi Rostocza występuje kilkumetrowa seria piasków zboczowych.

KOTLINA SANDOMIERSKA

ROZTOCZE

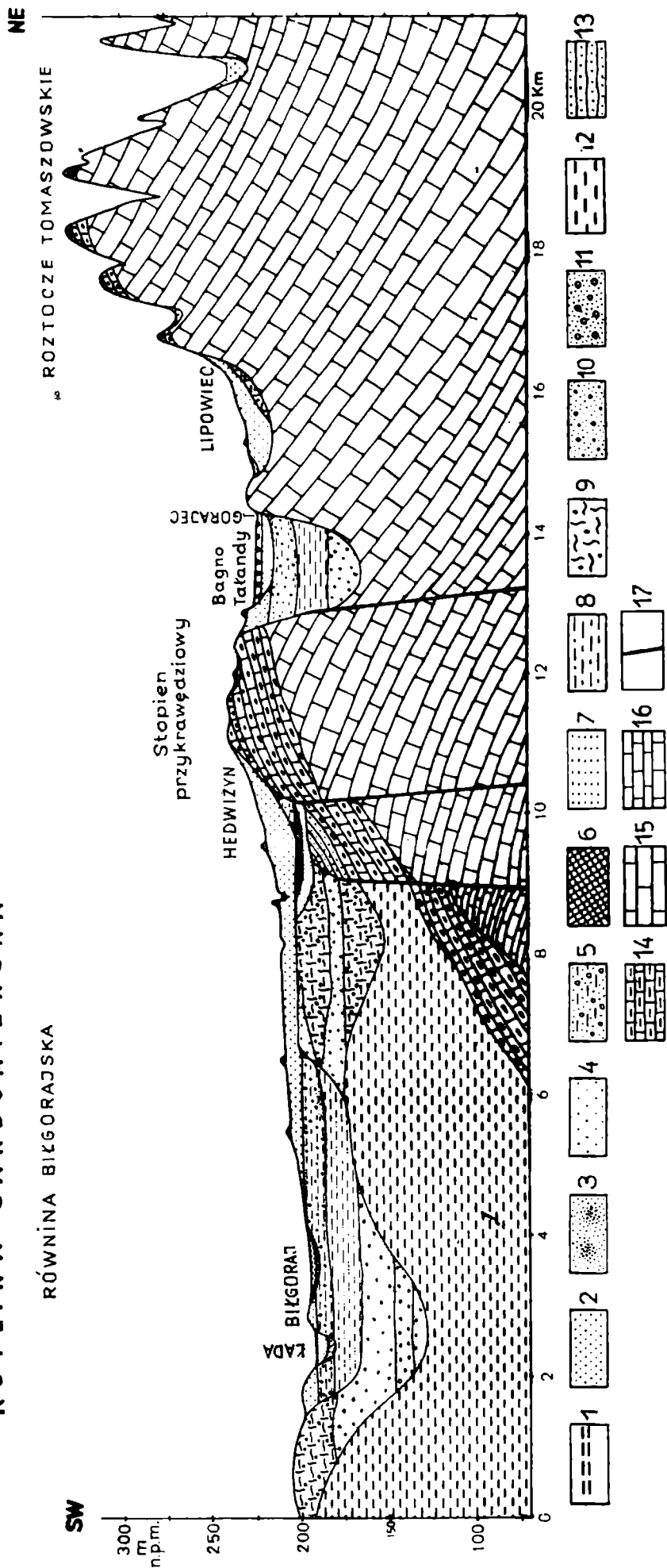


Fig. 1. Przekrój geologiczny przez strefę krawędziową Roztocza (według Buraczyńskiego, 1974a). 1 – torfy (holocen), 2 – piaski rzeczne (holocen), 3 – piaski wydymowe (schyłek glacjiu), 4 – piaski rzeczne i zbczowe, utwory zasypania Kotliny Sandomierskiej (zlodowacenie środkowopolskie i bałtyckie), 5 – piaski ze żwirami (zlodowacenie środkowopolskie), 6 – torfy (interglacjał wielki), 7 – piaski pylaste rzeczno-jeziorne (interglacjał wielki), 8 – mułki (interglacjał wielki), 9 – glina morenowa (zlodowacenie krakowskie), 10 – piaski fluwioglacjalne (zlodowacenie krakowskie), 11 – piaski ze żwirami kredowymi (interglacjał tegelen), 12 – ility krakowieckie (sarmat), 13 – piaski i wapienie detrytyczne (baden), 14 – wapienie litotamiowe i piaskowce (baden), 15 – opoki i margle (kampan i mastrycht dolny), 16 – dolomity i wapienie (jura), 17 – uskoki

Fig. 1. Geological cross-section of the escarpment zone of the Roztocze (after Buraczyński, 1974a). 1 – peats (Holocene), 2 – fluvial sands (Holocene), 3 – dune sands (late Vistulian), 4 – fluvial and slope sands of the Sandomierz Basin (Saalian and Vistulian glaciation), 5 – sands with gravels (Saalian glaciation), 6 – peats (Great interglacial ?), 7 – fluvial-limnic deposits (Great interglacial), 8 – silts (Elsterian glaciation), 9 – till (Elsterian glaciation), 10 – fluvioglacial sands (Elsterian glaciation), 11 – fluvial sands with limestone gravels (Tegeleen), 12 – Krakowice clays (Sarmatian), 13 – sands and detrital limestones (Badenian), 14 – Lithothamnian limestones and sandstones (Badenian), 15 – gaizes and marls (Campanian and lower Maestrictian), 16 – dolomites and limestones (Jurassic), 17 – faults

