

Zakład Geografii Regionalnej
Instytut Nauk o Ziemi UMCS

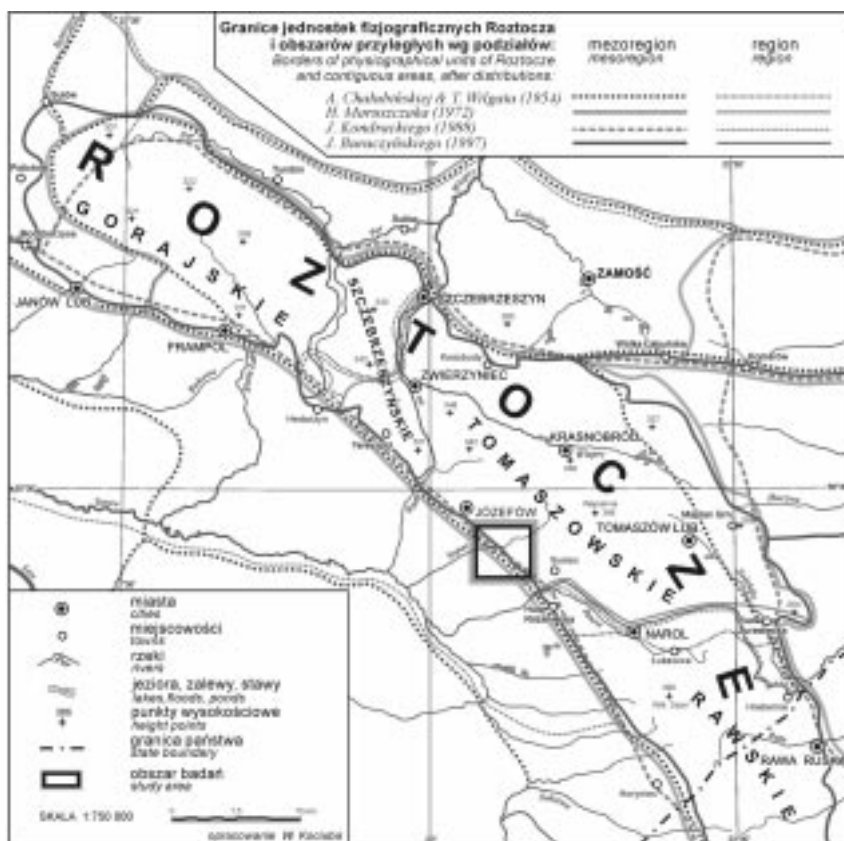
Teresa BRZEZIŃSKA-WÓJCIK

*Przełom doliny Sopotu przez strefę krawędziową
Roztocza Tomaszowskiego (SE Polska)*

The Sopot valley breach across the escarpment zone of Tomaszowskie Roztocze (SE Polska)

Na problem genezy dolin przełomowych oraz progów w ich korytach (Szum, Sopot, Jeleń, Tanew) w południowo-zachodniej strefie krawędziowej Roztocza zwróciło uwagę wielu badaczy: Nowak (1922), Samsonowicz (1925), Chałubińska i in. (1954), Jahn (1956), Maruszczak i Wilgat (1956), Jaroszewski (1977), Buraczyński (1984, 1997), Brzezińska-Wójcik (1996, 1998). Nowak (1922) przypuszczał, że szypoty dopływów Tanwi w strefie krawędziowej Roztocza są związane z młodymi przesunięciami skał na linii krawędzi. Podobnie Samsonowicz (1925) zwrócił uwagę na bardzo młode zmiany tektoniczne w strefie południowo-wschodniej krawędzi Roztocza, bowiem Sopot głęboko wcina się w pokrywę osadów czwartorzędowych na linii krawędzi. Chałubińska i in. (1954) po raz pierwszy opisali dolinę przełomową Sopotu, podając też azymuty szypotów. Okazało się, że azymuty szypotów Sopotu korespondują z przebiegiem krawędzi Roztocza Tomaszowskiego oraz nawiązują do jednego z pomierzonych wówczas systemów spękań (131° , 135°) w osadach badenu Góry Brzezińskiej, położonej na NW od doliny. Jahn (1956) podkreślił związek orientacji dolin przełomowych oraz progów w ich korytach z azymutami spękań ciosowych w skałach kredowych, potwierdzając sugestię Łomnickiego (1898) i Malickiego (1935). Maruszczak i Wilgat (1956) wyszli od koncepcji,

iż szypoty wytworzyły się w skałach trzeciorzędowych, strąconych brzeżnym uskokiem zewnętrznym, a współczesny Sopot wykorzystał starsze obniżenie. W wyniku obniżenia bazy erozyjnej natrafił na zagrzebane pod piaskami skały badenu, w które wciął się tworząc przełom epigenetyczny. Jaroszewski (1977) podtrzymał powyższy pogląd uważając, że dolina Sopotu prawdopodobnie wykorzystuje zatokę (paleodolinę) wytyczoną przez dwa duże poprzeczne uskoki normalno-przesuwowe (ryc. 1, 2). Buraczyński (1984, 1997) nawiązał do spostrzeżeń Samsonowicza (1925) i twierdził, że trzy systemy teras, zachowane fragmentarycznie na zboczach doliny, świadczą o trzykrotnych przejawach ruchów neotektonicznych – u schyłku wistulianu, w starszym holocenie i współcześnie. Wyniki pomiarów kartometrycznych (Brzezińska-Wójcik 1996, 1998) potwierdziły, że odcinek przełomowy doliny Sopotu podlega współcześnie ruchom tektonicznym, zwłaszcza w strefach przecięcia poprzecznego rowu Sopotu uskokiemi podłużnymi nawiązującymi do uskoków starszych.



Ryc. 1. Położenie przełomowej doliny Sopotu
 Situation of the Sopot valley gorge

Wyniki szczegółowego kartowania geologicznego i geomorfologicznego oraz pomiary spękań ciosowych w skałach kampanu i badenu pozwalają na przykładzie doliny Sopotu zweryfikować niektóre dotychczasowe poglądy na rozwój dolin w południowo-zachodniej strefie krawędziowej Rostocza.

