

## Morfometria strefy sudeckiego uskoku brzeźnego między Złotym Stokiem a Dobromierzem

Janusz Badura\*, Witold Zuchewicz\*\*, Adam Górecki\*\*\*, Waldemar Sroka\*\*\*\*, Bogusław Przybylski\*

**Morphometric characteristics of the Sudetic Marginal Fault between Złoty Stok and Dobromierz, SW Poland.** *Prz. Geol.*, 51: 1048–1057.

*S u m m a r y.* The south-eastern portion of the Sudetic Marginal Fault (SMF) between Złoty Stok and Dobromierz in Poland, has been studied using morphometric analysis of both scarp and small drainage basin parameters, as well as of digital elevation models. From among six segments distinguished in the investigated fault fragment nearly 77 km long, that one situated in the Sowie Mts., i.e., segment 3, shows the highest amount of recent uplift of the footwall, testified to by very well preserved triangular facets showing a two-tier arrangement. Morphometric analyses allow us to infer that the most useful parameters to characterise the SMF scarp are the mountain front sinuosity and valley floor width/valley height ratio, whereas the maximum basin relief, relief ratio (i.e., mean basin slope), and basin elongation ratio describe best small drainage basins located at the foot of the scarp. All these parameters clearly indicate that segment 3 of the SMF reveals properties that do not differ much from those typical for young, moderately active normal fault scarps described from elsewhere. This hypothesis is supported by the results of studies of digital elevation models of the fault zone which portray very well a two-tier arrangement of triangular facets, resulting from at least two episodes of recent uplift.

**Key words:** morphometry, morphotectonics, digital elevation models, drainage basin parameters, Sudetic Marginal Fault, SW Poland

Sudecki uskoku brzeźny (SUB) jest jedną z głównych dyslokacji Europy, długości ponad 300 km, z czego blisko 150 km reprezentuje wyraźnie zaznaczona skarpa morfotektoniczna. Ewolucja uskoku była przedmiotem wielu kontrowersji. Dane pośrednie sugerują, iż uskoku ten był aktywny w orogenezie waryscyjskiej, a następnie uległ uaktywnieniu w trakcie kolejnych faz orogenezy alpejskiej. Wiek osadów wskazuje na mobilność w późnym oligocenie, aczkolwiek wielu badaczy sugerowało środkowioceński względnie plioceński wiek uskoku, a jedynie nieliczni wskazywali na możliwość aktywności czwartorzędowej, zwłaszcza dzięki pionowym ruchom glaciostatycznym następującym po kolejnych zlodowaceniach plejstoceńskich. Szczegółowa analiza tarasów rzek rozcinających strefę uskoku, a utworzonych w trakcie ostatnich 200 tys. lat, ujawnia ich dywergencję na linii uskoku; natomiast obecność dolin zawieszonych oraz progów skalnych w dnach dolin sugeruje współczesne wypiętrzanie bloku sudeckiego.

Celem pracy jest charakterystyka fragmentu SUB między Złotym Stokiem a Dobromierzem za pomocą wybranych technik morfo- i kartometrycznych, z uwzględnieniem cyfrowych modeli terenu (DEM) oraz parametrów fizjograficznych małych zlewni potoków rozcinających skarpe uskoku. Dotychczasowe badania morfometryczne, ograniczone do niektórych uznawanych w literaturze światowej za wskaźnikowe parametrów, koncentrowały się na odcinku SUB między Złotoryją i Złotym Stokiem w ujęciu przeglądowym oraz na głównych dolinach tranzytowych rozcinających skarpe uskoku i były prowadzone głównie

na podkładach topograficznych w skali 1 : 50 000 (por. np. Krzyszkowski i in., 1995; Sroka, 1997). W niniejszym opracowaniu po raz pierwszy przedstawiamy zastosowanie cyfrowego modelu terenu opartego na mapach topograficznych w skali 1 : 10 000 oraz pełną gamę parametrów fizjograficznych małych zlewni, obliczonych z zastosowaniem technik cyfrowych na podkładach topograficznych w tej samej skali.

### Stan badań

Sytuacja geologiczna oraz geomorfologiczna SUB była przedmiotem intensywnych badań wielu autorów (Dumanowski, 1961; Oberc & Dyjor, 1969; Grocholski, 1977; Szczegółowa mapa geologiczna Sudetów w skali 1 : 25 000). Neotektoniczną historię SUB próbowali odtworzyć, m.in.: Zeuner (1928), Schwarzbach (1942), Oberc i Dyjor (1969), Dyjor (1975, 1993, 1995), Dyjor i Oberc (1983), Mastalerz i Wojewoda (1993), Krzyszkowski (1994), Krzyszkowski i in. (1995, 1999, 2000), Krzyszkowski i Pijet (1993), Krzyszkowski i Bowman (1997), Krzyszkowski i Biernat (1998), Migoń (1993, 1994, 1995, 1999), Przybylski i Badura (1997) oraz Badura i Przybylski (2000). Parametry morfometryczne skarpu uskoku były analizowane przez Srokę (1997), Migonia i in. (1998), Migonia i Łacha (1998), a ostatnio przez Ranozka (2001). Współczesne ruchy skorupy ziemskiej są badane metodami geodezyjnymi w obrębie wybranych poligonów geodynamicznych (Cacoń & Dyjor, 1995, 2002; Cacoń, 1998; Schenk i in., 1998, 2002a oraz literatura tam cytowana).

Wypowiadano odmienne poglądy na wiek i amplitudę uskoku w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Dyjor (1983) sugerował 150–200 m wypiętrzanie Sudetów wzdłuż SUB w późnym miocenie i pliocenie oraz wypiętrzanie czwartorzędowe rzędu 30–50 m do 50–70 m w segmentach, odpowiednio, NW i SE (Dyjor, 1993). Ta ostatnia sugestia jest zbieżna z danymi odnośnie środkowo-późnoczwartorzędowego podniesienia bloku sudeckiego (20–30 m do 60–80 m), postulowanego przez Zeunera (1928), Krzyszkowskiego (1991), Migonia (1993, 1995) oraz Krzyszkowskiego i Pijet (1993). Niektórzy autorzy

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Dolnośląski, al. Jaworowa 19, 50-122 Wrocław; jbad@pigod.wroc.pl

\*\*Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, ul. Oleandry 2A, 30-063 Kraków; Galicia T. Group; witold@ing.uj.edu.pl

\*\*\*Instytut Melioracji w Falentach, Zespół Sudecki Dolnośląskiego Ośrodka Badawczego we Wrocławiu, ul. Kraińskiego 16, 50-153 Wrocław

\*\*\*\*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Wrocławski, pl. M. Borna 9, 50-204 Wrocław; sroka@ing.uni.wroc.pl