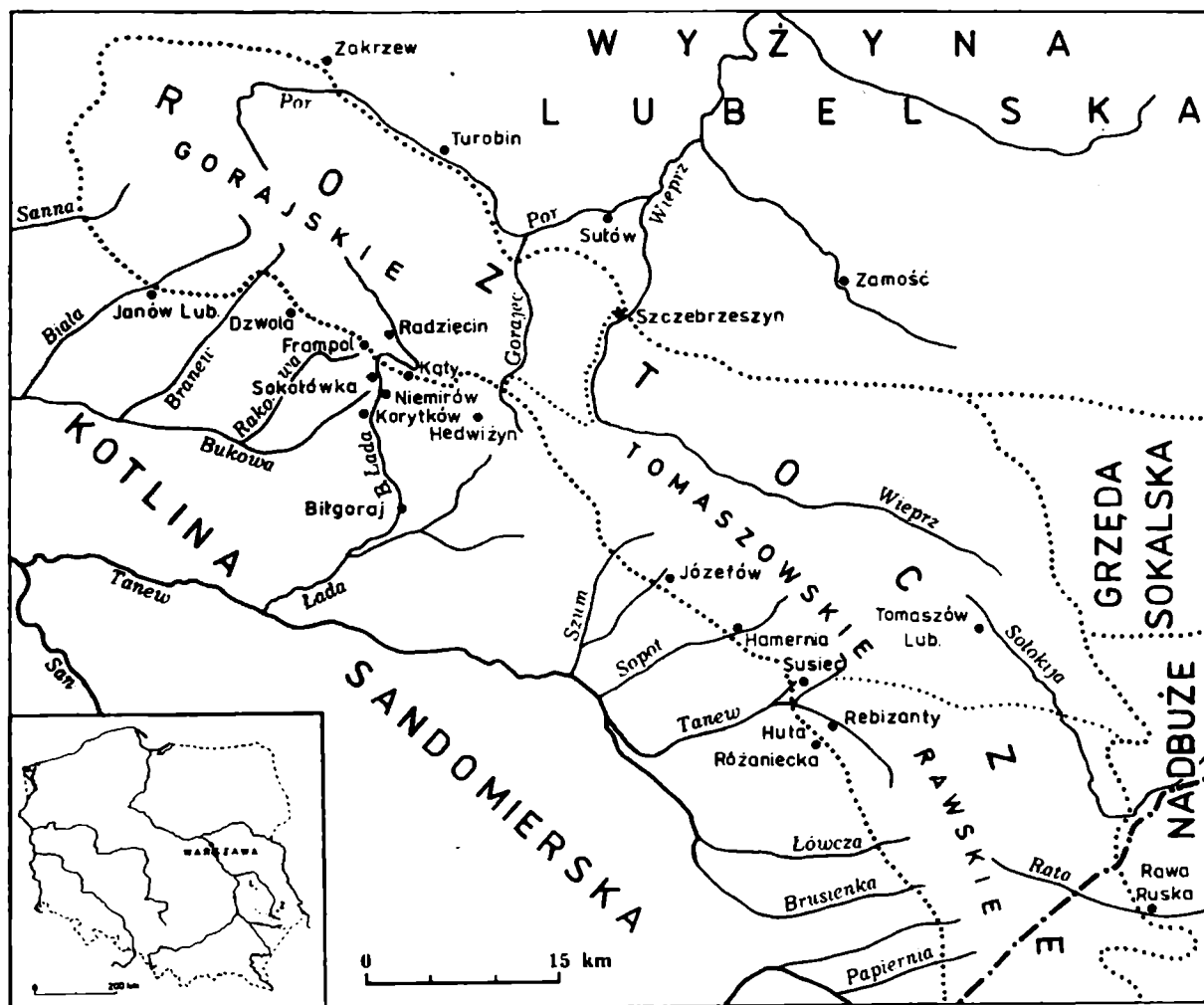


Fig. 2. Orientacyjne rozmieszczenie nazw geograficznych wymienionych w tekście
 Fig. 2. Approximate disposition of geographical names occurring in the text

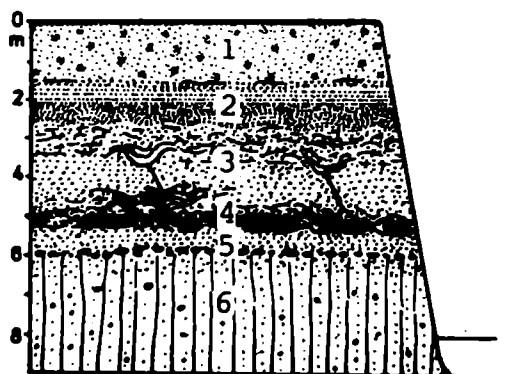


Fig. 3. Profil geologiczny Białej Łady koło Niemirowa. Zlodowacenie bałtyckie: 1 – piasek eoliczny, 2 – piasek średni i drobny warstwowany poziomo i faliście, fluwialny, 3 – piasek ilasty, warstwowanie zaburzone soliflukcyjnie ze szczelinami i klinami, 4 – warstwa soliflukcyjna piasków i ilów z porwakami brył torfu, 5 – piasek średnioziarnisty, rzeczny. Zlodowacenie krakowskie: 6 – glina morenowa w stropie ścięta erozyjnie z brukiem
 Fig. 3. Geological section of the Biała Łada valley near Niemirów. Vistulian: 1 – aeolian sand, 2 – fluvial sands stratified horizontally and in waves, 3 – loamy sand with solifluction disturbances and frost wedges, 4 – solifluction disturbances of sands and loams with detached blocks of peat, 5 – fluvial sands. Elsterian: 6 – till, erosive surface with the pavement

Natomiast w Kotlinie Sandomierskiej równina uformowana jest przez różnorodne procesy. W dolinie Łady najmłodsze utwory terasowe ograniczone są do wąskiego pasa. Na zachód od doliny koło Niemirowa występują płaskie garby piaszczyste,

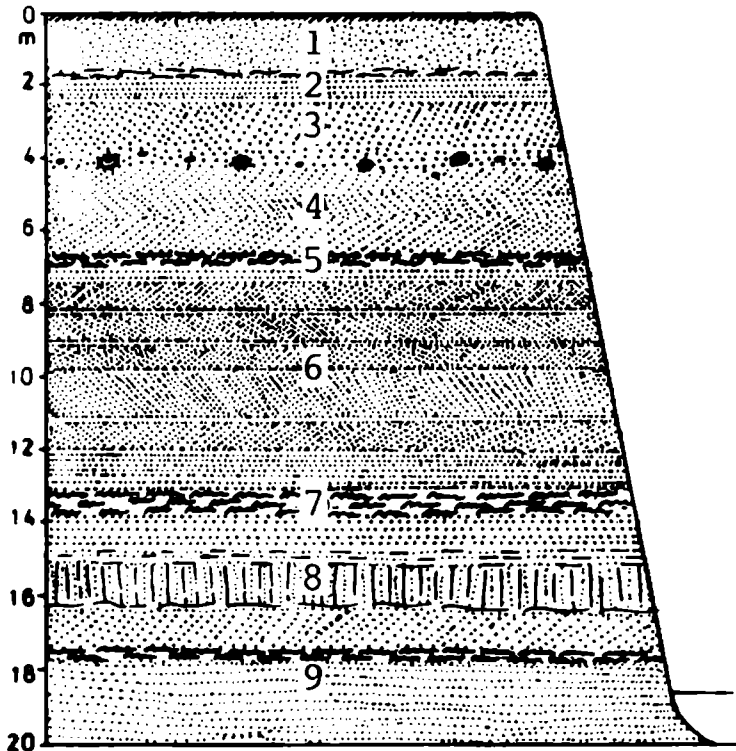


Fig. 4. Profil geologiczny doliny Tanwi koło Huty Różanieckiej (fig. 7, profil *c*). Zlodowacenie bałtyckie: 1 – piasek średni, bezstrukturalny, 2 – piasek drobny warstwowany, 3 – piasek gruboziarnisty warstwowany, o nachyleniu 10–20°, 4 – piasek drobno- i średnioziarnisty, warstwy o nachyleniu 0–15°, w stropie żwiry krystaliczne i toczne ilaste, 5 – mułk warstwowany; 6 – piasek drobny i średnioziarnisty warstwowany 0–15°, 7 – mułk, 8 – glina piaszczysta, 9 – piasek średni i drobny dobrze wysortowany, eoliczny z przewarstwieniami mułku, nachylenie warstw 10°

Fig. 4. Geological section of the Tanew valley near Huta Różaniecka (Fig. 7, section *c*). Vistulian: 1 – structureless sand, 2 – proluvial sand, 3 – stratified sand, inclined 10–20°, 4 – fine-grained sands stratified, inclined 0–15°, and at the back gravels and clay balls, 5 – silts, 6 – stratified sands, inclined 0–15°, 7 – silts, 8 – sandy clay, 9 – aeolian sand well-sorted with silt bands, stratified

wznoszące się około 5 m ponad terasę nadzalewową (fig. 5). Tworzą one ostańce starszej powierzchni piaszczystej ze zlodowacenia środkowopolskiego (Raciniowski, 1969). Analiza równiny piaszczystej koło Frampola wskazuje na jej poligenezę (fig. 3). We wschodniej części strefy krawędziowej równina piaszczysta tworzy na powierzchni jeden poziom zbudowany z piasków ostatniego zlodowacenia. Doliny Szumu, Sopotu, Tanwi i Jelenia rozcinające pokrywę piaszczystą do 10–20 m wskazują na jej złożoną budowę (fig. 4). Budowa geologiczna równiny piaszczystej wskazuje, że rozwinęła się ona przez przeróbkę rzeczną, stokową i eoliczną starszych pokryw w okresie zlodowacenia środkowopolskiego i północnopolskiego. Podobnie Starkel (1972) wiąże rozwój pokrywy piaszczystej z wpływem różnorodnych procesów.

DOLINY PRZEŁOMOWE

Większość potoków strefy krawędziowej Roztocza spływa konsekwentnie z garbu Roztocza w kierunku SW. Od takiego przebiegu odbiegają potoki Białej Łady i Tanwi. Doliny Szumu, Sopotu i Tanwi przecinając strefę krawędziową tworzą doliny przełomowe z szypotami w korycie.