STRUKTURALNE UWARUNKOWANIA ROZWOJU PRZEŁOMOWEGO ODCINKA DOLINY SOPOTU

Dolina Sopotu przecina poprzecznie południowo-zachodnią strefę krawędziową Rostocza Tomaszowskiego (ryc. 1). Strefa ta odpowiada ważnej granicy geologicznej uważanej za brzeg zapadliska przedkarpackiego. Uformowana została wzdłuż linii tektonicznych (Ney 1969; Żelichowski 1974), nawiązujących do przebiegu południowo-zachodniej krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej o charakterze głębokiej strefy uskokowo-przesuwczej o dominującej składowej zrzutowej (Żelichowski 1974, 1979). Uskoki normalne powstały w wyniku oddziaływania strefy kolizji karpackiej na jej przedpole i tektonicznego uruchomienia fragmentów strefy Teisseyre'a-Tornquista (Krzywiec, Pietsch 1996).

Współczesna budowa geologiczna, a także rzeźba strefy krawędziowej Rostocza uwarunkowane są w dużym stopniu procesami, które zachodziły w laramijskim piętrze strukturalnym. Od środkowej jury do górnej kredy, w miejscu współczesnej południowo-zachodniej strefy krawędziowej Rostocza, znajdował się basen sedymentacyjny (Niemczycka 1976; Krassowska 1978), zwany synkliną Urzędów–Narol zorientowaną NW–SE (Ney 1969). W piętrze młodopalpejskim, w wyniku inwersyjnego dźwignia środkowej części niecki, skały kredowe zostały uformowane w płaskie brachyfałdy (Cieśliński i in. 1996). W efekcie zmian tektonicznych fałdy zostały przecięte płytkimi uskokami podłużnymi (NW–SE) i poprzecznymi (NE–SW) oraz uformowały się rowy i półrowy, nawiązujące do paleozoicznego planu tektonicznego (Żelichowski 1972, 1983; Pożaryski 1974). W paleocenie obszar synklinorium został wydzwignięty, formując północno-wschodni skłon wału metakarpackiego (Nowak 1927; Połtowicz 1998).

Bardzo istotne znaczenie dla współczesnego obrazu strukturalnego strefy krawędziowej Rostocza miało tworzenie się płaszczowin Karpat zewnętrznych i rozwój zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, Jochym 1997). Trzeciorzędowe ruchy dźwigające odmłodziły paleozoiczne strefy uskokowe i rozczłonkowały inwersyjny wał metakarpacki na różnej wielkości bloki, do których w dużym stopniu nawiązuje współczesna rzeźba strefy (Harasimiuk 1980). We wczesnym sarmacie nacisk przesuwających się płaszczowin karpackich i głębokie ugięcie cienkiej skorupy kontynentalnej spowodowały szybkie obniżanie się

zapadliska przedkarpackiego i wypiętrzenie przedgórskie na północnym przedpolu zapadliska (Krzywiec, Jochym 1997). Ruchy te przyczyniły się do powstania antytetycznych stopni uskokowych, wyraźnie oddzielających zapadlisko przedkarpackie od wydzwigniętego Roztocza. Ostatecznie Roztocze zostało wydzwignięte w środkowym sarmacie, wzdłuż istniejących wcześniej uskoków NW–SE (Jaroszewski 1977). W pliocenie, w wyniku izostatycznego wynoszenia przedgórza Karpat (Oszczypko 1997, 1999), Roztocze zostało rozbite na szereg nierównomiernie wyniesionych bloków, o różnej wielkości i randze, oddzielonych przez poprzeczne rowy i półrowy oraz uskoki tektoniczne (Jaroszewski 1977). Z powodu odnawiania horyzontalnych przesunięć wzdłuż uskoków głębokiego podłoża (Brochwicz-Lewiński, Pożaryski 1986) poszczególne segmenty południowo-zachodniej strefy strefy krawędziowej (bloki) są nierównomiernie dźwigane lub obniżane do czasów współczesnych (Harasimiuk 1980; Brzezińska-Wójcik 1996).

Dolina Sopotu między Nowinami i Hamernią przelamuje się przez fragment wzgórz zewnętrznych południowo-zachodniej strefy krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego, wykorzystując zespół uskoków normalno-przesuwczych o orientacji SW–NE. Dzieli on ten fragment strefy krawędziowej na dwa segmenty: wzgórze Józefowa i wzgórze Nowin przesunięte względem siebie (ryc. 1, 2).

Asymetryczny odcinek przełomowy Sopotu rozpoczyna się koło Nowin. Strone, lewe zbocze, u podnóża którego występują źródła szczelinowe, jest zbudowane z gezy kampanu dolnego. Licznie występująca w nich fauna jest reprezentowana m.in. przez: *Echinocorys cf. magnus* Nietsch, *Pholodomya decussata* Mantell, *Acanthoscaphites cf. quadrispinosus* (Geinitz), *Inoceramus cf. balticus* Boehm, *Limatula decussata* (Münster), *Atira cf. leavis* (Nilsson), *Lima sp.* (Cieśliński 1992). Gezy mają barwę rdzawożółtą i jasnokremową; często są piaszczyste, niekiedy z glaukonitem. Skały kampanu nadbudowane są piaskami kwarcowymi i kwarcowo-glaukonitowymi oraz blocznymi wapieniami facji organodetrytycznej, częściowo piaszczystymi górnego badenu i sarmatu (Areń 1962), o charakterystycznych wielkoskalowych warstwowaniach skośnych (Roniewicz, Wysocka 1997). Zbudowane są przeważnie z okruchów kolonii krasnorostów i mszywołów. Zespoły tych wapieni są przedzielone przerostami mułkowo-ilastymi, marglistymi lub laminowanymi mułowcami wapiennymi. Wapienie zawierają sporadycznie makrofaunę, głównie gruboskorupowe małże (ostrygi, *Chlamys scabrella elegans*) oraz zespoły otwornic złożone z przedstawicieli bentonicznych rodzajów: *Asterigerina*, *Cibicides*, *Elphidium*, *Eponides*, *Miliolidae*, *Reussella* i *Textularia* (Szczechura 1982). W korycie rzeki ławice gezy kampanu dolnego tworzą szypoty o przeważających azymutach: 291–310° i 1–30° oraz wysokości do 60 cm (ryc. 2).