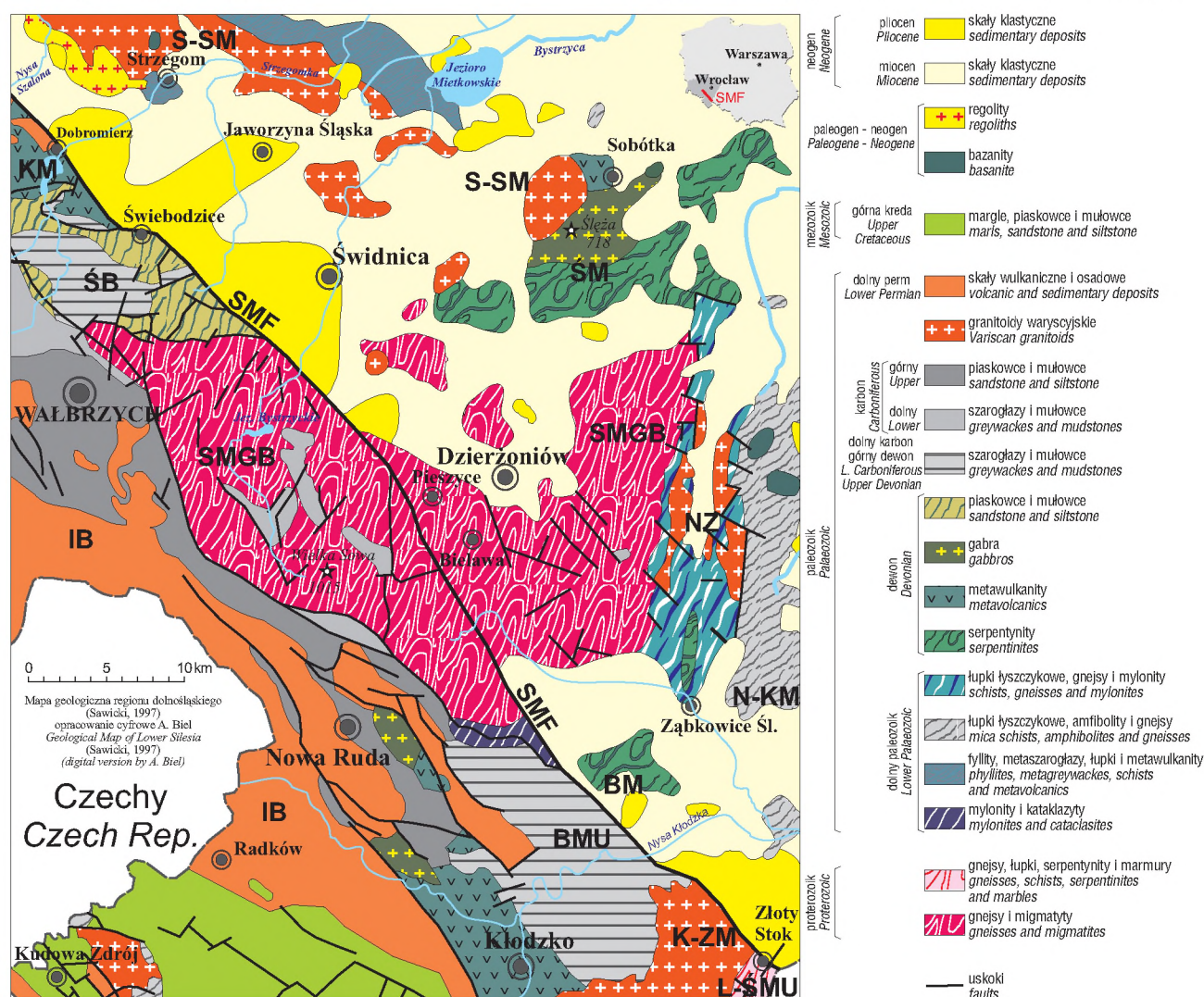


wnioskują jednak o 80–100 m wypiętrzeniu po zlodowaceni u odry (Krzyszkowski, 1991), którego tempo miało zmieniać się w trakcie w trakcie interglacjalów lubelskiego, eemskiego oraz w zlodowaceni u wisły (bałtyckim) i holocenie, odpowiednio: 1,5; 0,15 i 0,05–0,1 mm/rok (Krzyszkowski & Pijet, 1993; Krzyszkowski i in., 1995). Niemniej jednak, główny etap wypiętrzenia bloku sudeckiego musiał zachodzić przed czwartorzędem, na co wskazuje sięgająca 400 m wysokość czoła masywu górskiego (Grocholski, 1977; Krzyszkowski i in., 1995). Dwa epizody wzmożonej aktywności tektonicznej są zazwyczaj wiązane z przełomem pliocenu i czwartorzędu i późnym plejstoceniem (0,2–0,13 Ma). Etapy podnoszenia plejstoceńskiego są dokumentowane przez zuskokowanie trzech tarasów plejstoceńskich (przedodrzańskiej, warciańsko-eemskiej oraz bałtyckiej; Krzyszkowski i in., 1995, 1998, 2000). Wysokości skarp uskokowych przecinających dwa młodsze tarasy wynoszą, odpowiednio: 5–20 m i 1–10 m. Deformacje sejsmotektoniczne serii budujących stożki napływowe rzek rozcinających SUB opisano z NW segmentów uskoku (Mastalerz & Wojewoda, 1993), a zapis historycznych wstrząsów sejsmicznych tej strefy zawierają opracowania Pagaczewskiego (1972) oraz Dyjora i Oberca (1983).

Wyniki badań nad współczesnymi ruchami tektonicznymi skorupy ziemskiej są niejednoznaczne (Wyrzykowski, 1985), wskazując przeważnie na intensywną subsydencję rowów tektonicznych wypełnionych osadami neogeńsko-czwartorzędowymi, a usytuowanych na NE od SUB (Dyjor & Oberca, 1983; Dyjor, 1995; Cacoń & Dyjor, 1995, 2002). Powtarzane kampanie pomiarów GPS (1997–2001) sugerują natomiast obecność niewielkiej składowej lewoprzesuwowej, aczkolwiek dane z SE segmentu SUB wydają się wskazywać na tendencję odwrotną (por. Schenk i in., 2002a).

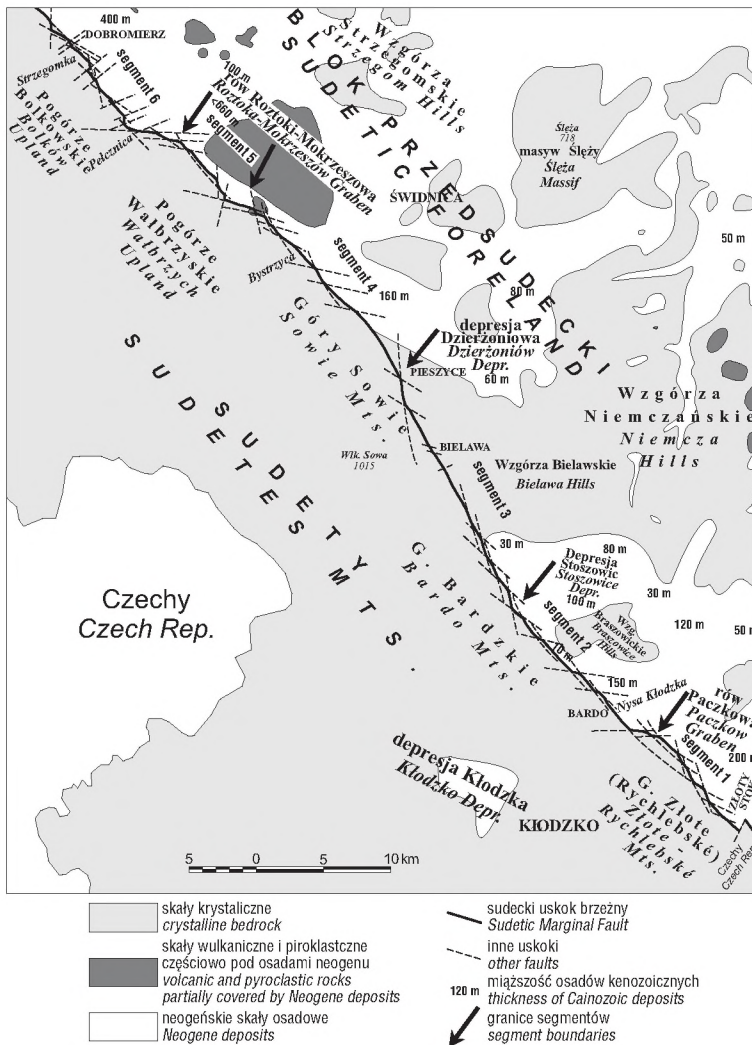
## Metody

Badania kartometryczne polegały na konstrukcji cyfrowych modeli terenu (DEM; *digital elevation models*) ponad 70 km długości fragmentu SUB na podstawie map topograficznych w skali 1 : 10 000 (ryc. 3, 4), dygitalizowanych w programie GIS ArcInfo, a następnie wizualizowanych za pomocą programu SURFER. Mapy topograficzne w formacie rastrowym umożliwiły także analizę — z pomocą programu DIDGER — parametrów fizjograficznych 149 małych zlewni potoków rozcinających skarpe uskokową (ryc. 5, 7; tab. 1, 2) oraz wykreślenie profi-



Ryc. 1. Sudecki uskoc brzeżny na tle budowy geologicznej regionu  
Fig. 1. Geological setting of the Sudetic Marginal Fault





Ryc. 2. Drobne uskoki w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego, interpretowane na podstawie cyfrowego modelu terenu i układu toplineamentów  
 Fig. 2. Small-scale faults in the Sudetic Marginal Fault zone, interpreted from digital elevation model and toplineament pattern

li podłużnych strefy krawędziowej masywu Sudetów (ryc. 6).

**Obszar badań**

Badany odcinek SUB między Złotym Stokiem a Dobromierzem (ryc. 1, 2) ma 77 km długości i dzieli się na sześć segmentów, wyodrębnionych na podstawie dwóch kryteriów: różnej orientacji czoła masywu górskiego oraz zróżnicowanego przebiegu osi dolin rozcinających skarpe uskokową. Segmenty te, o orientacji NW-SE (N28°W do N50°W) i długościach 6,4 km do 17,8 km (tab. 2), ujawniają odrębną budowę geologiczną (ryc. 1, 2), zróżnicowane wysokości szkarp uskokowych i pseudo-uskokowych, odmienne układy trójkątnych lub trapezoidalnych lic progów uskokowych (ryc. 3, 4), a także zmienne wartości parametrów fizjograficznych rozcinających je dolin (ryc. 5).

**Segment 1**, długości 9,5 km i zorientowany N43°W (ryc. 3, 5; tab. 2), przecina G. Złote oraz Bardzkie. G. Złote są zbudowane z gnejsów i łupków krystalicznych z soczewkami wapieni, leptynitów oraz amfibolitów, natomiast wschodnią część G. Bardzkich budują granitoidy kłodzko-złotostockie, odsłaniające się w Obniżeniu Laskówki. Wysokość skarpy uskokowej w rejonie Złotego Stoku wznosi się 100 m wyżej w porównaniu z segmentem założonym na wychodniach granitoidów. W skrzydle zrzuconym znajduje się rów Paczkowa wypełniony osadami neogeńskimi o nieznannej miąższości. Sondowania elektrooporowe sugerują położenie wysokooporowego podłoża na głębokości 400 m, aczkolwiek bardziej prawdopodobną wartością wydaje się być 150–200 m (Badura i in., 2002).