Biała Łada na Roztoczu płynie doliną subsekwentną o kierunku NNW – SSE, a po przecięciu krawędzi wewnętrznej koło Kątów gwałtownie skręca, płynąc wzdłuż niej w kierunku NW. Jahn (1956) wiąże skręt Łady w strefie krawędziowej ze strefą padołu między dwoma stopniami krawędzi oraz nachyleniem stopnia ku północy i zachodowi. Prawdopodobnie rzeka wykorzystwała tu wąski rów tektoniczny. Przemawia za tym występowanie rowów przy krawędzi Roztocza (Muchowski, 1970). Koło Rzeczycy dolina Białej Łady, o kierunku W – E, przecina ukośnie stopień przykrawędziowy, tworząc wąski wcięty w powierzchnię mioceńską odcinek przełomowy z bystrzami w korycie. Przecinając krawędź zewnętrzną dolina skręca pod kątem prostym na południe (fig. 5). W pliocenie i być może jeszcze w starszym plejstocenie potok Białej Łady płynął na SSW, przecinając krawędź Roztocza koło Kątów i uchodząc do pra-Gorajca koło Hedwiżyna (Buraczyński, 1967, 1974a). Zmiana biegu rzeki w strefie krawędziowej Roztocza związana jest z aktywnością tektoniczną (Jahn, 1956). Oprócz zmiany biegu Białej Łady związanej z trzeciorzędową działalnością tektoniczną, na przedpolu Roztocza współcześnie martwe odcinki dolin wskazują na młodoczwartorzędowe zmiany jej biegu. Dowodem młodych zmian sieci hydrograficznej koło Sokołówki i Korytkowa Małego są doliny Rakowej i Bukowej urywające się gwałtownie przy samej dolinie Łady (Buraczyński, 1967). Analiza mapy geomorfologicznej okolic Frampola wskazuje, że doliny te mają kierunek konsekwentny (NE – SW), podobnie jak i inne potoki na przedpolu Roztocza (fig. 2, 5). Od tego kierunku odbiega dolina Białej Łady, biegnąca południkowo i stykająca się koło Sokołówki i Korytkowa Małego z górnymi odcinkami tych dolin. Wąska dolina wcięta na 2 – 3 m w poziom piaszczysty koło Sokołówki stanowi przedłużenie równoleżnikowego odcinka doliny Białej Łady. Jest ona zawieszona 2 m nad współczesnym dnem doliny Białej Łady. Dolina ta długości 2,5 km łączy dolinę Białej Łady z doliną Rakowej. Dwa kilometry poniżej występuje ponowne połączenie się Białej Łady z doliną Bukowej. Strefa połączenia się dolin zaznacza się na odcinku 1 km ścięciem pokrywy piaszczystej aż do gliny morenowej oraz rozwojem form denudacyjnych i wyraźnych linii przepływu wód z doliny Białej Łady do Bukowej (fig. 5).

Z analizy morfologicznej dolin wynika, że doliny Rakowej i Bukowej są dolinami starymi. Są one szerokie, o spadku dna 1‰ , nieznacznie wcięte w poziom piaszczysty. Biała Łada jest rzeką młodą, z aktywnie rozwijającą się doliną. Dolina jest wąska, szerokości 100 – 200 m, wcięta w podłoże od 2 do 6 m, o niewyrównanym spadku dna. W przełomie spadek wynosi 2‰ , na krawędzi zewnętrznej 5‰ , następnie maleje do $1,5\text{‰}$, koło Korytkowa (tab. 1). Poniżej, w odległości ponad 5 km od krawędzi, spadek wzrasta do 3‰ (fig. 6).

Na terenie Kotliny Sandomierskiej Biała Łada ma słabo rozwinięte dorzecze.

MAPA 1

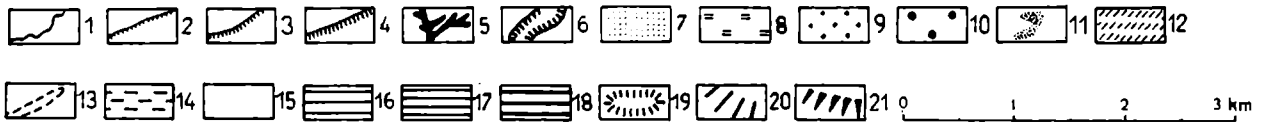
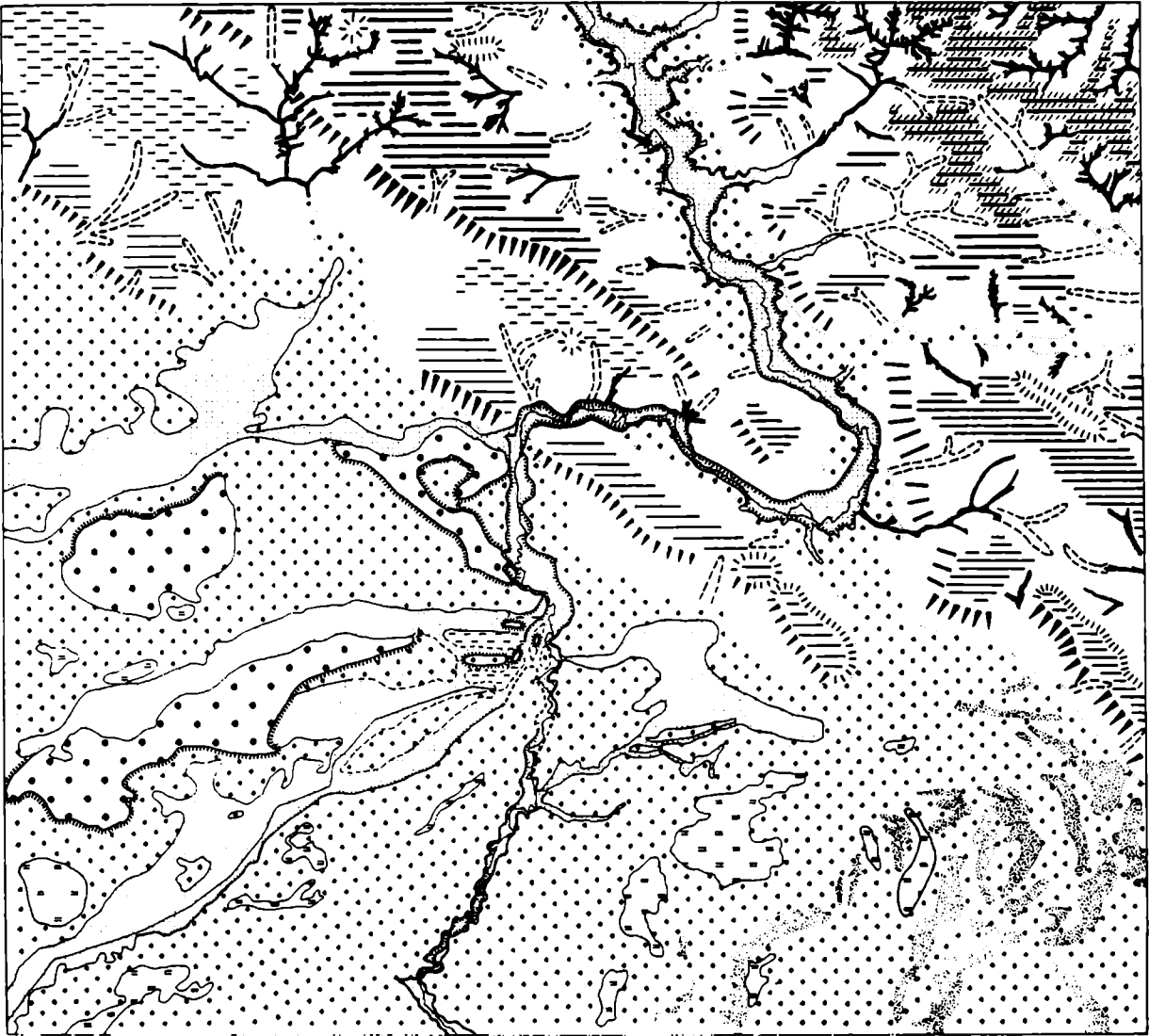