Poniżej Nowin dolina rozszerza się. Kolejny fragment przełomu rozpoczyna się przy krawędzi zewnętrznej, na linii pagórów józefowskich. Koło leśni-

czówki w Hamerni dolina wcina się w rozległy i płaski poziom piaszczysty na głębokość ponad 20 m, a spadek dna wzrasta do 27,9‰. Rzeka wcina się w skały trzeciorzędowe, tworzące nieregularne progi o dominujących azymutach: 291–310° i 201–220° oraz 61–90° i 311–320°. Wysokość szumów wynosi 0,5–1,0 m (Brzezińska-Wójcik 1998). Zbocza doliny są strome (do 40°) (Chałubińska i in. 1954), zbudowane z wapieni organodetrytycznych (Musiał 1987).

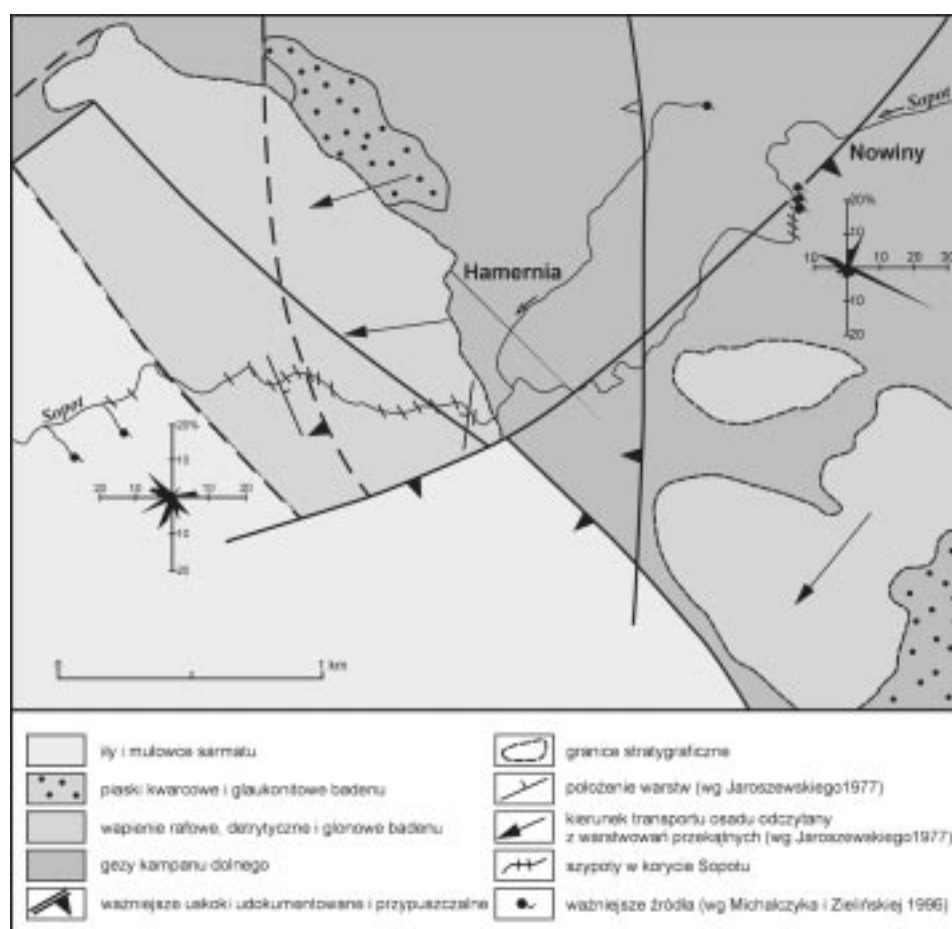
W zboczu doliny, poniżej wodospadów Sopotu, odsłaniają się ility krakowieckie nachylone ku ENE (Jaroszewski 1977). Ingresję otwartego morza sarmackiego umożliwiło antytetyczne przechylenie stopnia nadkrawędziowego wskutek synsedymencyjnego działania uskoku podłużnych. Na osady mułowcowo-iłowcowe facji krakowieckiej składają się ciemnoszare ility, ility piaszczyste, mułowce z laminami i wkładkami piaskowców, w spągu margle ilaste z fauną syndesminową (Popielski 1994).

ZWIĄZEK ORIENTACJI SZYPOTÓW W KORYCIE SOPOTU ZE SPEKANIAMI CIOSOWYMI W SKAŁACH KAMPANU I MIOCENU

Dotychczas uważano, że azymuty (130–155°) szypotów Sopotu nawiązują do przebiegu krawędzi Roztocza Tomaszowskiego oraz do jednego z zespołów spekań (131°, 135°) w skałach badenu Góry Brzezińskiej (Chałubińska i in. 1954). Taką orientację wodospadów potwierdzają też Maruszczak i Wilgat (1956) oraz Buraczyński (1980/81, 1997). Maruszczak i Wilgat (1956) podjęli też próbę wyjaśnienia ich genezy, a Buraczyński (1980/81, 1997), Jaroszewski (1994) i Brzezińska-Wójcik (1997b, 1998) starali się zbadać, dlaczego mimo upływu czasu geologicznego są nadal świeże. Autorzy ci sugerują, w oparciu o wyniki badań geomorfologicznych, geologicznych i kartometrycznych, neotektoniczną aktywność poszczególnych segmentów strefy krawędziowej.