**Segment 2**, długości 12,6 km i zorientowany N50°W, przecina skały osadowe dewonu i dolnego karbonu G. Bardzkich. Zmiana orientacji skarpy zaznacza się na wychodniach gnejsów G. Sowich. Skały metamorficzne budują zazwyczaj wyżej wzniesione partie skrzydła wiszącego. Wysokość podnoża oraz górnej krawędzi skarpy ulegają obniżeniu w przełomie Nysy Kłodzkiej, podczas gdy dalej ku NW podstawa skarpy podnosi się stopniowo do 300–400 m n.p.m. Również w tym rejonie,

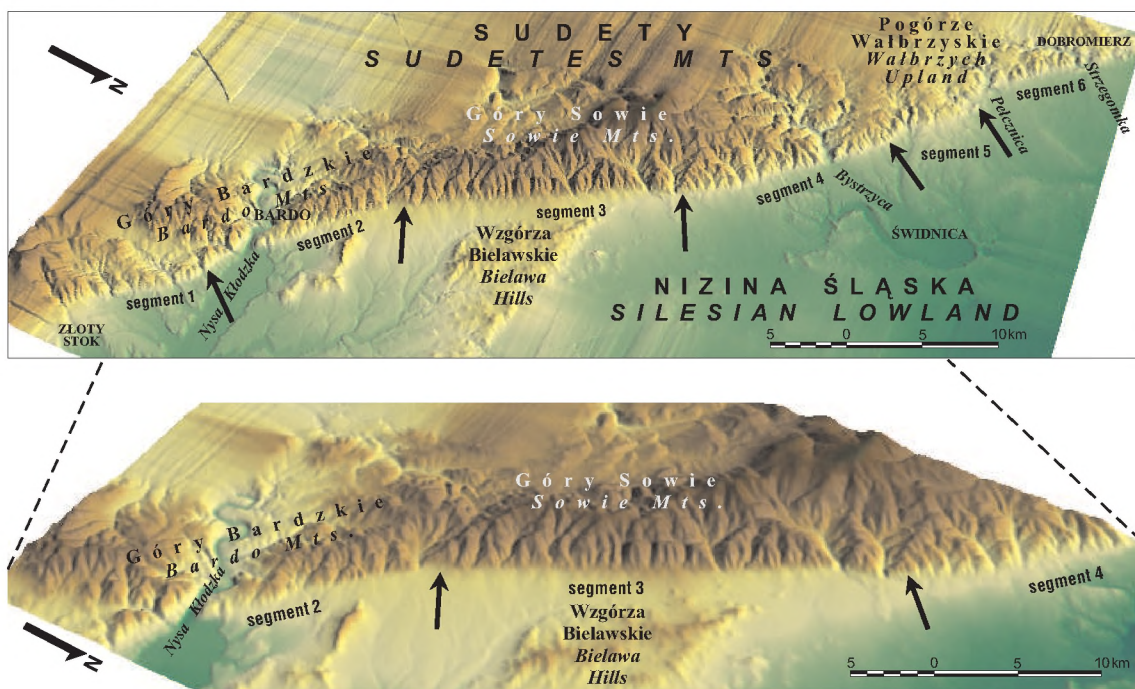


Ryc. 3. Cyfrowy model terenu sudeckiego uskoku brzeżnego — widok ogólny badanego odcinka  
 Fig. 3. Digital elevation model of the Sudetic Marginal Fault — general view of the fault stretch studied

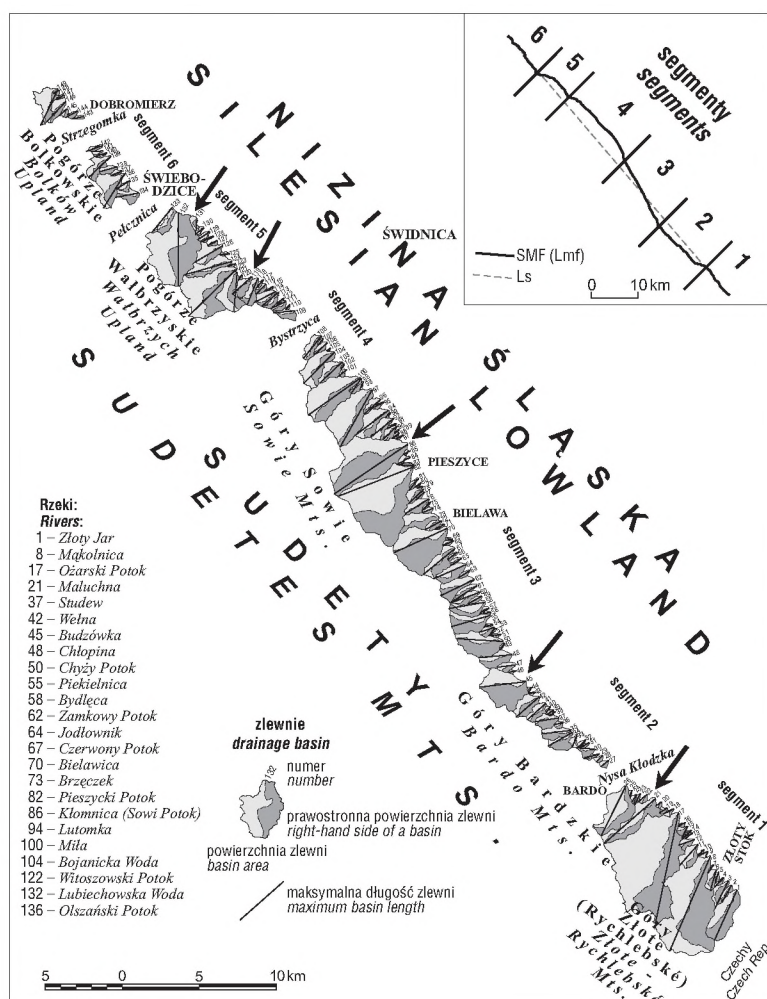


na serii uskoków poprzecznych do SUB zanika rów Paczkowa w skrzydle zrzuconym. Podłoże krystaliczne w tej części rowu znajduje się na głębokości 60–110 m, pod-

nosząc się między Sudetami i Wzgórzami Braszowieckimi tworzą wąski garb oddzielający obniżenie Stoszowic od rowu Paczkowa. Na tym garbie miąższość osadów plejsto-



Ryc. 4. Cyfrowy model terenu sudeckiego uskoku brzeżnego — widok ze wschodu. Dwukrotne przewyższenie skali pionowej  
 Fig. 4. Digital elevation model of the Sudetic Marginal Fault — detailed view from the east. Vertical exaggeration 2 x



ceńskich i preglacialnych wynosi tylko 5–20 m (ryc. 2).

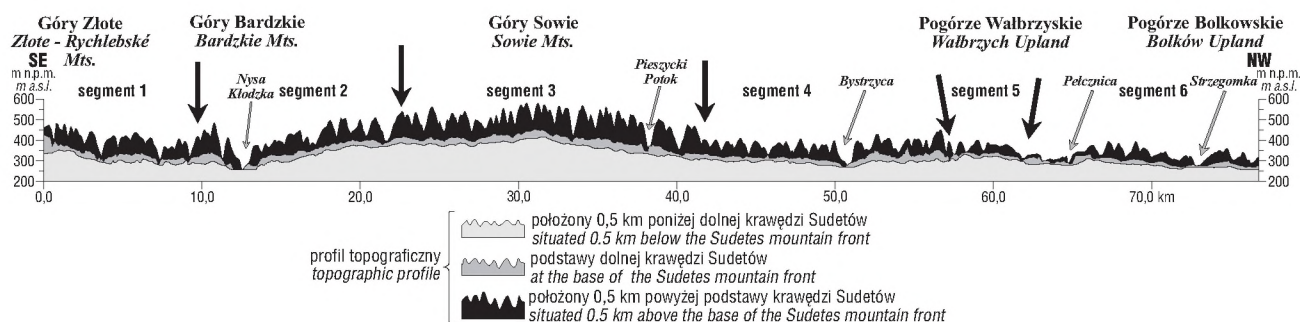
Najwyżej wzniesiony **segment 3**, długości 17,8 km i zorientowany N28°W, rozciąga się między dolinami Budzówki i Sowiego Potoku (ryc. 6), przecinając gnejsy G. Sowich. Skarpa uskokowa wznosi się tutaj około 250–300 m ponad podstawę (400–430 m n.p.m.). Skrzydło zrzucone (Wzgórzka Bielawskie) znajduje się na poziomie 300–400 m n.p.m., a jego kontakt z SUB ma miejsce wzdłuż wąskiego rowu tektonicznego, wypełnionego 30 m miąższości osadami kenozoiku. Szczegółową charakterystykę dolin rozcinających skarpe uskokową zawiera



Ryc. 5. Rozmieszczenie małych zlewni u podnóża sześciu badanych segmentów sudeckiego uskoku brzeżnego. Obszary międzyzlewniowe u podnóża skarpy uskokowej reprezentują najmłodsze lica progów uskokowego

Fig. 5. Distribution of small drainage basins at the foot of the six studied segments of the Sudetic Marginal Fault. Note that interbasin areas at the base of the SMF represent the youngest triangular facets





Ryc. 6. Profile podłużne badanego odcinka podnóza czoła masywu górskiego Sudetów  
Fig. 6. Longitudinal profiles along the studied portion of the Sudetic mountain front

opracowanie Krzyszkowskiego i Olejnik (1998).