Fig. 5. Mapa geomorfologiczna strefy krawędziowej Roztocza. 1 – koryto rzeczne, 2 – krawędzie o wysokości do 3 m, 3 – krawędzie o wysokości 3–6 m, 4 – krawędzie o wysokości 6–10 m, 5 – wąwozy, 6 – doliny przełomowe, 7 – terasa zalewowa, 8 – równina torfowa, 9 – terasa nadzalewowa, dna suchych dolin, równina akumulacyjna (Vistulian), 10 – równina akumulacyjna wyższa (Saalian), 11 – wydmy. 12 – pokrywa lessowa, 13 – doliny denudacyjne, 14 – równina denudacyjna, 15 – stoki, 16 – powierzchnia strukturalna, 17 – zrównanie wierzchowinowe niższe (górny pliocen), 18 – zrównanie wierzchowinowe wyższe (dolny pliocen), 19 – wzgórza ostańcowe, 20 – zbocza o założeniach tektonicznych, 21 – progi tektoniczne (pliocen)

Fig. 5. Geomorphological map of escarpment zone of Roztocze. 1 – river bed. 2 – scarp under 3 metres high, 3 – scarp 3–6 metres high, 4 – scarp 6–10 metres high, 5 – gullies, 6 – gap valleys. 7 – valley floor, 8 – peat plain, 9 – terrace, floor dry valleys. accumulative plain (Vistulian). 10 – highest accumulative plain (Saalian), 11 – dunes, 12 – loess-cover, 13 – valley-sides. 14 – plain of denudation. 15 – slopes. 16 – structural surface, 17 – low surface of planation (Upper Pliocene), 18 – high surface of planation (Lower Pliocene), 19 – residual hills, 20 – fault-slopes. 21 – fault-line scarp (Pliocene)

Tabela – Table 1

Charakterystyka morfometryczna dolin w strefie krawędziowej Roztocza
Morphometric characteristic of the valleys of the edge zone of the Roztocze

Dolina Valley	Odległość od krawędzi Distance from the edge km	Wysokość terasy Heigh of terrace		Spadek terasy Terrace slope ‰	Spadek dna doliny Slope of valley floor ‰
		bezwzględna absolute m n.p.m.	względna relative m		
Łada	4	240	6	1	2,0
	0	235	6	10	5,0
	2	222	2	4	2,0
	5	218	6	2	1,5
Szum	4	245	4	2	0,7
	0	235	12	11	12,5
	2	220	6	2	3,7
	5	211	3	2	2,5
Sopot	4	267	4	3	2,5
	0	251	18	12	15,0
	2	240	19	3	5,0
	5	220	9	3	2,5
Tanew	4	252	4	1	1,5
	2	250	10	1	10,0
	0	245	20	6	5,0
	2	237	17	2	3,0
	5	223	7	2	2,5

ciągające się wąskim pasem wzdłuż doliny, co wskazuje że jest to forma młoda. Rozwijała się ona w wąskiej strefie przez erozję wgłębną i wsteczną, na co wskazuje niewyrównany spadek. Poprzez erozję wsteczną Biała Łada przeciągnęła górne dorzecze Bukowej.

Zmiany hydrograficzne w strefie krawędziowej Roztocza są młode. Jeszcze obecnie wody powodziowe mogą być przerzucane z doliny Łady do doliny Bukowej. W starszym holocenie przed okresem intensywnego wcinania się rzek, roztockie dorzecze Białej Łady należało do dorzecza Bukowej. Dolina Bukowej swym wyglądem odbiega od typowych dla przedpola Roztocza holocenijskich dolin erozyjnych. Można sądzić, że naśladuje ona stare linie odpływu wód z Roztocza, z okresu młodszego plejstocenu. Dowodem są zachowane pokrywy piasków ze zlodowacenia środkowopolskiego (Racinowski, 1969). W interglacjale wielkim oraz częściowo jeszcze w czasie zlodowacenia środkowopolskiego Biała Łada płynęła koło Kątów, na SW do Bukowej. Odcinek przełomowy poprzez stopień przykrawędziowy między Kątami a Sokołówką został ponownie zajęty przez Ładę. Biała Łada odmłodziła przełom, wcinając się w podłoże zbudowane ze skał miocenijskich pochylonych ku zachodowi i płynęła do doliny Rakowej.

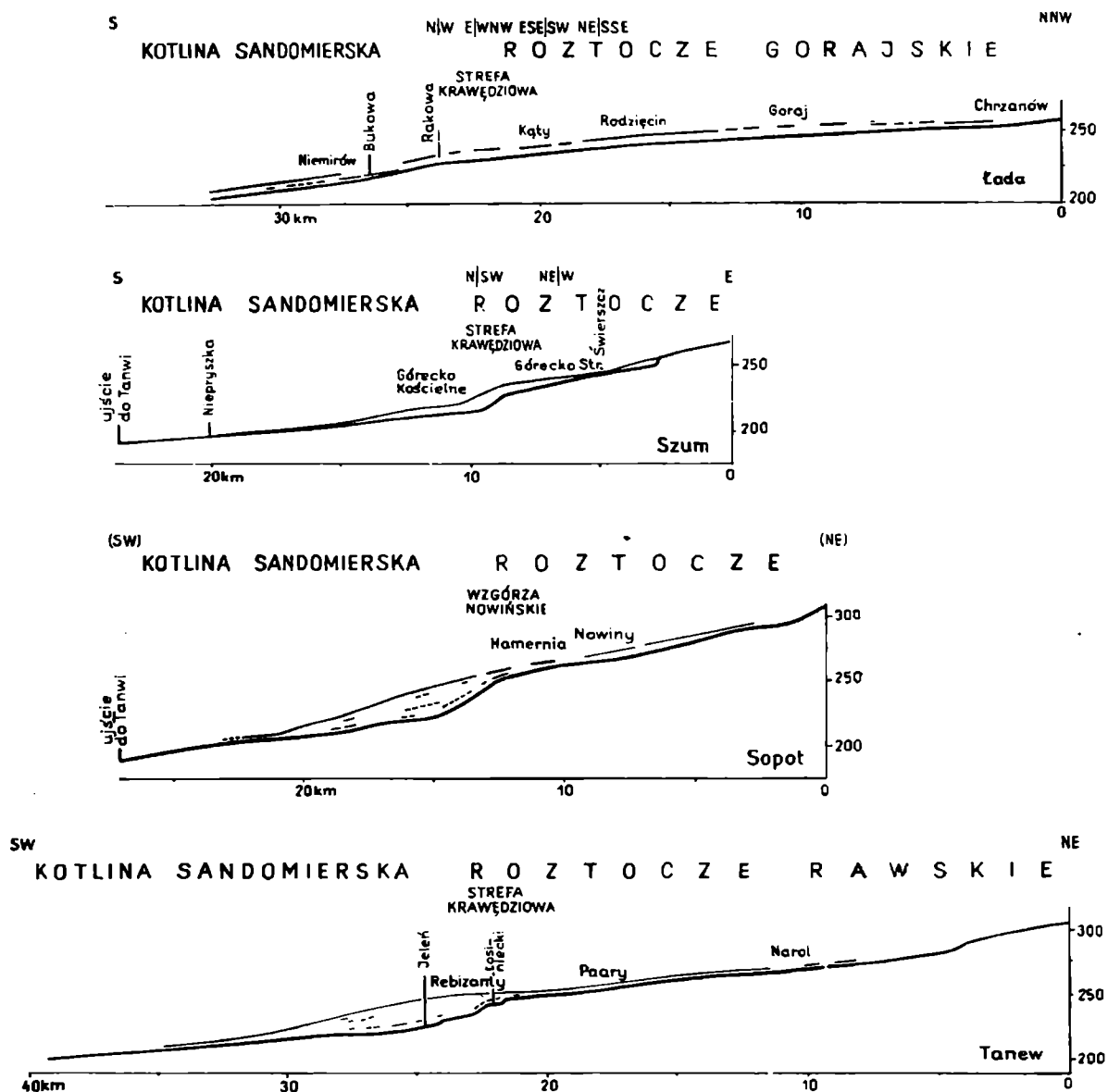


Fig. 6. Profile podłużne dna doliny i terasy nadzalewowej niektórych dolin rzecznych Roztocza
 Fig. 6. Longitudinal profiles of the valley floor and of the terrace of some of the river of the Roztocze

Tanew na Roztoczu płynie równoległe do krawędzi wewnętrznej w kierunku NW, a przy krawędzi zewnętrznej skręca na SW. Potoki Szumu i Sopotu przecinają Roztocze i Kotlinę prostolinijnymi dolinami o kierunku NE – SW. Potoki Szumu, Sopotu oraz Tanwi z Jeleniem i Łosińcem przecinając krawędź tworzą doliny przełomowe wcięte w skalne podłoże z progami w korycie (Nowak, 1922; Jahn, 1956; Maruszczak i Wilgat, 1956).