Szczegółowe pomiary spekań ciosowych w gezach kampanu dolnego, odsłaniających się w korycie Sopotu koło Nowin, wskazują na istnienie zespołu ortogonalnego podłużnego 291–310° i poprzecznego 1–30°. Ogólna orientacja szypotów w obrębie ławic gez kampanu dolnego mieści się rzeczywiście w klasie 130–155° (310–335°), określonej po raz pierwszy przez Chałubińską i in. (1954). Spekania ortogonalne podłużne stanowią bowiem aż 50,7% ogólnej liczby pomiarów, natomiast spekania poprzeczne tylko 26,7%. Nasuwa się zatem wniosek, że aktywizowane mogą być spekania podłużne nawiązujące przebiegiem do uskoku podłużnych (ryc. 2).

Pomiary spekań ciosowych w wapieniach organodetrytycznych badenu górnego, odsłaniających się w odcinku przełomowym (dolnym) poniżej Hamerni, wskazują na istnienie dwu zespołów. Pierwszy (301–320° i 31–40°) nawią-



Ryc. 2. Geologia przełomowego odcinka doliny Sopotu (bez osadów czwartorzędowych) (zestawiono według: Jaroszewski 1977, Cieśliński, Kubica i Rzechowski 1996)

The geology of the Sopot breach valley (without Quaternary deposits) (compiled after: Jaroszewski 1977, Cieśliński, Kubica and Rzechowski 1996)

zuje do wyróżnionego w gezach kampanu zespołu ortogonalnego. Spękania ortogonalne podłużne i poprzeczne stanowią po 22,6% ogólnej liczby pomiarów. W tym systemie nie można zatem mówić o dominującej orientacji któregoś ze spękań. Zespołowi ortogonalnemu towarzyszy system diagonalny (291–310° i 61–90°), w którym przeważa (29,1% ogólnej liczby pomiarów) orientacja poprzeczna (61–90°). Orientacja podłużna stanowi tylko 13,0% ogólnej liczby pomiarów. Istnienie w wapieniach organodetrytycznych badenu górnego tych dwu nakładających się zespołów tłumaczy podkreślaną wielokrotnie nieregular-

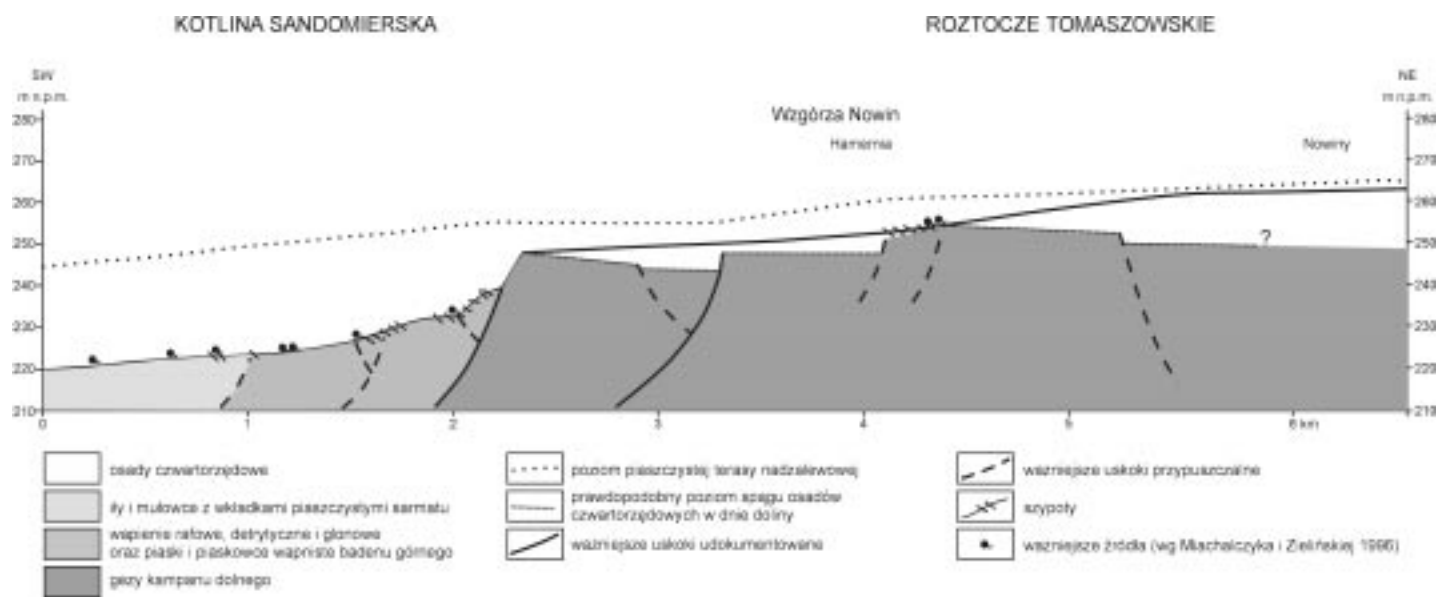
ność progów oraz duże zróżnicowanie ich wysokości (0,5–1,0 m), uwarunkowane blocznością wapieni. Istotnym czynnikiem warunkującym głębokość wcięcia doliny w tym odcinku są zapewne diagonalne poprzeczne spekania ciosowe.

WSPÓŁCZESNA AKTYWNOŚĆ TEKTONICZNA ODCINKA PRZEŁOMOWEGO

Echem neogeńskich faz orogenicznych są potomne ruchy neotektoniczne, którym podlegają mikrobloki południowo-zachodniej strefy krawędziowej Roztocza. Wynikiem nierównomiernego, neotektonicznego dźwignia bloków, powodowanego odnawianiem horyzontalnych przesunięć wzdłuż uskoku głębszego podłoża (Pożaryski, Brochwicz-Lewiński 1978), jest niezwykle urozmaicona współczesna rzeźba strefy (Harasimiuk 1980; Brzezińska-Wójcik 1996).

