

Geomorfologiczne kryteria identyfikacji zdegradowanych krawędzi tektonicznych w Sudetach

Piotr Migoń*

Problemy genezy, wieku i przekształceń krawędzi tektonicznych (stoków uskokowych) są od lat w polu zainteresowań geomorfologii strukturalnej tektoniki. Oprócz aspektu czysto poznawczego, istotną rolę odgrywa w nich aspekt praktyczny. Długoterminowe tendencje tektoniczne, w tym powtarzalność wstrząsów sejsmicznych, mogą być coraz precyzyjniej odtwarzane z analizy geomorfologicznej krawędzi. Szczególnego znaczenia zagadnienia te nabierają w obszarach środkowej i północnej Europy, do niedawna uważanych za ogólnie stabilne tektonicznie w ciągu plejstocenu. Coraz bogatsza ewidencja, młodoplejstocenijskiej i holocenijskiej aktywności tektonicznej w tych rejonach powoduje, ponowne zainteresowanie krawędziami tektonicznymi i zapisaną w nich historią tektoniczną.

Na wskaźnikową rolę, pewnych elementów rzeźby w obrębie stoków o założeniach tektonicznych, zwrócono już uwagę w końcu XIX wieku [17], a pierwszy przegląd poglądów i ocena rzeczywistej roli form w rozpoznaniu stoków uskokowych i pseudouskoków została dokonana przez Blackweldera [4]. Jego zdaniem, pewne formy są wspólne dla obu typów skarp, istnieje jednak grupa form powstających bezpośrednio w wyniku ruchów tektonicznych wzdłuż uskoków (tabela 1). Lista morfologicznych wskaźników młodego uskokowania była później nieznacznie modyfikowana i w zasadzie powtarzała propozycję Blackweldera jeszcze w latach siedemdziesiątych [9, 48, 49].

Propozycja przedstawiona w tabeli ma jednak dwa istotne ograniczenia, nie pozwalające na jej bezpośrednie stosowanie we wszystkich obszarach, w tym w górskich i wyżynnych regionach Polski. Została ona opracowana na podstawie badań w Basin and Range Province w zachodniej części USA, a więc w rejonie o aktywnej ekstensyjnej tektonice współczesnej i klimacie półsuchym. Współczesny stan wiedzy o ewolucji tektonicznych form rzeźby, jej zależności od rodzaju uskokowanego podłoża, czasu i klimatu [1, 6, 30, 31, 32, 37, 43, 47, 51], nakazuje zrewidować dotychczasowe propozycje w odniesieniu do masywów górskich strefy umiarkowanej Europy, gdzie tektoniczne formy rzeźby mają przeważnie charakter rezydualny [47].

W publikowanym artykule są dyskutowane dwie grupy wskaźników geomorfologicznych o potencjalnym znaczeniu w rekonstrukcjach tektonicznych. Pierwsza grupa obejmuje formy powstające bezpośrednio w wyniku przemieszczeń pionowych (*fault-generated landforms*), które mogą dostarczyć informacji o wielkości, ewentualnej etapowości oraz czasie uskokowania. Drugą — tworzą formy pośrednio zależne od tektoniki blokowej (*fault-related landforms*), wskazując na lokalizację stref młodych przemieszczeń, ale ich bliżej nie charakteryzujących. Nie zostały natomiast omówione, w tym artykule, morfometryczne wskaźniki aktywności tektonicznej krawędzi, powszechnie stosowane w USA [7, 19, 24], a narazie w niewielkim stopniu w Polsce [21, 28, 46].

Geomorfologiczny wyraz tektoniki blokowej w Sudetach

Dominującym rysem budowy geologicznej Sudetów i bloku przedsudeckiego jest obecność licznych bloków tworzonych przez skały metamorficzne i magmowe oraz depresji wypełnionych przez skały osadowe. W większości są one oddzielone uskokami i nasunięciami, których założenia są na ogół waryscyjskie [39]. Odnowienie aktywności tektonicznej miało miejsce w trakcie ruchów alpejskich. Uskoki czynne w tym okresie są uważane za uskoki normalne, ze stromo nachylonymi powierzchniami uskokowymi [39], aczkolwiek dla niektórych sugerowano możliwość zaistnienia ruchu przesuwczego [29].