Charakterystyczną cechą dolin Sopotu oraz Tanwi z Jeleniem i Łosińcem są terasy na zboczach wcięcia potoku w równinę piaszczystą (fig. 7, 8). Po raz pierwszy zwrócił na to uwagę Samsonowicz (1925), który wyróżnił w dolinie Sopotu dwie terasy nadzalewowe. Terasa niższa ma wysokość 25 m koło Hamerni, a w dół doliny obniża się do 15 m. Terasa wyższa wznosi się ponad terasę niższą około 1 m. Maruszczak i Wilgat (1956) ze względu na nieznaczną wysokość i lokalny

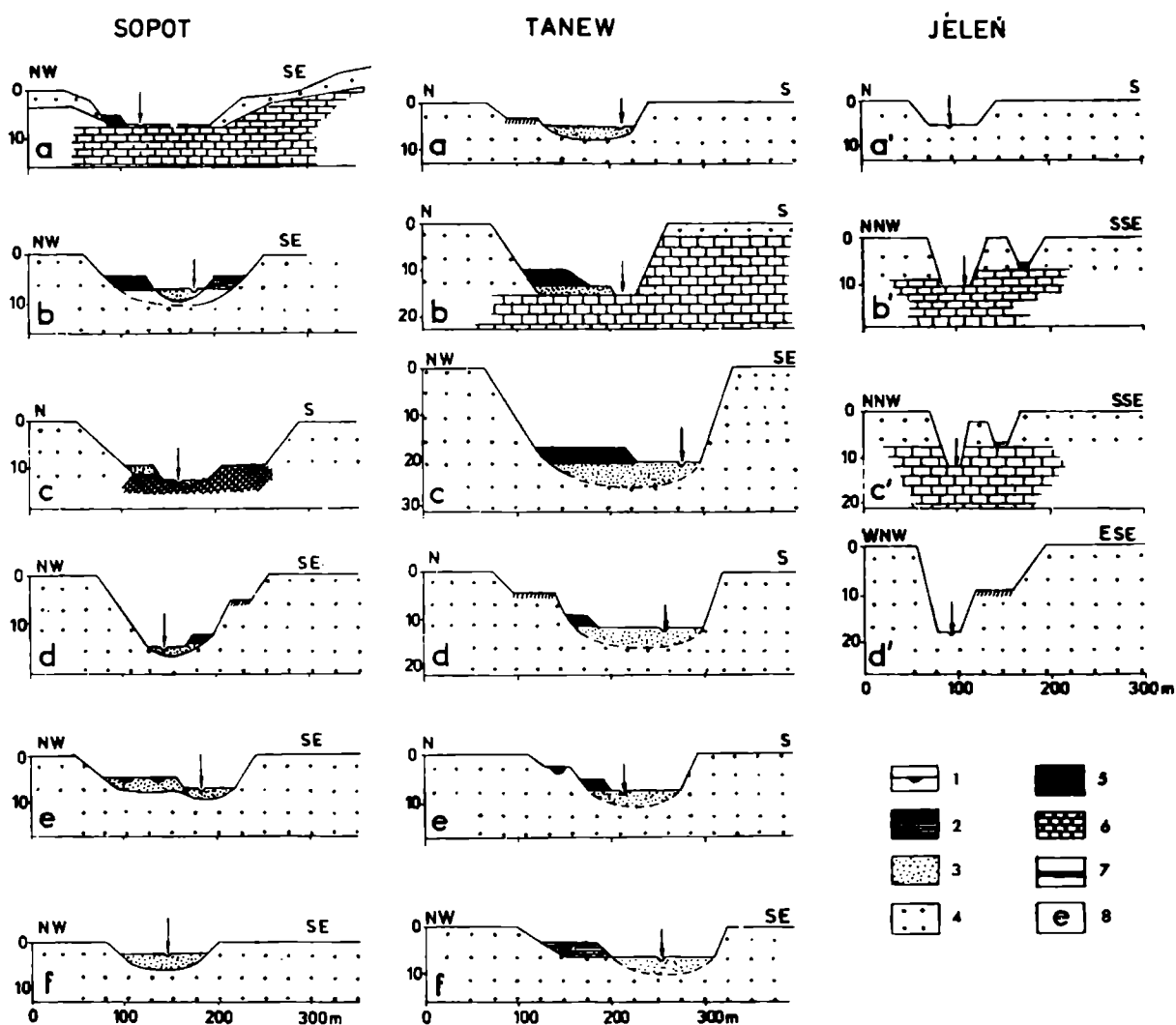


Fig. 7. Przekroje geologiczne przez dolinę Sopotu, Tanwi i Jelenia. 1 – torfy, 2 – mady, 3 – piaski rzeczne, 4 – piaski terasowe, 5 – wapienie mioceńskie, 6 – geza kredowa, 7 – terasa erozyjna. 8 – a–f lokalizacja profili na figurze 8

Fig. 7. Geological sections of the Sopot, Tanew and Jeleń valleys. 1 – peats, 2 – silts, 3 – fluvial sands, 4 – terrace sands, 5 – Miocene limestones, 6 – Cretaceous gaize, 7 – terraces. 8 – a–f localisation of profiles on Figure 8

charakter powierzchni nie uwzględnili ich przy omawianiu rozwoju dolin. Szczegółowe kartowanie tych dolin wykazało, że występują tu trzy systemy teras w postaci ciągłych listew czy izolowanych półek (fig. 6, 7, 8). Terasa niższa jest terasą erozyjno-akumulacyjną o wysokości 4 m w górnej części przełomu, a 2 m w dolnej. Terasa wyższa erozyjna w dolinie Sopotu ma wysokość 10 m w górnej części, a 5 m w dolnej, natomiast w dolinie Tanwi i Jelenia występuje małymi półeczkami o wysokości 8 m. W dolinie Sopotu występuje jeszcze jedna terasa erozyjna, na odcinku profili *d–e* (fig. 8), o wysokości 13–15 m obniżająca się do 8 m. Terasa ta tworzy małe izolowane półeczki wznoszące się krawędzią 3–5 m ponad terasę erozyjną wyższą. Jedynie przy profilu *e* (fig. 8) tworzy ona listwę długości 0,5 km. Ze względu graficznych terasy erozyjne na mapie zostały nie rozdzielone.

Omawiane potoki rozcinają głęboko terasę piaszczystą, której nachylenie na terenie Roztocza jest zgodne z profilem podłużnym doliny. W Kotlinie Sandomier-