Na współczesne, ewentualnie niedawne ruchy wypiętrzające w obrębie przełomowych odcinków dolin strefy krawędziowej, do których należy też Sopot, zwracano uwagę od dość dawna (Nowak 1922; Samsonowicz 1925). Wynikało to z faktu wyraźnego wzrostu spadku dna koryta rzek na linii występowania progów (szypotów) (ryc. 3). Nowak (1922) przyjął ruch pionowy podłoża dla wyjaśnienia powstania szypotów na Tanwi. Samsonowicz (1925) badając dolinę Sopotu doszedł do wniosku, że krawędź zewnętrzna ulegała intensywnemu i stałemu wznoszeniu i zapewne trwa to do czasów współczesnych. Koncepcji tej przeciwstawił się Sawicki (1933) argumentując, że istnienie ruchów tektonicznych w strefie krawędzi musiałoby się odbić na systemie rzeczonym Roztocza. Jahn (1956) również wysunął pogląd, że wypukłe profile rzek strefy krawędziowej świadczą o względnie dużej współczesnej aktywności tektonicznej. Maruszczak i Wilgat (1956) tłumaczyli wypukłość koryta i terasy nadzalewowej wtórnym zniekształceniem, któremu uległ profil na skutek współczesnego lub bardzo niedawnego nieznacznego i ograniczonego do niewielkiej przestrzeni ruchu wypiętrzającego na linii uskoku brzeżnego.

Do parametrów, które dość dobrze ilustrują zależność systemu rzeczego od ruchów pionowych, należą: współczynnik wydłużenia dorzecza R_e , kształtu doliny V_f i krętości krawędzi S . Metody morfometryczne były stosowane wcześniej dla obszarów górskich (Bull, McFadden 1977; Sroka 1992; Zuchiewicz 1995a, b), ale również dla innych części Roztocza (Brzezińska-Wójcik 1996). Nie przypisując waloru ścisłości wymienionym metodom można na ich podstawie uzyskać przybliżoną orientację co do zróżnicowania dynamicznego w obrębie dość jednorodnego geologicznie systemu. Wartości wskaźników morfometrycznych (R_e , V_f i S) w dorzeczu Sopotu wskazują na dużą czwartorzędową aktywność tektoniczną przełomowego odcinka doliny, zwłaszcza

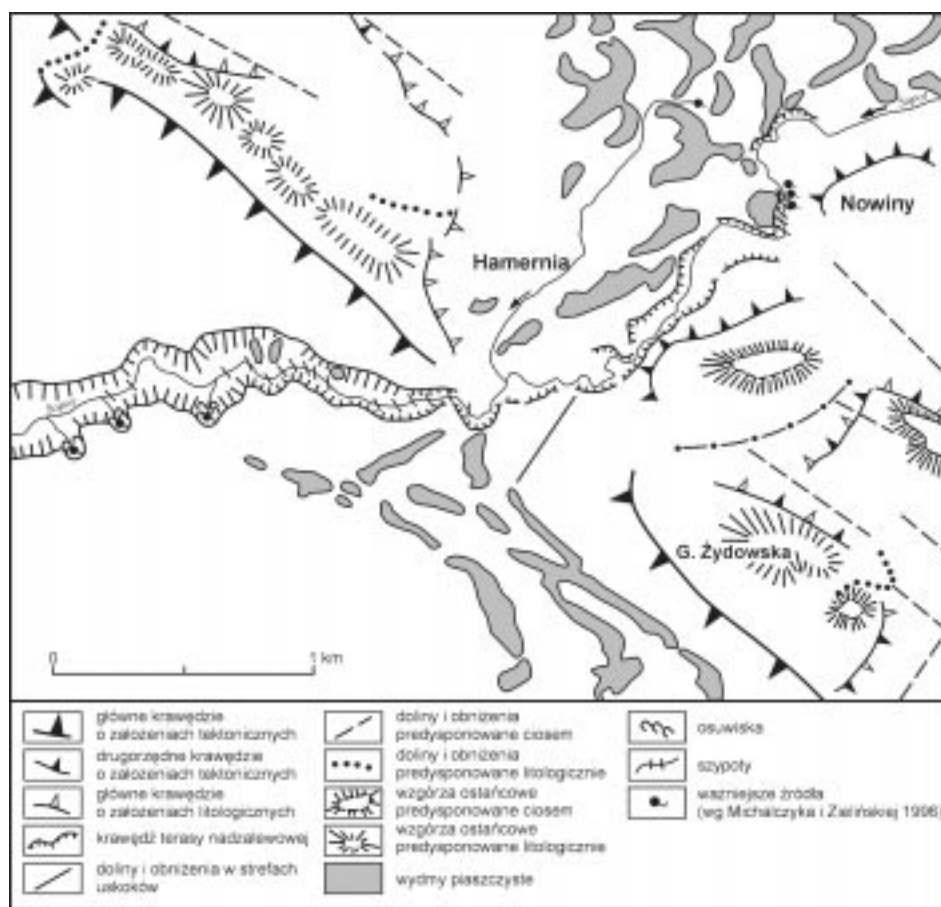


Ryc. 3. Profil podłużny dna doliny Sopotu
Longitudinal profile of the flood bottom of the Sopot valley gorge

w strefach przecięcia poprzecznego zespołu uskoków Sopotu uskokami podłużnymi nawiązującymi do starszych stref nieciągłości (Brzezińska-Wójcik 1996, 1997a). Za dźwiganie przełomowego odcinka doliny Sopotu bądź jego części przemawia ponadto duży spadek dna (27,9‰) oraz system teras erozyjnych. Dolina oddziela bloki strukturalne Nowin i Pardysówki, stanowiące segmenty południowo-zachodniej krawędzi zewnętrznej Roztocza Tomaszowskiego. Wartości współczynnika wydłużenia zlewni R_e ($>0,75$) wskazują na słabą aktywność tektoniczną bloku Nowin. Wartości liniowego współczynnika krętości południowo-zachodniej krawędzi wzgórz nowińskich S (1,2–1,6) sugerują względnie intensywnie podnoszenie krawędzi wzdłuż uskoku brzeźnego. Nieco słabiej blok Nowin jest podnoszony od północy wzdłuż poprzecznego uskoku Sopotu. Analiza obu współczynników skłania do wniosku, że północna część bloku wykazuje brak aktywności tektonicznej względnie bardzo słabą, co potwierdzają wartości wskaźnika V_f (5,3; 7,1). Może to wynikać z nakładania się ruchów podnoszących blok i przełomowy odcinek doliny Sopotu. Blok Pardysówki składa się z kilku mniejszych bloków poprzesuwanym wzdłuż uskoku poprzecznych. Dolina Sopotu sąsiaduje od północy z jego południową, najbardziej aktywną częścią (według wartości wskaźnika R_e).