Drugi co do długości **segment 4** (16,2 km) rozciąga się między Sowim Potokiem a Witoszowską Wodą (ryc. 5), przecinając gnejsy G. Sowich, a w części NW także górno-dewońskie zlepienie Depresji Świebodzic. Wysokość skarpy uskoku wynosi 70–150 m, a największe obniżenie jej podstawy zaznacza się w dolinie Bystrzycy (ryc. 5, 6). Na przedpolu czoła masywu górskiego znajduje się tutaj zapadlisko Dzierżoniowa o głębokości 40–80 m, a w pobliżu doliny Lutomki rozpoczyna się wulkano-tektoniczny rów Roztoki–Mokrzyszowa, gdzie tufity i bazalty neogenu nie zostały przewiercone >660 m głębokości (Grocholski, 1977; Dyjor & Kuszell, 1977).

Najkrótszym segmentem jest **segment 5** (6,4 km; N48°W) między Witoszowskim Potokiem a Lubiechowską Wodą, przecinający dewońskie i karbońskie skały osadowe depresji Świebodzic. Skarpa SUB jest tutaj stosunkowo niska (do 40 m) i wykazuje cechy silnie przeobrażonej skarpy typu *fault-line scarp*.

**Segment 6** osiąga 6,6 km długości i przebiega N40°W u podnóża Pogórza Wałbrzyskiego i Bolkowskiego (ryc. 3, 5). Na NW od doliny Pełcznicy odsłaniają się zasadowe paleozoiczne wulkanity jednostki Dobromierza, należące do metamorfiku kaczawskiego, a także wulkanity perm-

skie wypełniające późnowaryscyjskie rowy tektoniczne. Skarpa uskoku wykazuje zróżnicowane wysokości, osiągające wartości najwyższe (80–100 m) na wychodniach spilitów. W Dobromierzu uskoku przecina wschodni fragment rowu permiego wypełnionego mało odpornymi na wietrzenie permскими skałami osadowymi. Prawdopodobnie w tym miejscu obserwowana krawędź uskoku na długości jednego kilometra jest erozyjnie cofnięta.

### Cyfrowy model terenu

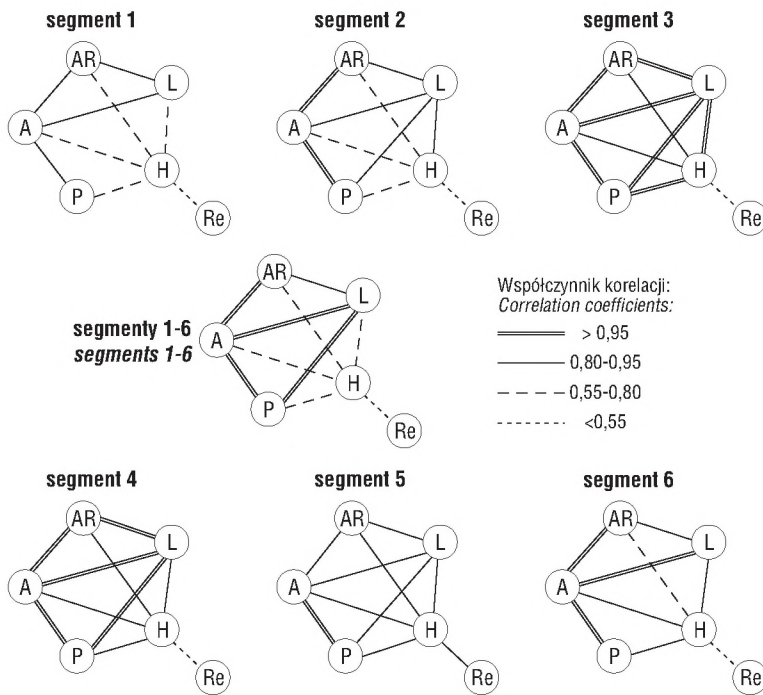
Cyfrowy model terenu opracowano na podstawie równopowierzchniowych map topograficznych w skali 1 : 10 000, stosując programy GIS ArcInfo oraz SURFER (ryc. 3, 4). Izohipsy digitalizowano co 10–20 m w obszarach górskich oraz co 5 m, 2,5 m, a nawet 1,25 m na przedpolu. Otrzymany model ujawnia zróżnicowaną orientację i odmienne cechy morfotektoniczne sześciu segmentów SUB między Złotym Stokiem i Dobromierzem. Granice między segmentami o zróżnicowanej orientacji nawiązują do uskuków poprzecznych i ukośnych względem SUB (ryc. 2), interpretowanych przez nas na podstawie układu cyfrowo generowanych toplineamentów. Najbardziej istotne przemieszczenia równoleżnikowe zaobserwowano wzdłuż

Tab. 1. Parametry opisujące małe zlewnie na sudeckim uskoku brzeżnym

Table 1. Parameters describing small catchment areas along the Sudetic Marginal Fault

Parametr <i>Parameter</i>	Symbol <i>Symbol</i>	Formuła <i>Formula</i>	Literatura <i>References</i>
Obszar zlewni <i>Catchment area</i>	<b>A</b>		Horton (1945)
Obszar prawej części zlewni <i>The right (facing downstream) of the trunk stream</i>	<b>AR</b>		
Współczynnik asymetrii <i>Asymmetry factor</i>	<b>Af</b>	$100(AR/A)$	Hare & Gardner (1985)
Maksymalna długość zlewni <i>Maximum basin length</i>	<b>L</b>		Horton (1945), Schumm (1954)
Obwód zlewni <i>Basin perimeter</i>	<b>P</b>		Smith (1950)
Średnia szerokość zlewni <i>Mean width of the basin</i>	<b>W</b>	$A/L$	
Maksymalna deniwelacja zlewni <i>Maximum relief</i>	<b>H</b>	$H_{maks.} - H_{min.}$	Strahler (1954), Schumm (1954)
Wskaźnik wydłużenia zlewni <i>Basin elongation ratio</i>	<b>Re</b>	$2(A/\pi)^{0.5}/L$	Schumm (1956)
Wskaźnik kształtu <i>Form ratio</i>	<b>Rf</b>	$A/L^2$	Horton (1945)
Wskaźnik kolistości <i>Circulatory ratio</i>	<b>Rk</b>	$(4\pi A)/P^2$	Miller (1953); Gregory & Walling (1973)
Wskaźnik rzeźby <i>Relief ratio</i>	<b>Rh</b>	$H/L$	Schumm (1954, 1956)
Wskaźnik wysokości względnych <i>Relative relief</i>	<b>Rhp</b>	$H/P$	Melton (1957, 1958)





Ryc. 7. Związki korelacyjne między parametrami charakteryzującymi małe zlewnie badanych segmentów sudeckiego uskoku brzeżnego

Fig. 7. Correlation coefficients calculated for individual segments of the SMF among independent variables which characterize small drainage basins at the base of the fault scarp

dolin w pobliżu Żłotego Jaru, Żłotego Stoku, Nysy Kłodzkiej, na SE od potoku Witoszowskiego oraz w dolinie Pełcznicy; a wartości maksymalne (do 3 km) wiążą się z rejonem Świebodzic, między Lubiechowską Wodą a Pełcznicą.

Na szczególną uwagę zasługują trójkątne i trapezoidalne lica progów uskokowych (ryc. 4) u podnóża skarpy. Lica te najwyraźniej zaznaczają się w obrębie segmentów 2, 3 i 4, a segment 3 (G. Sowie) jest pod tym względem najbardziej istotny. Układ lic progów uskokowych jest zazwyczaj jednopiętrowy, aczkolwiek w segmentach 2, 3 i 4 zaznaczają się wyraźnie dwa poziomy związane — najprawdopodobniej — z dwoma epizodami młodego wypiętrzania bloku sudeckiego. Lica o zarysie trapezoidalnym występują wyłącznie w środkowej części segmentu 3 oraz w SE części segmentu 1. Czas powstania lic jest trudny do określenia; niemniej jednak miał on miejsce w czwartorzędzie, o czym mogą świadczyć wysokości tych form, nie przekraczające 80 m (por. dyskusję odnośnie skali wypiętrzania czwartorzędowego [W:] Krzyszkowski, 1991 oraz Krzyszkowski i in., 1995).

#### Wskaźniki morfometryczne

Wskaźniki morfometryczne charakteryzujące skarpy uskokowe i zlewnie potoków dostarczają informacji o młodej mobilności tektonicznej obszaru (Chorley, 1962; Strahler, 1964; Morisawa, 1972; Bull, 1978; Keller & Pinter, 1996). Badania tego typu w Polsce były prowadzone w Karpatach (Zuchiewicz, 1980, 1988, 1995; Krawczyk & Zuchiewicz, 1989), Sudetach (m.in., Krzyszkowski i in., 1995; Sroka, 1997; Ranoszek, 1999, 2001) oraz na Roztoczu (Brzezińska-Wójcik, 1994, 1995, 2002). Dotychczasowe studia nad zróżnicowaniem parametrów morfometrycznych czoła Sudetów były prowadzone w

skalach 1 : 50 000 względnie 1 : 25 000, ograniczając się — w odniesieniu do parametrów dolin — do głównych tranzytowych przecinających SUB. W niniejszym opracowaniu zdecydowaliśmy się na wielkoskalową analizę niewielkich zlewni rozcinających skarpe SUB oraz charakterystykę wydzielonych segmentów SE fragmentu uskoku.