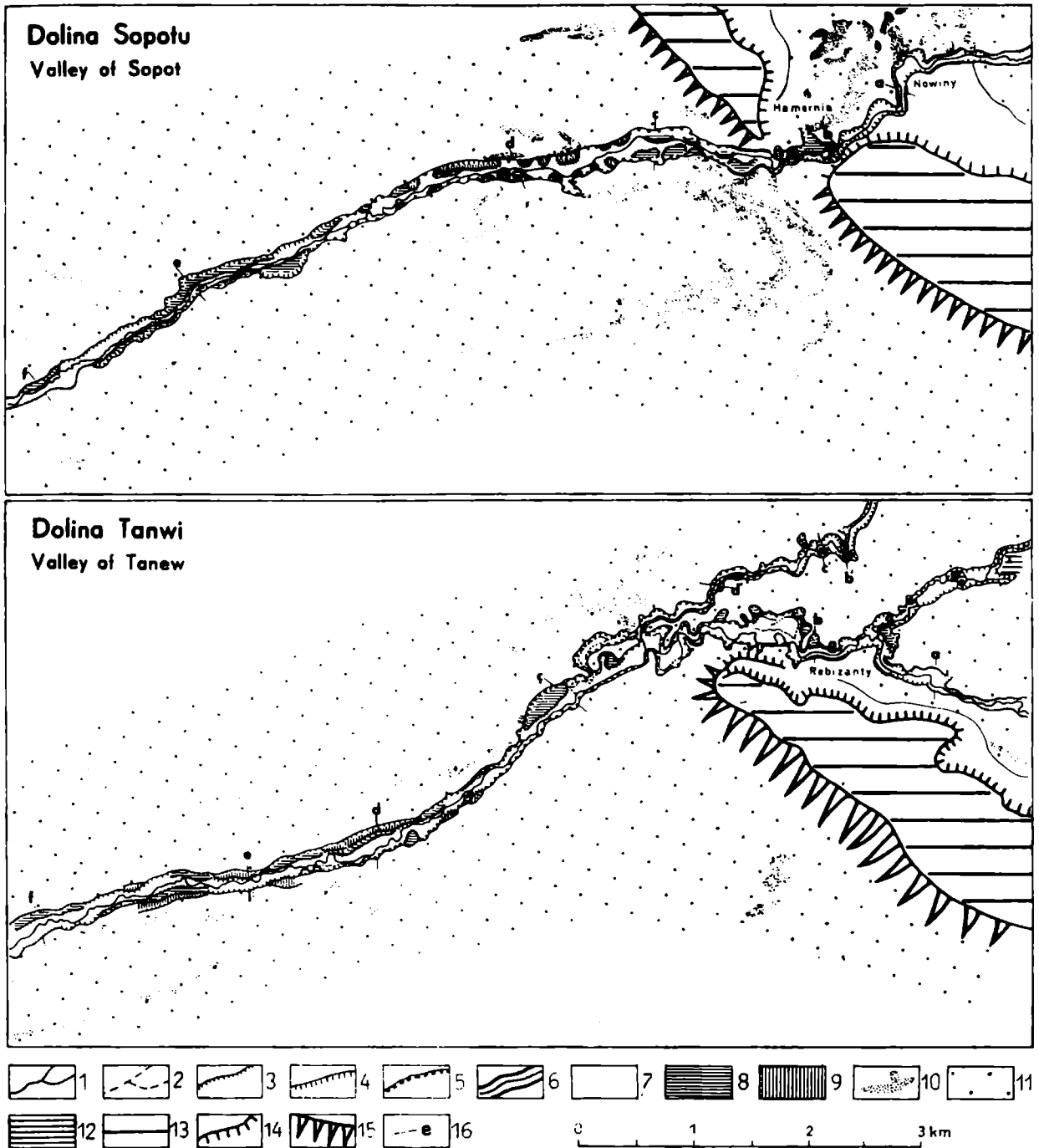


Fig. 8. Mapa geomorfologiczna strefy krawędziowej Roztocza (dolina Sopotu i Tanwi). 1 – koryto rzeczne, 2 – starorzecza, 3 – krawędź terasy o wysokości 3–4 m, 4 – krawędź terasy o wysokości 6–10 m, 5 – krawędź terasy o wysokości 15–20 m, 6 – doliny przełomowe z progami w korycie, 7 – terasa zalewowa, 8 – terasa erozyjno-akumulacyjna o wys. 3–4 m (młodszy holocen), 9 – terasa erozyjna o wysokości 8–10 m (starszy holocen), 10 – wydmy, 11 – równina akumulacyjna (Vistulian), 12 – terasa erozyjna o wys. 20–30 m (starszy plejstocen), 13 – zrównanie wierzchowinowe niższe (górnny pliocen), 14 – krawędź denudacyjno-strukturalna (plejstocen–pliocen), 15 – krawędź tektoniczna (pliocen). 16 – linia przekroju geologicznego

Fig. 8. Geomorphological map of escarpment zone of Roztocze (Valley of Sopot and Tanew). 1 – river bed, 2 – abandoned loops, 3 – scarp of river terrace 3–4 metres high, 4 – scarp of river terrace 6–10 metres high, 5 – scarp of river terrace 15–20 metres high, 6 – gap valleys with rock steps in river bed, 7 – valley floor, 8 – terrace plain 3–4 metres high (Younger Holocene), 9 – terrace plain 8–10 metres high (Older Holocene), 10 – dunes, 11 – accumulative plain (Vistulian), 12 – terrace plain 20–30 metres high (Older Pleistocene), 13 – low surface of planation (Upper Pliocene), 14 – denudation structural edge (Pleistocene–Pliocene), 15 – fault-line scarp (Pliocene). 16 – line of geological section

skiej terasa ta przechodzi w rozległy poziom piaszczysty. Wysokość względna terasy wynosi 20 m przy krawędzi zewnętrznej Roztocza, a następnie obniża się ona gwałtownie do kilku metrów (tab. 1). Profil terasy nadzalewowej jest niezgodny z profilem podłużnym potoku. Jest on wypukły, podczas gdy profil potoku jest wklęsły (fig. 6). Potok rozcina poziom piaszczysty wcinając się w kilku miejscach aż do kredy lub trzeciorzędu. Profil podłużny potoków Szumu i Sopotu jest zaburzony dwiema liniami szypotów, a w dolinie Tanwi trzema. Na fakt niezgodności profilu podłużnego terasy nadzalewowej i potoku Szumu zwrócili uwagę Buraczyński (1955) oraz Jahn (1956). Pierwszą charakterystykę geomorfologiczną szypotów Tanwi i Jelenia przedstawili Chałubińska, Kęsik i Wilgat (1954).

Pokrywa piaszczysta na przedpolu Roztocza rozwinęła się w warunkach intensywnego wietrzenia na garbach Roztocza (Jahn, 1956). Brak szaty leśnej spowodował gwałtowny spływ wód opadowych i intensywny transport rumowiska do dolin rzecznych. W warunkach klimatu peryglacjalnego, rzeki spływające z Roztocza charakteryzowały się dużymi wahaniami stanów wody oraz dużym jej przeciążeniem przez transportowane rumowisko. Były to rzeki dzikie fazy roztokowej wypełniające doliny osadami facji korytowej (Falkowski, 1971). Stąd też równina piaszczysta zbudowana jest głównie z piasków. Materiał wynoszony z Roztocza akumulowany na przedpolu ulegał jeszcze dalszemu przemieszczaniu i obróbce przez procesy eoliczne, silnie działające w Vistulianie, jak to stwierdził Dylik (1969) również na przedpolu Wyżyny Łódzkiej.

Wcięcie dolin w pokrywę piaszczystą nastąpiło w związku z postglacjalną zmianą klimatu oraz natężenia procesów geomorfologicznych. Spowodowało to zmianę fazy roztokowej na meandrową. Falkowski (1971) uważa, że faza meandrowania rzek zaczyna się dopiero w okresie borealnym, a zdaniem Kozarskiego i Rotnickiego (1978) miało to miejsce znacznie wcześniej, bo w późnym glacie. Za postglacjalnym wcięciem dolin na Roztoczu wypowiedali się Jahn (1956) oraz Maruszczak i Wilgat (1956). Dowodzi tego młody wygląd dolin Szumu, Sopotu oraz Tanwi z Jeleniem i Łosińcem.

Wcinanie dolin odbywało się nierównomiernie przy krawędzi Roztocza. Rozwój ich następował przez podcinanie zboczy meandrującą rzeką, o czym świadczy występowanie teras erozyjnych w dolinach. W starszym holocenie dolina wcina się na kilka metrów, a następnie przez boczny rozwój tworzy terasę erozyjną. Następny okres erozyjny spowodował głębokie wcięcie. Rozwój dużych meandrów utworzył głęboko wcięte w zbocza dolin zatoki. Śladem tej działalności jest powstanie terasy erozyjno-akumulacyjnej, zbudowanej z piasków przykrytych madami. Na powierzchni tej terasy zachowały się ślady starorzeczy wypełnione torfem (fig. 7).