PALEOGEOGRAFIA PRZEŁOMOWEGO ODCINKA DOLINY SOPOTU

Po dolnobadeńskiej sedymentacji osadów piaszczystych i wapieni litotamniowych, w morzu sięgającym po współczesną krawędź wewnętrzną, nasiliła się aktywność tektoniczna. W późnym badenie jej wynikiem było powstanie normalnych uskoku o orientacji NW–SE o układzie schodowym. Na powstałych w ten sposób zewnętrznych krawędziach przechylonych stopni (bloków) uskokowych następowała sedymentacja wapieni. We wczesnym sarmacie sedymentacji osadów towarzyszyła wzmożona aktywność tektoniczna. Pole naprężeń zyskiwało okresami dużą składową poziomą, w związku z czym ulegało reorientacji, co spowodowało rozwój zrzutowo-przesuwczych uskoku poprzecznych (Oszczypko 1996; Krzywiec, Pietsch 1996). Prawdopodobnie wówczas, w strefie dwu takich uskoku zaczęła się formować dolina przełomowa Sopotu (ryc. 2). Według Jaroszewskiego (1977) na zaplecze wzgórz Pardysówki wciśkały się plastyczne ily krakowieckie. Kurkowski (1998) natomiast sugeruje, że ily te są znacznie młodsze, datowane na interglacjał wielki (Butrym 1992). Wówczas, w warunkach synsedymencyjnego zapadania się dna zbiornika dolinnego następowała akumulacja znacznej miąższości mułków. Tak więc znalezione przez Jaroszewskiego (1977) ily sarmackie (na zapleczu wzgórz Pardysówki) są czwartorzędowe. Prawdopodobne jest, że w czasie zlodowacenia bał-



Ryc. 4. Elementy rzeźby przełomowego odcinka doliny Sopotu
Relief elements of the Sopot valley breach

tyckiego dolina została zasypana piaskami do wysokości terasy nadzalewowej, a wody wypływając na obszar Kotliny Sandomierskiej utworzyły rozległy i płaski stożek. Współczesny Sopot wykorzystał dawne obniżenie i wcinając się w stożek natrafił na zagrzebane pod piaskami skały badenu, w które się wciął tworząc przełom epigenetyczny (Maruszczak, Wilgat 1956). U schyłku wistulianu, w starszym holocenie i obecnie dolina nierównomiernie wcinała się w osady czwartorzędowe i skały trzeciorzędowe strefy krawędziowej, na co wskazują terasy erozyjne (Buraczyński 1984, 1997). Pomiary kartometryczne świadczą, że odcinek przełomowy doliny Sopotu podlega współcześnie ruchom tektonicznym, zwłaszcza w strefach przecięcia poprzecznych uskoku Sopotu usko-

kami podłużnymi nawiązującymi do uskoków paleozoicznych (Brzezińska-Wójcik 1996, 1997a, b).

Istotnym czynnikiem warunkującym istnienie szypotów w korycie odcinka przełomowego doliny Sopotu są spękania ciosowe. W strefie szypotów zbudowanych z geozamian dolnego aktywowane są spękania podłużne nawiązujące przebiegiem do uskoków podłużnych (ryc. 2, 3). W strefie szypotów w wapieniach organodetrytycznych badenu nakładają się dwa zespoły spękań, co tłumaczy podkreślaną wielokrotnie nieregularność progów oraz duże zróżnicowanie ich wysokości, uwarunkowane blocznością wapieni. Istotnym czynnikiem warunkującym głębokość wcięcia doliny w tym odcinku są zapewne diagonalne poprzeczne spękania ciosowe.

Przełomowa dolina Sopotu jest jedyną na Roztoczu, w której rozwijają się współczesne procesy osuwiskowe. Rozwijają się one poniżej drugiej serii szypotów, na zboczach doliny, w strefie kontaktu ilów sarmackich z wapieniami badenu przykrytymi piaskami wydmowymi (ryc. 4). Szereg osuwisk występuje zwłaszcza po lewej stronie doliny, gdzie odsłaniają się ily sarmackie, poniżej południowo-zachodniej krawędzi wzgórz nowińskich, która jest współcześnie względnie intensywnie podnoszona. Osuwiska można nazwać dolinnymi, suforyjnymi, bowiem najczęściej występują w niszach źródłiskowych. Problem genezy osuwisk i ich natury wymaga jednak dalszych szczegółowych badań.

LITERATURA

- Areń B. 1962: Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną a Tanwią. *Prace Inst. Geol.*, 30: 5–86.
- Brochwicz-Lewiński W., Pożaryski W. 1986: Ewolucja rowu środkowopolskiego w permie i mezozoiku i kenozoiku. *Materiały sympozjum: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl alpejski.* Kraków: 8–9.
- Brzezińska-Wójcik T. 1996: Wpływ budowy geologicznej na rozwój rzeźby Roztocza Tomaszowskiego i Rawskiego. *Praca doktorska (niepubl.) Arch. Bibl. Głównej UMCS, Lublin:* 1–120.
- Brzezińska-Wójcik T. 1997a: Aktywność tektoniczna strefy krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych (Tectonic activity of the escarpment zone of Tomaszowskie Roztocze in the light of morphometric coefficients). *Ann. UMCS, B,* 52: 57–75.
- Brzezińska-Wójcik T. 1997b: Topolineamenty strefy krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego i ich związek z planem strukturalnym podłoża (Topolineaments of the escarpment zone of the Tomaszowskie Roztocze and their connection with the structural plan of bedrock). *Ann. UMCS, B,* 52: 41–56.
- Brzezińska-Wójcik T. 1998: The dependence of relief on tectonics in the South-West Escarpment zone of Tomaszowskie Roztocze (SE Poland). *Landform Analysis.*