Badany fragment SUB jest rozcięty przez doliny V-kształtne oraz jary o deniwelacjach zmieniających się 105–290 m (tab. 2). Doliny te, należące do 149 zlewni, tworzą układy przeważnie dendrytyczne.

Współczynnik asymetrii zlewni Af (Kaitanen, 1975; Hare & Gardner, 1985), wrażliwy na pochylenie zlewni poprzecznie do osi koryta głównego ( $Af > 50$  lub  $< 50$ ; por. tab. 1), przyjmuje wartości średnie 39,6 (segment 5) do 54,9 (segment 3; por. tab. 2), ale dla poszczególnych zlewni zmienia się od 3,9 (segment 4) do 76,1 (segment 2). Wartości te sugerują, iż niektóre zlewnie mogły ulec pochyleniu zarówno ku NW (zwłaszcza w segmentach 3 i 6), jak i SE (szczególnie w segmentach 5 i 4).

**Parametry charakteryzujące skarpe uskoku.** Wskaźnik krętości czoła masywu górskiego Smf (Bull, 1977, 1978) oblicza się jako stosunek Lmf do Ls, gdzie Lmf reprezentuje długość czoła masywu górskiego mierzoną u jego podnóża wzdłuż wyraźnego załamania stoku, a Ls — analogiczną długość mierzoną w linii prostej:

$$Smf = Lmf/Ls$$

Czoła masywów górskich w obszarach o młodej tektonice ekstensyjnej są z reguły prostolinijne, osiągając w prowincji Basin and Range wartości 1,0–1,6. Obszary o słabej względnie znikomej aktywności tektonicznej ujawniają wartości rzędu, odpowiednio, 1,4–3,0 oraz 1,8 do  $> 5$  (Bull, 1977, 1978).

Wartość Smf dla badanego odcinka SUB (ryc. 5) wynosi 1,054. Analogiczne wartości obliczone przez Krzyszkowskiego i in. (1995) dla całego SUB zmieniają się od 1,55 na NW, poprzez 1,15 w odcinku środkowym, do 1,30–1,35 w segmentach SE; wynosząc przeciętnie 1,36. Wartości najniższe towarzyszą wychodniom gnejsów (1,2), najwyższe są związane z łupkami krystalicznymi i zieleńcami (1,5; Krzyszkowski i in. 1995). Mimo istotnych kontrastów litologicznych między dwoma skrzydłami uskoku, dane te wskazują na obecność młodych tendencji podnoszących w skrzydle wiszącym.

Do podobnych wniosków prowadzi analiza innych parametrów morfometrycznych, w tym wskaźnika szerokości dna — wysokości zboczy Vf (Bull, 1977, 1978; Bull & McFadden, 1977), który wykazuje anomalnie niskie wartości (tab. 2) dla dolin rozcinających SUB. Parametr ten jest obliczany jako:

$$Vf = 2Vfw/[(Eld - Esc) + (Erd - Esc)]$$

gdzie:

Vfw — oznacza szerokość dna doliny,

Eld, Erd oraz Esc — reprezentują, odpowiednio: wysokości zboczy lewego i prawego oraz koryta potoku.



Wskaźnik ten pozwala na rozróżnienie między dolinami szerokodennymi o wysokich wartościach Vf oraz wąskimi kanionami o niewyrównanym spadku, o anomalnie niskich wartościach Vf, a towarzyszącym zazwyczaj obszarom aktywnie wypiętrzonym (por. Keller & Pinter, 1996). Wartości cytowane przez Bulla i McFaddena (1977) dla prowincji Basin and Range mieszczą się w przedziale 0,05–47, wynosząc przeciętnie 1,3–11,0.

Doliny rozcinające SUB wykazują wartości Vf (obliczone dla przekrojów usytuowanych w odległości 10% długości doliny w górę biegu od czoła masywu) zawarte w przedziale 0,04–8,00, uzyskując średnie dla kolejnych segmentów pomiędzy 0,35 (segment 2) i 2,0 (segment 6; tab. 2). Dane cytowane przez Krzyszkowskiego i in. (1995) dla całego SUB zmieniają się od 2,4 na NW (między Złotoryją a Lutomią) do 0,6 na SE (między Lutomią a Złotym Potokiem), przyjmując wartość średnią 1,43.

Wyniki analiz parametrów morfometrycznych (tab. 1, 2) wskazują, że skarpa SUB wykazuje cechy właściwe młodemu, prostolinijnym normalnym skarpom uskoku, opisywanym z innych obszarów (por. Bull, 1977, 1978). Morfotektoniczne wskaźniki zrzutu normalnego wzdłuż SUB obejmują: dobrze wykształcone lica progów uskoku (ryc. 3, 4), powszechne występowanie dolin zawieszonych typu klepsydrowego oraz obecność prostolinijnych skarp u podnóża czoła masywu Sudetów. Najbardziej spektakularne przykłady wymienionych form notuje się w segmentach 2 i 3 (ryc. 3, 5). Należy jednak zauważyć, że układ drobnych uskoku kulisowych, szczególnie w obrębie segmentów 1–4, sugeruje obecność niewielkiej składowej lewoprzesuwowej (ryc. 2). Hipoteza ta jest zgodna z wynikami badań Mastalerza i Wojewody (1993) oraz współczesnymi obserwacjami GPS w obu skrzydłach uskoku (por. Schenk i in., 2002a, b).

**Parametry charakteryzujące małe zlewnie.** Tabela 1 zawiera wykaz podstawowych parametrów stosowanych w opisie rozmiarów, kształtu oraz deniwelacji zlewni, natomiast ryc. 5 i 7 oraz tabela 2 przedstawiają zmienność kolejnych parametrów dla 149 małych zlewni usytuowanych u podnóża badanego odcinka SUB. Podobny zestaw parametrów wykorzystywano w Polsce dla potrzeb charakterystyki zarówno hydrologicznej (por. Dobija, 1979; Dobija i in., 1979), jak i geomorfologicznej zlewni (Zuchiewicz, 1980, 1988; Krawczyk & Zuchiewicz, 1989).

Analizowane zlewnie są na ogół niewielkie (0,04–24,82 km<sup>2</sup>; przeciętnie 0,84 km<sup>2</sup> w segmencie 2 do 2,53 km<sup>2</sup> w segmencie 1; tab. 2). **Powierzchnia zlewni A** jest silnie dodatnio skorelowana (ryc. 7) z jej maksymalną długością we wszystkich badanych segmentach (wsp. korelacji 0,96); wartości najniższe obserwuje się jedynie w segmencie 1 (0,90).

**Maksymalna długość zlewni L** (Horton, 1945; Schumm, 1954) to mierzona w linii prostej odległość między najdalej oddalonymi punktami w obrębie zlewni, dobrze charakteryzująca bezwzględne rozmiary zlewni (Dobija, 1979). Obliczone wartości zmieniają się 0,29–6,03 km; wynosząc średnio 1,26 km w segmencie 2 do 1,70 km w segmencie 3 (tab. 2). Parametr ten jest silnie dodatnio skorelowany z **obwodem zlewni P** (Smith, 1950), którego wartości średnie wynoszą od 3,42 (segment 2) do 4,88 km (segment 3). Natomiast **średnie szerokości zlewni W** zmie-

niają się przeciętnie 0,409 km (segment 2) do 0,572 km (segment 3; por. tab. 2).

**Wskaźnik kształtu Rf** (Horton, 1945) przyrównuje zarys zlewni do prostokąta. Wartości niskie charakteryzują zlewnie wydłużone, natomiast Rf >1 są właściwe zlewniom szerokim, o zarysie zbliżonym do kwadratu. Rf maleje wraz ze wzrostem powierzchni zlewni (Eagleson, 1970; Gregory & Walling, 1973). Zlewnie u podnóża SUB odznaczają się wartościami Rf 0,15–0,56; przeciętnie 0,29 (segmenty 1 i 4) do 0,35 (segment 2).

**Wskaźnik kolistości Rk** (Miller, 1953; Gregory & Walling, 1973) przyrównuje powierzchnię zlewni do powierzchni koła o tym samym obwodzie co zlewnia. Wartości niższe od 1,0 charakteryzują zlewnie wydłużone. W przypadku SUB Rk zmienia się 0,32–0,90, przeciętnie wynosząc 0,52 (segment 1) do 0,63 (segment 3; tab. 2).

**Wskaźnik lemniskaty k** (Chorley i in., 1957; [W:] Gregory & Walling, 1973) przyrównuje kształt zlewni do odmiany owalu Cassiniego, tj. lemniskaty. Odpowiednie wartości dla zlewni u podnóża SUB wynoszą 7,11 (segment 2) do 25,35 (segment 4).