Rozwój dużych meandrów można wiązać z okresem atlantyckim. Przemawiają za tym etapy rozwoju doliny jak i wypełnienie starorzeczy torfami. Najmłodszy okres wnięcia doliny związany jest z niszczeniem lasów i rozwojem rolnictwa w okresie subatlantyckim. W okresie tym doliny wcięły się na 2–4 m (fig. 7). Współcześnie rzeki są w fazie meandrowania, tworzą jednak tylko małe meandry.

MŁODOCZWARTORZĘDOWE RUCHY TEKTONICZNE
W STREFIE KRAWĘDZIOWEJ ROZTOCZA

W rzeźbie Roztocza dużą rolę odgrywają krawędzie. Szczególne znaczenie ma krawędź południowa, odpowiadająca ważnej linii tektonicznej. Składa się ona z szeregu prostolinijnych krawędzi tworzących system stopni. Główne linie tektoniczne Roztocza mają kierunek WNW – ESE i NW – SE. Związek krawędzi z liniami tektonicznymi był stwierdzony przez licznych badaczy od dawna (Pawłowski, 1938; Jahn, 1956; Maruszczak i Wilgat, 1956; Muchowski, 1970). Również północna krawędź Roztocza rozwinęła się na linii tektonicznej, co stwierdzono niedawno. Wyraźnie rysuje się ona w dolinie Poru na linii uskoku Zakrzew – Sułów oraz w dolinie Sołokiji na linii uskoku Zamość – Rawa Ruska (Buraczyński, 1974b, 1975).

Strefa krawędziowa Roztocza rozwinęła się dzięki mioceńskiej tektonice odmłodzonej przez tektonikę plioceńską i czwartorzędową. Działalność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza jest w dalszym ciągu żywa czego przejawem jest specyficzna rzeźba. Na krawędzi występują doliny przełomowe Szumu, Sopotu, Tanwi i Jelenia, głęboko wcięte w podłoże, z charakterystycznymi szypotami w korytach. Zaburzony profil podłużny tych dolin, zdaniem Nowaka (1922), Samszonowicza (1925) i Jahna (1956), był efektem procesów neotektonicznych.

Na podstawie badań dolin w strefie krawędziowej stwierdzono, że rzeki przecinające krawędź Roztocza są nierównomiernie wcięte w podłoże. Najsilniej są wcięte potoki: Sopot, Tanew i Jeleń, a ku zachodowi wcięcie dolin maleje, czego przykładem są doliny Szumu i Białej Łady (fig. 6). Profil podłużny potoków przecinających krawędź jest wklęsły, natomiast profil terasy nadzalewowej jest wypukły.

Doliny przecinające krawędź Roztocza wcinają się etapami, o czym świadczą trzy systemy teras erozyjnych. Przedstawione fakty wskazują, że wcinanie dolin na krótkim odcinku w strefie krawędziowej jest uwarunkowane ruchami podnoszącymi. Wcięcie dolin w holocenie wyniosło 10 – 20 m, to znaczy że średnio wyniosło ono 1 – 2 mm/rok. Największe wcięcie dolin wypada na linii krawędzi i jest zgodne ze współczesnymi ruchami wynoszącymi na Roztoczu Tomaszowskim 1 mm/rok, maleje natomiast ku zachodowi tak, że na Roztoczu Gorajskim wynosi poniżej 1 mm/rok (Kowalski, Liszkowski, 1972). Występowanie trzech teras erozyjnych wskazuje, że mamy tu do czynienia z trzykrotnymi przejawami ruchów neotektonicznych – ze schyłku Vistulianu, starszego holocenu i obecnie.

Przedstawione wyniki potwierdzają koncepcję Jahna (1956), który na podstawie faktów geomorfologicznych wiązał wcięcie dolin strefy krawędziowej z ruchami postglacjalnymi. Za trzykrotnymi przejawami ruchów neotektonicznych na Roztoczu wypowiedzieli się Harasimiuk i Henkiel (1975) na podstawie trzech generacji rozwartych szczelin. Również badania hydrogeologiczne potwierdzają przejawy ruchów neotektonicznych. Strefa krawędziowa Roztocza wykazuje powiększenie pojemności zbiornikowej podłoża, poszerzenie gęstej sieci młodych spękań, w związku z odprężeniem wynurzanego masywu. Zaznacza się to również obniżeniem zwierciadła wód podziemnych (Malinowski, 1977).

WNIOSKI

1. Rozwój ruchów neotektonicznych nawiązuje do głównych miocenijskich linii tektonicznych. Ruchy neotektoniczne powodują dźwiganie całego wału Roztocza oraz opadanie zapadliska przedkarpackiego.

2. Przejawem holocenijskich ruchów są doliny przełomowe na południowej krawędzi Roztocza Tomaszowskiego. Na Roztoczu Gorajskim zaznaczyły się kilkakrotnymi zmianami biegu potoku Białej Łady przy krawędzi. Natomiast w dolinach Branwi, Białej i Sanny procesy neotektoniczne zaznaczają się słabo, tylko nierównomiernym spadkiem dna.

3. Na północnej krawędzi Roztocza brak form geomorfologicznych związanych z ruchami neotektonicznymi. Zaznaczają się one natomiast w zjawiskach hydrogeologicznych w dolinie Poru.

4. Badania dolin strefy krawędziowej dostarczyły szereg szczegółowych faktów geomorfologicznych, niezgodność profili podłużnych rzeki i terasy akumulacyjnej oraz występowanie teras erozyjnych, potwierdzających koncepcję Jahna (1956) o postglacjalnych ruchach neotektonicznych na Roztoczu.

WYKAZ LITERATURY – REFERENCES

- Areń B. (1962), Miocen Roztocza Lubelskiego pomiędzy Sanną a Tanwią. (Miocene of the Lublin Roztocze Range between the Sanna and Tanew Rivers). *Pr. Inst. Geol.* 30, 3: 5–86. Warszawa.
- Bielecka M. (1960), Warunki geologiczne występowania torfu interstadialnego w okolicy Zaklikowa. (Geological Conditions of Occurrence of Interstadial Peat in the Region of Zaklików). *Kwart. Geol.* 4: 205–216. Warszawa.
- Bielecka M. (1967), Trzeciorząd południowo-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. (The Tertiary of the South-Western Part of Lublin Upland). *Biul. Inst. Geol.* 206: 115–188. Warszawa.
- Buraczyński J. (1955), Morfologia dorzecza Szumu. *Arch. Zakł. Geogr. UMCS*: 30. Lublin.
- Buraczyński J. (1967), Zarys geomorfologii Roztocza Zachodniego. (Essai géomorphologique du Roztocze Occidental). *Annales UMCS*, B, 22: 77–123. Lublin.
- Buraczyński J. (1974a), Charakterystyka morfologiczna Roztocza w okolicy Lipowca. *Przewodnik XII Og. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*: 160–168. Lublin.
- Buraczyński J. (1974b), Zarys geomorfologii Roztocza Rawskiego. (Essai géomorphologique du Roztocze Rawskie). *Annales UMCS*, B, 29: 47–76. Lublin.
- Chałubińska A., Kęsik A., Wilgat B. (1954), Przewodnik wycieczki na Roztocze. Okolice Suśca. *Przewodnik V Og. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.*: 108–124. Lublin.
- Dylik J. (1969), L'action du vent pendant le dernier âge froid sur le territoire de la Pologne Centrale. *Biuletyn Perygl.* 20: 29–44. Łódź.
- Falkowski E. (1971), Historia i prognoza rozwoju układu koryta wybranych odcinków rzek nizinnych Polski. (History and Prognosis for the Development of Bed Configurations of selected Sections of Polish Lowland Rivers). *Biuletyn Geol. UW*, 12: 5–121. Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A. (1975), Przejawy młodoczwartorządowych ruchów tektonicznych w strefie krawędziowej Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. (The Manifestations of late Quaternary Tectonic Movements in marginal Zone of Lublin Highland and Roztocze) *I Krajowe Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*: 231–238. Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Pękala K. (1971), Rola neotektoniki w rozwoju współczesnych procesów krasowych w strefie SW krawędzi Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. (Tectonic Influences on the Development of Recent Karst Processes in the Borderland of Lublin Upland and Roztocze). *Annales UMCS*, B, 26: 203–218. Lublin.