- Bull W. B., McFadden L. D. 1977: Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. [W:] Geomorphology in arid regions. Binghamton symposia in geomorphology, ed. D. O. Doehring, 8: 115–138.
- Buraczyński J. 1955: Morfologia dorzecza Szumu. Arch. Zakł. Geogr. Fiz. UMCS, Lublin: 1–30.
- Buraczyński J. 1980/81: Development of Valleys in the Escarpment Zone of the Roztocze. Ann. UMCS, B, 35/36: 81–102.
- Buraczyński J. 1974: Zarys geomorfologii Roztocza Rawskiego. (Essai géomorphologique du Roztocze Rawskie). Ann. UMCS, Lublin, B, 29 (1976): 47–76.
- Buraczyński J. 1984: Wpływ tektoniki na rozwój dolin strefy krawędziowej Roztocza (The influence of neotectonics on development of valleys of the escarpment zone of the Roztocze). Roczn. Pol. Tow. Geol., 54, 1/2: 209–225.
- Buraczyński J. 1997: Roztocze. Budowa – rzeźba – krajobraz (Geology, Relief and Landscape of Roztocze Upland). ZGR UMCS, Lublin: 1–189.
- Butrym J. 1992: Wyniki datowań termoluminescencyjnych próbek osadów czwartorzędowych z ark. Józefów Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Arch. Przeds. Geol., Kielce.
- Chałubińska A., Kęsik A., Maruszczak H., Wilgat T. 1954: Przewodnik wycieczki po Roztoczu. Przew. V Zj. Pol. Tow. Geogr., Lublin.
- Cieśliński S. 1992: Ekspertyza stratygraficzna z osadów kredy górnej ark. Krasnobród. Materiały rękopiśmienne. Arch. Przeds. Geol., Kielce.
- Cieśliński S., Wyrwicka K. 1970: Kreda obszaru lubelskiego. Przew. XLII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin, 3–5.09.1970: 56–74.
- Cieśliński S., Kubica B., Rzechowski J. 1996: Mapa geologiczna Polski. 1:200 000. Tomaszów Lubelski, Dołhobyczów. B – Mapa bez utworów czwartorzędowych. Wyd. Kartogr. Polskiej Agencji Ekologicznej S.A., Warszawa.
- Haber M. 1989: Dwa przekroje geofizyczne SW–NE w rejonie Chełma Lub. Kwart. Geol., 33, 3/4: 429–446.
- Harasimiuk M. 1980: Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozpr. hab. Wyd. BiNoZ UMCS, Lublin: 1–136.
- Jahn A. 1956: Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (Geomorphology and Quaternary history of Lublin Plateau). Prace Geogr. PAN, Warszawa, 7: 1–453.
- Jarosiński M. 1994: Pomiary kierunków naprężeń skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie analizy breakouts (Measurement of directions of recent lithosphere stress in Poland based on breakouts analysis). Prz. Geol., 42, 12: 996–1003.
- Jarosiński M. 1997: The recent stress field at the edge of the Polish part of the East European Platform. Journal Geophysics, 19: 144–145.
- Jaroszewski W. 1977: Sedymentacyjne przejawy miocenijskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym (Sedimentary evidence for Miocene tectonic activity in the Central Roztocze). Prz. Geol., 25, 8–9: 418–427.
- Jaroszewski W. 1994: Neotektonika i ruchy współczesne. [W:] Tektonika, red. R. Dadlez, W. Jaroszewski. PWN, Warszawa: 423–485.
- Kowalski W. C., Liszkowski J. 1972: Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej (The dependence between the recent vertical

- movements of the Earth crust in Poland and its geological structure). *Biul. Geol. UW, Warszawa*, 14: 5–19.
- Krassowska A. 1978: Analiza paleotektoniczna strefy Biłgoraj–Cieszanów w kredzie. *Kwart. Geol.*, 22, 4: 900–901.
- Krzywiec P., Jochym P. 1997: Charakterystyka miocenijskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery (Characteristics of the Miocene subduction zone of the Polish Carpathians: results of flexural modelling). *Prz. Geol.*, 45, 8: 785–972.
- Krzywiec P., Pietsch K. 1996: Zmienność stylu tektonicznego i warunków sedimentacji na obszarze zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem w świetle interpretacji regionalnych profili sejsmicznych (Tectonics and depositional conditions of the Carpathian Foredeep Basin between Kraków and Przemyśl as a result of regional seismic profiles). *Zesz. Nauk AGH, Geologia*, 22: 49–59.
- Kurkowski S. 1998: Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. *Arkusz Józefów (927)*. Wyd. PIG, Warszawa: 1–32.
- Łomnicki A. M. 1898: Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10, cz. 2. Kraków.
- Malicki A. 1935: Spękania kredy na północnym Roztoczu. *Czas. Geogr.*, 13, Lwów: 104–106.
- Malinowski J. 1977: Wpływ neotektoniki na zmiany stosunków hydrogeologicznych Roztocza. *Kwart. Geol.*, 21, 1: 51–58.
- Malinowski J. 1993: Warunki hydrogeologiczne Roztocza w świetle tektoniki. [W:] *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, red. M. Harasimiuk, J. Krawczuk, J. Rzechowski. Wyd. TWWP, Lublin: 109–117.
- Maruszczak H., Wilgat T. 1956: Rzeźba strefy krawędziowej Roztocza Środkowego (Le relief de la zone lisière du Roztocze Central). *Ann. UMCS, Lublin, B*, 10: 1–107.
- Michalczyk Z., Zielińska B. 1996: Źródła w zlewni górnego Sopotu. [W:] *Źródła Roztocza*, red. Z. Michalczyk, Wyd. UMCS, Lublin: 113–124.
- Musiał T. 1987: Miocen Roztocza (Polska południowo-wschodnia). *Biul. Geol.*, 31: 5–149.
- Ney R. 1969: Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego (Structural stages in the North-Eastern border of the Carpathian Fore-deep). *Prace Geol. PAN Oddz. Krakow.*, 53: 1–101.
- Niemczycka T. 1976: Jura górna na obszarze wschodniej Polski (między Wisłą a Bugiem). *Prace Inst. Geol.*, 77.
- Nowak J. 1922: Z wycieczki na Narolszczyznę. *Ziemia*, 7: 127–128.
- Nowak J. 1927: *Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Stow. Geogr. i Etnogr. w Polsce*, Kraków.
- Oszczypko N. 1996: Miocenijska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego (The Miocene dynamics of the Carpathian Foredeep in Poland). *Prz. Geol.*, 44, 10: 1007–1018.
- Oszczypko N. 1997: The Early-Middle Miocene Carpathian Peripheral foreland basin (Western Carpathian, Poland). *Prz. Geol.*, 45, 10: 1054–1063.
- Oszczypko N. 1999: Przebieg miocenijskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego (The Miocene subsidence of the Polish Carpathian Foredeep). *Prace PIG*, 168: 209–230.
- Połtowiec S. 1998: Dolnosarmacka delta Szczurowej na tle ewolucji geologicznej przedgórze Karpat (The Lower sarmatian delta of Szczurowa on the background of the Carpathian Foreland geological evolution). *Kwart. AGH*, 24, 3: 219–239.