Maksymalne deniwelacje zlewni H (Strahler, 1954; Schumm, 1954), obliczane jako różnica wysokości maksymalnych i minimalnych, informują o stopniu odmłodzenia rzeźby (Krawczyk & Zuchiewicz, 1989). Dla badanych zlewni SUB wartości te zmieniają się w przedziale 63–64 m (segmenty 4 i 5) do 675 m (segment 3), przeciętnie wynosząc 105 m (segment 5)–289 m (segment 3; tab. 2). Deniwelacje zlewni są dodatnio skorelowane z jej powierzchnią (wsp. korelacji 0,76 do 0,95), długością maksymalną (0,82–0,96) oraz obwodem (0,76–0,96) w segmentach, odpowiednio: 2 i 3.

**Wskaźnik rzeźby Rh** (Schumm, 1954, 1956), reprezentujący średnie nachylenie zlewni, jest szczególnie przydatny w charakterystyce zlewni wydłużonych (Morisawa, 1962). Wzrost odporności skał podłoża oraz rzędu zlewni prowadzą do spadku wartości Rh, podobnie jak wypiętrzenie tektoniczne obszaru. Zlewnie u podnóża SUB odznaczają się wartościami Rh 0,04–0,32; przeciętnie 0,09 (segmenty 5 i 6) do 0,22 (segment 3; por. tab. 2).

**Wskaźnik wysokości względnych Rhp** (Melton, 1957, 1958) odzwierciedla stosunek maksymalnych deniwelacji zlewni do jej obwodu. Odpowiednie wartości dla SUB zmieniają się 0,01–0,13, przyjmując wartości średnie 0,03–0,09 w segmentach 5, 6 i 3 (tab. 2).

**Wskaźnik wydłużenia zlewni Re** (Bull & McFadden, 1977) należy do pośrednich wskaźników młodej aktywności tektonicznej. Oblicza się go jako stosunek średnicy koła o powierzchni równej powierzchni zlewni do maksymalnej długości zlewni (Schumm, 1956; Eagleson, 1970; por. tab. 1). Wartości zbliżone do 1,0 charakteryzują słabo rozczłonkowane zlewnie; wartości 0,6–0,8 są typowe dla zlewni o stromych stokach i zróżnicowanej topografii (Strahler, 1964; Eagleson, 1970). Zlewnie prowincji Basin and Range ujawniają wartości <0,50, 0,50–0,75 oraz >0,75 dla obszarów wykazujących, odpowiednio: silne, umiarkowane i znikome tendencje wypiętrzające (Bull & McFadden, 1977).

Wartości Re obliczone dla 149 zlewni u podnóża SUB (ryc. 5, 7; tab. 2) zmieniają się 0,20–0,85, osiągając wartości średnie dla poszczególnych segmentów od 0,58 (segment 1) do 0,66 (segment 2) i sugerując umiarkowane tempo



podnoszenia skrzydła wiszącego SUB. Parametr ten nie wykazuje związku z deniwelacjami rzeźby zlewni (ryc. 7). Re przytaczane przez Krzyszkowskiego i in. (1995) dla całego SUB zmieniają się od 0,59 w części NW do 0,48–0,50 w odcinku SE, wynosząc przeciętnie 0,53.

Najwyższe wartości Eld, Erd oraz Esc notuje się w segmencie 3, podczas gdy najniższe wartości Vf są typowe dla segmentów 2 i 3. Wysokości maksymalne i minimalne zlewni oraz ich deniwelacje wyraźnie wzrastają w segmencie 3 oraz w SE części segmentu 1, a wskaźniki wydłużenia zlewni osiągają najniższe wartości w segmentach 1 i 4. Zlewnie o najmniejszych powierzchniach grupują się w segmentach 3 i 4, podczas gdy parametry L, P i W osiągają minima w segmencie 2. Segment 3 wykazuje ponadto nie-

mal symetryczne zlewnie (Af zbliżone do 50), a pochylenie ku SE zaznacza się w segmentach 2, 5 i 6. Wartości Rf są wyrównane w segmentach 3 i 4, wzrastając nieznacznie w segmentach 2 i 6 oraz malejąc w segmencie 1, podczas gdy wartości k w segmentach 2, 6 i 1 ujawniają tendencję odwrotną. Rk przyjmuje wyrównane wartości w segmentach 2 i 3, wyraźnie malejąc na początku segmentu 1 oraz pod koniec segmentu 6. Natomiast parametry Rh i Rhp wyraźnie rosną w segmencie 3, maleją na granicy segmentu 1 i 2 oraz silnie obniżają się w segmencie 5.

Współczynniki korelacji liniowej Spearmana obliczone między niezależnymi zmiennymi, które charakteryzują małe zlewnie u podnóża skarpy SUB (ryc. 7) są stosunkowo wysokie, aczkolwiek poziom istotności jest wyjątkowo

**Tab. 2. Zestawienie minimalnych, maksymalnych i średnich wartości wybranych morfometrycznych parametrów zlewni położonych na sudeckim uskoku brzeżnym (w tab. 1 oraz w tekście podano definicje parametrów)**

Table 2. List of minimal, maximal and average values of selected morphometric parameters of the Sudetic Marginal Fault (see Table 1 and the text for definitions of the parameters studied)

Parametr Parametre	Segment (Segment) 1	Segment (Segment) 2	Segment (Segment) 3	Segment (Segment) 4	Segment (Segment) 5	Segment (Segment) 6
A [km <sup>2</sup> ]	<u>0.07-24.82</u> 2,53	<u>0.06-5.82</u> 0,84	<u>0.05-16.01</u> 1,69	<u>0.04-6.56</u> 0,94	<u>0.07-7.60</u> 1,32	<u>0.10-11.79</u> 1,31
AR [km <sup>2</sup> ]	<u>0.02-9.14</u> 1,09	<u>0.02-3.65</u> 0,41	<u>0.03-7.27</u> 0,92	<u>0.02-2.69</u> 0,40	<u>0.04-2.78</u> 0,49	<u>0.05-5.68</u> 0,61
Af	<u>15.4-75.6</u> 47,7	<u>23.5-76.1</u> 48,0	<u>24.1-70.8</u> 54,9	<u>3.9-69.0</u> 45,9	<u>15.6-59.2</u> 39,6	<u>23.3-75.4</u> 49,5
L [km]	<u>0.49-7.71</u> 1,68	<u>0.43-3.82</u> 1,26	<u>0.39-6.03</u> 1,70	<u>0.29-4.47</u> 1,37	<u>0.44-4.61</u> 1,59	<u>0.43-5.04</u> 1,55
P [km]	<u>1.38-26.86</u> 4,84	<u>1.14-10.58</u> 3,42	<u>1.00-12.00</u> 4,88	<u>1.00-11.84</u> 3,56	<u>1.12-14.75</u> 4,44	<u>1.30-16.73</u> 4,51
W [km]	<u>0.106-3.220</u> 0,563	<u>0.120-1.809</u> 0,409	<u>0.098-2.882</u> 0,572	<u>0.089-1.525</u> 0,418	<u>0.141-1.650</u> 0,495	<u>0.132-2.339</u> 0,512
H max [m asl]	<u>399-873</u> 509	<u>386-670</u> 532	<u>475-1015</u> 727	<u>380-755</u> 485	<u>390-487</u> 434	<u>344-481</u> 407
H min [m n.p.m.]	<u>280-382</u> 318	<u>285-420</u> 352	<u>340-478</u> 436	<u>303-357</u> 328	<u>298-369</u> 329	<u>274-315</u> 295
H [m]	<u>66-569</u> 185	<u>86-385</u> 180	<u>115-675</u> 289	<u>63-436</u> 157	<u>64-182</u> 105	<u>66-184</u> 112
Eld [m n.p.m.]	<u>340-500</u> 374	<u>335-565</u> 409	<u>390-660</u> 524	<u>333-500</u> 372	<u>309-400</u> 364	<u>295-400</u> 334
Erd [m n.p.m.]	<u>335-542</u> 375	<u>330-565</u> 404	<u>390-720</u> 534	<u>340-500</u> 372	<u>320-453</u> 378	<u>295-385</u> 331
Esc [m n.p.m.]	<u>299-410</u> 331	<u>295-428</u> 363	<u>357-500</u> 453	<u>313-368</u> 337	<u>301-370</u> 333	<u>278-319</u> 301
Vfw [m]	<u>5-35</u> 13	<u>5-70</u> 12	<u>5-75</u> 24	<u>5-90</u> 23	<u>10-44</u> 22	<u>8-240</u> 47
Vf	<u>0.16-1.03</u> 0,48	<u>0.04-1.25</u> 0,35	<u>0.04-0.90</u> 0,39	<u>0.06-2.00</u> 0,73	<u>0.22-1.79</u> 0,83	<u>0.18-8.00</u> 2,00
Re	<u>0.43-0.79</u> 0,58	<u>0.45-0.85</u> 0,66	<u>0.45-0.81</u> 0,65	<u>0.45-0.74</u> 0,60	<u>0.29-0.68</u> 0,59	<u>0.45-0.84</u> 0,63
Rf	<u>0.15-0.49</u> 0,29	<u>0.16-0.56</u> 0,35	<u>0.16-0.49</u> 0,32	<u>0.16-0.42</u> 0,29	<u>0.16-0.37</u> 0,31	<u>0.16-0.55</u> 0,32
Rk	<u>0.32-0.77</u> 0,52	<u>0.40-0.78</u> 0,60	<u>0.41-0.76</u> 0,63	<u>0.39-0.72</u> 0,57	<u>0.40-0.90</u> 0,55	<u>0.32-0.74</u> 0,53
k	<u>8.25-27.25</u> 14,20	<u>7.11-25.06</u> 12,66	<u>7.71-25.25</u> 14,79	<u>9.42-25.35</u> 14,67	<u>10.94-25.03</u> 14,00	<u>7.30-25.12</u> 13,84
Rh	<u>0.06-0.20</u> 0,13	<u>0.09-0.29</u> 0,18	<u>0.09-0.32</u> 0,22	<u>0.07-0.28</u> 0,14	<u>0.04-0.16</u> 0,09	<u>0.04-0.16</u> 0,09
Rhp	<u>0.02-0.09</u> 0,05	<u>0.03-0.12</u> 0,07	<u>0.03-0.13</u> 0,09	<u>0.02-0.12</u> 0,06	<u>0.01-0.06</u> 0,03	<u>0.01-0.06</u> 0,03
n	21	24	41	33	12	18
Długość segmentu Segment length [km]	9,455	12,640	17,757	16,155	6,364	14,390
Orientacja segmentu Segment orientation	N43°W	N50°W	N28°W	N48°W	N43°W	N40°W