- J a h n A. (1956), Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau). *Prace Geogr. PAN*, 7: 453. Warszawa.
- J a r o s z e w s k i W. (1977), Sedymentacyjne przejawy miocেনskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. (Sedimentary Evidence for Miocene Tectonic Activity in the Central Roztocze). *Prz. Geol.* 8–7: 418–427. Warszawa.
- K o w a l s k i W.C. (1975), Wpływ współczesnych i neotektonicznych ruchów skorupy ziemskiej na akumulację i denudację. (The Influence of Recent and Neotectonic Crustal Movements on Accumulation and Denudation). *I Krajowe Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*: 57–76. Warszawa.
- K o w a l s k i W.C., L i s z k o w s k i J. (1972), Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. (The Dependence between the Recent Vertical Movement of the Earth's Crust in Poland and its Geological Structure). *Biuletyn Geol. UW*, 14: 5–19. Warszawa.
- K o z a r s k i S., R o t n i c k i K. (1978), Problemy późnowürmskiego i holocেনskiego rozwoju dolin na Niziu Polskim. (Problems concerning the Development of Valley Floors during Late-Würm and Holocene in the Polish Lowland). *Pozn. Tow. Przyj. Nauk., Prace Kom. Geogr.-Geol.* 19: 57. Poznań.
- L a s k o w s k a - W y s o c z a ń s k a W. (1979), Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpacckiego u podnóża Roztocza. (Quaternary Vertical Movements of Marginal Zone of the Carpathian Foredeep in Front of the Roztocze). *Prz. Geol.* 6: 318–321. Warszawa.
- M a l i n o w s k i J. (1977), Wpływ neotektoniki na zmiany stosunków hydrogeologicznych Roztocza. (The Influence of the Neotectonics on changes in Hydrogeological conditions in the Roztocze Area). *Kwart. Geol.* 21: 51–58. Warszawa.
- M a r u s z c z a k H., W i l g a t T. (1956), Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego. (Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). *Annales UMCS*, B, 10: 45–80. Lublin.
- M u c h o w s k i J. (1970), Wpływ aktywności tektonicznej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej na zróżnicowanie facjalne i rozprzestrzenienie morskich osadów miocেনskich. (Influence of tectonics of the Marginal Zone in the Lublin Upland upon facial and spatial Differentiation of the marine Miocene Deposits). *Prz. Geol.* 8–9: 398–400. Warszawa.
- N e y R. (1966), Wgłębny przekrój krawędzi Roztocza w Józefowie (in Polish only). *Sprawozd. Pos. Kom. PAN Oddz. w Krakowie* 9, 2: 520–524. Kraków.
- N e y R. (1969a), Miocen południowego Roztocza między Horyńcem a Łowczą i przyległego obszaru zapadliska przedkarpacckiego. (Miocene of the Southern Roztocze, between Horyniec and Łowcza, and of the Adjacent Area of the Carpathian Foredeep). *Prace Geol. PAN Oddz. Krakowski.* 60: 94. Warszawa.
- N e y R. (1969b), Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpacckiego. (Structural Stages in the North-Eastern Border of the Carpathian Foredeep). *Prace Geol. PAN Oddz. Krakowski.* 53: 102. Warszawa.
- N o w a k J. (1922), Z wycieczki w Narolszczyznę. *Ziemia* 7: 127–128. Warszawa.
- P a w ł o w s k i S. (1938), Sur la morphologie de la lisière meridionale du Plateau de Lublin. *Bull. Ac. Sc.*, A: 366–372. Cracovie.
- P o ż a r y s k i W. (1974), Obszar świętokrzysko-lubelski (in Polish only). *Budowa geologiczna Polski IV. Tektonika cz. I*: 343–363. Warszawa.
- R a c i n o w s k i R. (1969), Sedymentacja osadów czwartorzędowych w okolicy Biłgoraja. (Sedimentation of Quaternary Deposits in the Vicinity of Biłgoraj). *Biul. Inst. Geol.* 220: 275–287. Warszawa.
- R ü h l e E. (1969), Sur les mouvements neotectoniques en Pologne. *Geogr. Polonica* 17: 41–54. Warszawa.
- S a m s o n o w i c z J. (1925), Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresja albu i cenomanu w bruździe północno-europejskiej. (Esquisse géologique des environs de Rachów sur la Vistule et les transgressions de l'Albien et du Cénomanien dans le sillon nord-européen). *Spraw. Państw. Inst. Geol.* 3: 45–118. Warszawa.

- Starkel L. (1972), Kotlina Sandomierska (in Polish only). in: *Geomorfologia Polski*, 1: 138—166. Warszawa.
- Żelichowski A.M. (1972), Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. (Evolution of the Geological Structure of the Area between the Góry Świętokrzyskie and the River Bug). *Biul. Inst. Geol.* 263: 97. Warszawa.
- Żelichowski A.M. (1974), Obszar Radomsko-Lubelski (in Polish only). *Budowa geologiczna Polski IV. Tektonika* cz. I: 113—128. Warszawa.
- Бурачинский Я. (1975). Рельеф и четвертичные отложения Розточья. *Тектоника и стратиграфия* 9: 94—98. Киев

SUMMARY

The escarpment zone of the Roztocze was developed on the line of old deep-seated structures as a result of the Tertiary rejuvenation of old faults and the formation of fault steps (WNW—ESE, NW—SE). It separates the lifted structures of the Carpathian Foredeep. The principal traits of the relief are connected with the lithological differentiation of the Miocene sediments and pre-Pliocene movements. Further development of the escarpment zone is connected with Quaternary tectonics.

The Tertiary surface in the escarpment zone of the Roztocze has a diversified relief, covered with Quaternary sediments, 30—80 m thick. The oldest Quaternary formations of the fluvial deposits from the Tegelen interglacial were found in a fossil valley near Biłgoraj (Fig. 1). This supports Pawłowski's (1938) conception about the flow of the San river through the Roztocze. A series of sands 5—20 m thick constitutes the youngest Quaternary formations of the Sandomierz Basin. They build a sand level of a complex origin, developed through the fluvial processes, flood-water and slope accumulation together with the participation of aeolian processes (Fig. 3 and 4). The sand level developed through the reshaping of the older Quaternary covers the Central Polish (Saalian) and Baltic (Vistulian), glaciations.

In the escarpment zone of the Roztocze the rivers flow consequently in the SW direction and on the edge they form gap valleys with steps in the river bed. The Biała Łada river flows in the subsequent valley, changing its course in the edge zone several times (Fig. 5). Changes in the course are connected with the Tertiary and early Quaternary tectonic activities. The Biała Łada river has a non-levelled gradient, a narrow and deep valley and a poorly developed catchment area, whose narrow belt skirts the valley (Table 1, Fig. 6). It is a young form, which cuts across the now inactive upper sections of the valleys of the Bukowa and the Rakowa rivers.

The rivers of the Szum, the Sopot and the Tanew cross the edge, forming valleys deeply incised into the rocky bed. The incision of rivers into the sandy level took place irregularly. On the slopes three erosive terraces in the shape of narrow shelves were formed (Fig. 6, 7, 8). The intensity of erosive processes was connected with the postglacial change of climate and the changes of the braided river into the meander river. The age of the sand level and the analysis of the terraces show that the incision of the river by several meters took place

in the early Holocene. The greatest extent of the valley and the formation of big meanders occurred in the Atlantic period.

The longitudinal profile of the rivers of the escarpment zone is concave and the one of the terrace is convex. This inconsistency proves the existence of epeirogenetic movement in the Roztocze. The incision of the valley is limited to the escarpment zone of a few kilometers and is connected with epeirogenetic movements. In Holocene it amounted to 10–20 m, i.e. 1–2 mm/year. The greatest depth of the valleys occurs on the escarpment line and is consistent with the contemporary movements which in the Roztocze Tomaszowskie amount to 1 mm/year. The occurrence of erosive terraces indicates the three times repeated tectonic movements: in the late Vistulian, in the early Holocene and in modern times.