- Popielski W. 1994: Objąsnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Teresopol (893), 1 : 50 000. Wyd. PIG, Warszawa, tab. II: 1–35.
- Pożaryski W. 1974: Obszar świętokrzysko-lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika, cz. I. Wyd. Geol., Warszawa: 314–362.
- Pożaryski W., Brochwicz-Lewiński Z. 1978: On the Polish Trough. *Geologie en Mijanouw*, 50: 545–557.
- Roniewicz P., Wysocka A. 1997: Przykłady cykliczności sedimentacji w utworach miocenu Rostocza. *Prz. Geol.*, 45, 8: 799–802.
- Rühle E. 1976: Dynamika litosfery na obszarze Polski w okresie młodoalpejskiego piętra strukturalnego. *Mater. I Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. t. II*, Wyd. Geol., Warszawa: 112–125.
- Samsonowicz J. 1925: Szkic geologiczny okolic Rachowa nad Wisłą oraz transgresje albu i cenomanu. *Sprawozd. Pol. Inst. Geol.*, 3: 45–118.
- Sawicki L. 1933: Morena denna zlodowacenia starszego od nasunięcia Cracovien (L3) w Huszczce Wielkiej koło Skierbieszowa. *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 9: 113–146.
- Sroka W. 1992: Czwartorzędowa aktywność Sudeckiego Uskoku Brzeźnego w świetle analizy morfometrycznej. [W:] *Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie Sudeckiego Uskoku Brzeźnego. Przew. konf. teren.* 15–17.10.1992: 9–12.
- Szczechura J. 1982: Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta. Paleont. Polonica*, 27: 1–4.
- Wyrzykowski T. 1971: Map of recent absolute velocities of vertical movements of the earths crust surface on the territory of Poland 1 : 2 500 000. *Inst. Geod. Kartogr.*, Warszawa.
- Zuchiewicz W. 1995a: Neotektonika polskich Karpat zewnętrznych w świetle wybranych parametrów morfometrycznych. *Prz. Geol.*, 43, 7: 600–607.
- Zuchiewicz W. 1995b: Neotectonic tendencies in the Polish Outer Carpathians in the light of some river valley parameters. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 29: 55–76.
- Żelichowski A. M. 1972: Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. *Inst. Geol. Biul.*, 263: 92–97.
- Żelichowski A. M. 1974: Obszar radomsko-kraśnicki. [W:] *Budowa geologiczna Polski, IV, Tektonika, I*: 113–128.
- Żelichowski A. M. 1979: Przekrój geologiczny przez brzeźną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, 23, 2.
- Żelichowski A. M. 1983: Mapa tektoniczna 1 : 3 000 000. Tab. 43. [W:] *Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego*, red. S. Kozłowski, A. M. Żelichowski, Wyd. Inst. Geol., Warszawa.

SUMMARY

The Sopot river valley cuts across the south-western escarpment zone of the Tomaszów Rostocze. The zone corresponds to an important geological boundary regarded as the edge of the Carpathian Foredeep. The Sopot valley uses a SW–NE oriented normal fault. It divides a fragment of the escarpment zone into two sections: the Józefów Hills and the Nowin Hills. The Sopot gap consists of an upper breach course in the outcrop zone of Kampanian gaizes, and a lower course – at the foot of the outer edge – in the outcrop zone of Badenian limestones.

In the geological past, the Sopot valley was repeatedly modelled by both external and internal factors. The present picture of its geological structure has been shaped by tectonic movements of the Alpine orogenesis, as well as by erosion and accumulation processes in the Quaternary. Cartometric measurements show that the Sopot valley is currently undergoing tectonic movements, particularly in the zones where the transverse Sopot faults cut across the NW–SE longitudinal faults corresponding to faults in the Palaeozoic. It is also in those zones that steps (steep rapids) occur in the valley-bed.

Joint fissures are an important factor conditioning the occurrence of steep rapids in the bed of the gap tract of the Sopot valley. In the zone of steep rapids built of Kampanian gaizes, longitudinal fissures are activated, with patterns corresponding to longitudinal faults. In the steep rapids zone in detrital limestones of the Badenian, two fissure groups overlap, which explains the repeatedly indicated irregularity of the steps and a large differentiation of their heights, caused by blockness of the rocks. Diagonal transverse joint fissures must be a significant factor conditioning the depth of the valley incision.

Beneath the other steep rapids series, on the valley sides, current landslide processes are developing in the contact zone of Sarmatian clays and Badenian limestones covered with dune sands. A number of landslides occur on the left side of the valley, where Sarmatian clays crop out.