niski, a liczba danych niewielka. Spośród 10 par zależności korelacyjnych, najwyższe wartości uzyskano dla segmentu 3, a najniższe dla segmentów 1 i 2 (ryc. 7). Może to sugerować wzmożone odmładzanie rzeźby progu masywu Sudetów w segmencie sowiogórskim, a także wyrównaną odporność skał podłoża skrzydła wiszącego tego odcinka SUB.

### Wnioski

Wartości parametrów charakteryzujących przebieg i deniwelacje czoła masywu górskiego Sudetów między Dobromierzem a Złotym Stokiem (Smf, Vf), jak również ilustrujących stopień wydłużenia, deniwelacje oraz średni spadek małych zlewni: Re, Rf, Rk, Rh, Rhp (tab. 2) wskazują na prostoliniowy przebieg oraz wzrost deniwelacji i stopnia wydłużenia małych zlewni w obrębie SE segmentów badanego odcinka skarpy SUB, szczególnie segmentu 3 sowiogórskiego. Wzrost deniwelacji, spadku oraz wydłużenia zlewni są powszechnie uważane za wskaźniki odmładzania rzeźby (por. np. Bull & McFadden, 1977; Keller & Pinter, 1996 i literaturę tam cytowaną), wywołane m. in. młodymi ruchami wypiętrzającymi.

Przytoczone wartości pozwalają na zaklasyfikowanie badanych segmentów skarpy SUB do II klasy względnej aktywności tektonicznej (*sensu* Bull, 1977, 1978; Bull & McFadden, 1977). Analogiczny wniosek w odniesieniu do SUB między Złotoryją a Złotym Stokiem wysunęli Krzyszkowski i in. (1995), na podstawie analizy uśrednionych wartości trzech parametrów: wskaźnika krętości czoła masywu górskiego, wskaźnika szerokości dna-wysokości zboczy oraz wskaźnika wydłużenia zlewni.

Zmienność wartości pozostałych parametrów fizjograficznych małych zlewni (A, L, P, W, k) zdaje się odzwierciedlać zróżnicowanie litologiczne skał podłoża, wykazując największy rozrzut w obrębie segmentów NW (5, 6).

Cyfrowy model terenu ujawnia ponadto obecność dwupoziomowego układu trójkątnych i trapezoidalnych lic progów uskokowych, zwłaszcza w segmentach 2 i 3, będącego — przypuszczalnie — efektem dwóch etapów młodego wypiętrzania.

Badania zostały sfinansowane z grantu KBN nr 8 T12B 025 20 (dla J. Badury). Anonimowemu Recenzentowi składamy podziękowania za wiele konstruktywnych uwag odnośnie wstępnej wersji artykułu.

### Literatura

BADURA J. & PRZYBYLSKI B. 2000 — Korelacja morfologiczna i wiekowa tarasów głównych rzek regionu dolnośląskiego. Państw. Inst. Geol.: 1–66.  
 BADURA J., PRZYBYLSKI B., ZUCHIEWICZ W., FARBISZ J., KRZYSZKOWSKI D. & SROKA W. 2002 — The Sudetic Marginal Fault and Kłodzko Basin faults, SW Poland, in the light of geoelectrical resistivity studies. Acta Montana IRSM AS CR, Ser. A, 20 (124): 57–65.  
 BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. 1994 — Topolineamenty dolin i krawędzi okolic Narola na Roztoczu. Zesz. Nauk. AGH, Kwart. Geologia, 20: 43–58.  
 BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. 1995 — Czwartorzędowa aktywność tektoniczna w dorzeczu Tanwi na Roztoczu. Ann. UMCS, Sec. B, 48 (1993): 25–43.  
 BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T. 2002 — The dependence of relief on tectonics in the south-west escarpment zone of Tomaszowski Roztocze (SE Poland). Landform Analysis, 3: 13–24.

BULL W. B. 1977 — Tectonic geomorphology of the Mojave Desert. U.S. Geol. Surv. Contract Rep. 14-08-001-G-394. Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif.  
 BULL W. B. 1978 — Geomorphic tectonic activity classes of the south front of the San Gabriel Mountains. California, U.S. Geol. Surv. Contract Rep. 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, Calif.  
 BULL W. B. & McFADDEN L. D. 1977 — Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. [In:] D. O. Doehring (ed.), Geomorphology in Arid Regions, Proc. 8th Ann. Geomorph. Symp., State Univ. of New York at Binghamton: 115–138.  
 CACON S. 1998 — Recent deformation of the crust in the eastern Sudeten and surrounding areas. Proc. 9th Int. Symp. on Recent Crustal Movements (CRCM'98), Cairo: 623–644.  
 CACON S. & DYJOR S. 1995 — Neotectonic and recent crustal movements as potential hazard to water dams in Lower Silesia, SW Poland. Folia Quaternaria, 66: 59–72.  
 CACON S. & DYJOR S. 2002 — Recent crustal movements in Late Tertiary tectonic zones in the Sudetes and northern Sudetic Foreland, SW Poland. Folia Quater., 73: 31–46.  
 CHORLEY R. J. 1962 — Geomorphology and general systems theory. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 500-B: 1–10.  
 DOBIJA A. 1979 — Związki korelacyjne między parametrami morfometrycznymi zlewni. Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 47: 99–108.  
 DOBIJA A., WILK A. & ZBADYŃSKA E. 1979 — Parametry morfometryczne zlewni rzecznych w południowo-wschodniej Polsce. Zesz. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 47: 89–98.  
 DUMANOWSKI B. 1961 — Krawędź Sudetów na odcinku Gór Sowich. Zesz. Nauk. Uniw. Wrocław, Ser. B, 7: 1–68.  
 DYJOR S. 1975 — Młodotrzeciorzędowe ruchy tektoniczne w Sudetach i na bloku przedsudeckim. [In:] Mater. I Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. I, Wyd. Geol.: 217–229.  
 DYJOR S. 1983 — Problemy wieku dolnej granicy i faz ruchów neotektonicznych w południowo-zachodniej Polsce. [In:] Mater. III Kraj. Symp. nt. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. IV, Ossolineum, Wrocław: 25–41.  
 DYJOR S. 1993 — Etapy blokowego rozwoju Sudetów i ich przedpola w neogenie i starszym czwartorzędzie. Folia Quater., 64: 25–41.  
 DYJOR S. 1995 — Young Quaternary and recent crustal movements in Lower Silesia, SW Poland. Folia Quater., 66: 51–58.  
 DYJOR S. & KUSZELL T. 1977 — Neogeńska i czwartorzędowa ewolucja rowu tektonicznego Roztoki-Mokreszowa. Geologia Sudetica, 12: 113–132.  
 DYJOR S. & OBERC J. 1983 — Współczesne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce SW i wynikające z nich możliwości zagrożeń dla obiektów górniczych i inżynierskich. [In:] Mater. III Kraj. Symp. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. IV, Ossolineum, Wrocław: 7–23.  
 EAGLESON P. S. 1970 — Dynamic Hydrology, McGraw-Hill Book Comp., New York.  
 GREGORY K. J. & WALLING D. E. 1973 — Drainage Basin Form and Process. A Geomorphological Approach, Edward Arnold Ltd., London.  
 GROCHOLSKI A. 1977 — Uskok sudecki brzeżny a zagadnienia wulkanotektoniki trzeciorzędowej. Acta Univ. Wratisl., 378, Pr. Geol.-Miner., 6: 89–103.  
 HARE P. W. & GARDNER T. W. 1985 — Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. [In:] M. Morisawa & J. T. Hack (eds.), Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984. Allen & Unwin, Boston: 90–104.  
 HORTON R. E. 1945 — Erosional development of streams and their drainage basins, hydrophysical approach to quantitative morphology. Bull. Geol. Soc. Am., 56: 275–370.  
 KAITANEN V. 1975 — Composition and morphotectonic interpretation of the Kiellajohka drainage basin, Finnish Lapland. Fennia, 14: 1–54.  
 KELLER E. A. & PINTER N. 1996 — Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.  
 KRAWCZYK A. & ZUCHIEWICZ W. 1989 — Regionalna zmienność parametrów fizjograficznych zlewni i ich związek z budową geologiczną dorzecza Dunajca, polskie Karpaty zachodnie. Zesz. Nauk. AGH, Kwart. Geol., 14: 5–38.  
 KRZYSZKOWSKI D. 1991 — The neotectonic evolution and uplift of the Middle Sudeten Mts. near Świebodzice, SW Poland. Bull. INQUA Neotectonics Comm., 14: 9–12.



- KRZYSZKOWSKI D. 1994 — Późnokenozoiczny rozwój sudeckiego uskoku brzeżnego i neotektoniczna ewolucja basenów sedimentacyjnych w jego sąsiedztwie (nowy projekt badawczy). *Acta Univ. Wratisl.*, 1702, Pr. Inst. Geogr., Ser. A, Geogr. Fiz., VII: 135–138.
- KRZYSZKOWSKI D. & BIERNAT J. 1998 — Terraces of the Bystrzyca river valley, Middle Sudetes, and their deformation along the Sudetic Marginal Fault. *Geol. Sud.*, 31: 241–258.
- KRZYSZKOWSKI D. & BOWMAN D. 1997 — Neotectonic deformation of Pleistocene deposits along the Sudetic Marginal Fault, Southwestern Poland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 545–562.
- KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P. & SROKA W. 1995 — Neotectonic Quaternary history of the Sudetic Marginal Fault, SW Poland. *Folia Quater.*, 66: 73–98.
- KRZYSZKOWSKI D. & OLEJNIK W. 1998 — The role of neotectonics in the Quaternary evolution of the landscape of the Sowie Mts., Sudetes, southwestern Poland. *Geol. Sud.*, 31: 221–239.
- KRZYSZKOWSKI D. & PIJET E. 1993 — Morphological effects of Pleistocene fault activity in the Sowie Mts., southwestern Poland. *Zeitschr. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 94: 243–259.
- KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1998 — Late Cainozoic evolution of the Nysa Kłodzka river system between Kłodzko and Kamieniec Żąbkowski, Sudetes Mts., Southwestern Poland. *Geol. Sud.*, 31: 133–155.
- KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1999 — The Pleistocene stratigraphy and neotectonic evolution of terraces of the Nysa Kłodzka (Glatzer Neisse) river valley, Sudeten, SW Poland. *Terrestrische Quartärgeologie*, Köln: 209–221.
- KRZYSZKOWSKI D., PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 2000 — The role of neotectonics and glaciation on terrace formation along the Nysa Kłodzka River in the Sudeten Mountains (southwestern Poland). *Geomorphology*, 33: 149–166.
- MASTALERZ K. & WOJEWODA J. 1993 — Alluvial-fan sedimentation along an active strike-slip fault: Plio-Pleistocene, Pre-Kaczawa fan, SW Poland. *Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.*, 17: 293–304.
- MELTON M. A. 1957 — An analysis of the relations among elements of climate, surface properties and geomorphology. *ONR Tech. Rep.*, 11, contract N60NR271-30. New York Columbia Univ.
- MELTON M. A. 1958 — Correlation structure of morphometric properties of drainage systems and their controlling agents. *Jour. Geol.*, 66: 442–460.
- MIGOŃ P. 1993 — Geomorphological characteristics of mature fault-generated range-fronts, Sudetes Mts., southwestern Poland. *Zeitschr. Geomorph.*, N. F., Suppl.-Bd. 94: 223–241.
- MIGOŃ P. 1994 — Stream deflections along the presumably normal Sudetic marginal fault, Bohemian Massif, Central Europe: implications for neotectonics. *Bull. INQUA Neotect. Comm.*, 17: 26–30.
- MIGOŃ P. 1995 — Geomorfologiczne kryteria identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach. *Prz. Geol.*, 43: 21–26.
- MIGOŃ P. 1999 — Morfotektonika północnej części sudeckiego uskoku brzeżnego (Pogórze Kaczawskie). *Prz. Geol.*, 47: 946–950.
- MIGOŃ P., KRZYSZKOWSKI D. & GOGÓŁ K. 1998 — Geomorphic evolution of the mountain front of the Sudetes between Dobromierz and Paszowice and adjacent areas with particular reference to the fluvial systems. *Geol. Sud.*, 31: 289–305.
- MIGOŃ P. & LACH J. 1998 — Geomorphological evidence of neotectonics in the Kaczawa sector of the Sudetic Marginal Fault, southwestern Poland. *Geol. Sud.*, 31: 307–316.
- MILLER V. C. 1953 — A quantitative geomorphological study of drainage basin characteristics in Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee. *ONR Tech. Rep.*, 3, Contract NR271-30. New York Columbia Univ.
- MORISAWA M. E. 1962 — Quantitative geomorphology of some watersheds in the Appalachian Plateau. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 73: 1025–1046.
- MORISAWA M. E. 1972 — *Quantitative Geomorphology. Some Aspects and Applications.* New York State Univ. Press, Binghamton.
- OBERC J. & DYJOR S. 1969 — Uskok sudecki brzeżny. *Biul. Inst. Geol.*, 236: 41–142.
- PAGACZEWSKI J. 1972 — Katalog trzęsień ziemi w Polsce 1000–1970. *Mater. Pr. Inst. Geofiz. PAN*, 51: 3–36.
- PRZYBYLSKI B. & BADURA J. 1997 — Czwartorzędowe ruchy tektoniczne na uskoku sudeckim brzeżnym w rejonie Gór Bardzkich i Złoty. *Pos. Nauk. PIG*, 53: 61–62.
- RANOSZEK W. 1999 — Zastosowanie różnych metod morfometrycznych w analizie morfologii progów tektonicznych na przykładzie zachodniej krawędzi Masywu Snieżnika. *Prz. Geol.*, 47: 1027–1031.
- RANOSZEK W. 2001 — Krawędzie morfologiczne o genezie tektonicznej w Sudetach w świetle parametrów ilościowych. *Arch. Wydz. Nauk Przyr. Univ. Wrocław, Wrocław.*
- SCHENK V., CACON S., SCHENKOVÁ Z., KOTTNAUER P. & GRYGAR R. 1998 — Regional geodynamic network SILESIA (the eastern Sudeten area, the Czech Republic and Poland), its relation to river dams. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 16: 209–218, Luxembourg.
- SCHENK V., CACON S., BOSY J., KONTNY B., KOTTNAUER P. & SCHENKOVÁ Z. 2002a — The GPS geodynamic network East Sudeten. Five annual campaigns (1997–2001), data processing and results. *Acta Montana IRSM AS ČR, Ser. A*, 20: 13–23.
- SCHENK V., SCHENKOVÁ Z., KOTTNAUER P., CACON S., KONTNY B. & BOSY J. 2002b — GPS geodynamic movements of the East Sudeten area in connection to geological structures and geophysical fields. [In:] S. Cacoň (ed.), 4th Czech-Polish Workshop "On recent geodynamics of the Sudety Mts. and adjacent areas", Lubawka, Poland, Nov. 7–9, 2002, Dept. Geod. & Photogram., Agricult. Univ. Wrocław, Inst. Rock Structure & Mechanics, Acad. Sc. Czech Rep., Sect. Geodyn., Comm. Geod., Pol. Acad. Sc., Wrocław: 41.
- SCHUMM S. A. 1954 — Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Dept. Geol., Columbia Univ., ONR Proj., Tech. Rep.*, 8: 389–420.
- SCHUMM S. A. 1956 — Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69: 597–646.
- SCHWARZBACH M. 1942 — Das Diluvium Schlesiens. *N. Jahrb. Miner. Geol. Paläont.*, 86: 189–246.
- SMITH K. G. 1950 — Standards for grading texture of erosional topography. *Am. Jour. Sc.*, 248: 655–668.
- SROKA W. 1997 — Ewolucja morfotektoniczna Sudetów w rejonie Kotliny Kłodzkiej w świetle analizy morfometryczno-statystycznej. *Acta Univ. Wratisl.*, 1939, Pr. Geol.-Miner., 53: 1–97.
- STRAHLER A. N. 1954 — Statistical analysis in geomorphic research. *J. Geol.*, 62: 1–25.
- STRAHLER A. N. 1964 — Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. [In:] V. T. Chow (ed.), *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Comp., New York: 439–476.
- WYRZYKOWSKI T. 1985 — Mapa prędkości współczesnych pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski, 1 : 2 500 000. *Inst. Geod. Kartogr., Warszawa.*
- ZEUNER F. 1928 — *Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse.* Universitätsverlag von Robert Noske, Borna-Leipzig: 1–72.
- ZUCHIEWICZ W. 1980 — Analiza morfometryczno-statystyczna małych zlewni w obszarach mobilnych tektonicznie. *Czas. Geogr.*, 51: 171–185.
- ZUCHIEWICZ W. 1988 — Evolution of the eastern Beskid Niski Mts. and morphotectonics of the Polish Carpathians. *Zesz. Nauk. AGH*, 1156, *Kwart. Geol.*, 13 (1987), 3–4: 3–167.
- ZUCHIEWICZ W. 1995 — Neotectonic tendencies in the Polish Outer Carpathians in the light of some river valley parameters. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 29: 51–72.