Jakkolwiek istnieją przesłanki intensywnych ruchów wznoszących, w górnej kredzie na uskoku Wilkanowa w Sudetach Środkowych [12], wydaje się mało prawdopodobne, aby krawędzie wówczas zarysowane przetrwały ok. 40 mln lat, w warunkach ogólnej stabilności tektonicznej i przynajmniej okresowo wilgotnego, subtropikalnego klimatu, sprzyjającego szybkim przekształceniom krajobrazu [18, 23]. Tektoniczna rzeźba Sudetów jest w większości neogén-ska i rozwijała się w trakcie kolejnych faz aktywności tektonicznej, związanych z wczesnym mioceniem (faza sawska), środkowym mioceniem (faza styryjska) oraz pliocenem i ewentualnie starszym plejstoceniem (faza wołoska) [13, 40]. W młodszym czwartorzędzie niektóre uskoki wykazały odnowienie aktywności, m.in. sudecki uskok brzeżny, uskok podkarkonoski, a także niektóre uskoki na bloku przedsudeckim, mające w większości postać krawędzi kopalnych [13, 26, 28, 35].

Blokowy charakter ruchów tektonicznych wyraża się przede wszystkim obecnością prostolinijnych krawędzi, zorientowanych przeważnie WNW–ESE do NW–SE w Sudetach Zachodnich i NW–SE do N–S w Sudetach Wschodnich. Należą do nich m.in. krawędzie związane z sudeckim uskokiem brzeżnym, głównym uskokiem śródsudeckim, uskokiem Rębiszowa, uskokiem podkarkonoskim, krawędzie ograniczające rów górnej Nysy i Nizkí Jeseník, a także występujące wewnątrz masywów Gór Izerskich, Karkonoszy, Gór Sowich, Bystrzyckich i Hrubego Jeseníka [2, 10, 13, 20, 26, 33, 38, 42, 45, 46]. Wysokość tych krawędzi waha się w bardzo szerokich granicach od 50 do 500 m.

Stoki uskokowe w Sudetach są założone w obrębie różnych typów skał różnego wieku. Ich wysokość zależy raczej od intensywności procesów tektonicznych, niż litologii. Przykładowo, wysokość krawędzi, związanej z sudeckim uskokiem brzeżnym, na gnejsowym odcinku Gór Sowich, wynosi od 100 do 300 m. W wielu przypadkach procesy egzogeniczne spowodowały odpreparowanie starych uskoków waryscyjskich w postaci skarp pseudouskokowych, nie różniących się istotnie wyglądem od krawędzi tektonicznych. W tym świetle próba opracowania zestawu cech charakterystycznych tylko dla krawędzi tektonicznych nabiera dodatkowego uzasadnienia.

*Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski, Plac Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław

Tab. 1. Kryteria identyfikacji krawędzi tektonicznych [wg 4]

Wspólne cechy krawędzi tektonicznych i pseudouskokowych	Cechy krawędzi tektonicznych
Wyraźna krawędź morfologiczna (brak zróżnicowania litologicznego między podstawą a skłonem krawędzi przemawia za genezą tektoniczną)	Słaba korelacja między odpornością podłoża a formami powierzchniowymi
Obecność linii uskokuwej przy podstawie krawędzi	Formy zapadliskowe
Trójkątne zakończenia grzbietów dochodzących do krawędzi	Większa miąższość aluwiiów w pobliżu linii uskokuwej
Prostolinijna podstawa krawędzi	Obecność jezior przy podstawie krawędzi
Dochodzące do krawędzi doliny V-kształtne z potokami płynącymi po podłożu skalnym	Anormalne małe stożki aluwialne
Wzrost spadku potoków wraz ze zbliżaniem się do linii uskoku	Częste trzęsienia ziemi
Obecność dolin zawieszonych (brak zróżnicowania litologicznego przemawia za genezą tektoniczną)	Przemieszczenie dawnej powierzchni topograficznej
Asymetria grzbietu	Dyslokacje w osadach współczesnych lub młodoplejstoczeńskich
Linia źródeł wzdłuż podstawy krawędzi	Skarpy bazalne (<i>basal scarplets</i>)
Sporadyczne trzęsienia ziemi	Zaburzenia w profilach podłużnych tarasów rzecznych
Osuwiska	Zgodność powierzchni uskoku z czołem krawędzi

Formy bezpośrednio zależne od tektoniki

Skarpy uskokuwe w osadach rzecznych

Przemieszczenia osadów aluwialnych, zarówno na tarasach, jak i stożkach aluwialnych, są powszechnie uważane za dostarczające najbardziej szczegółowych informacji o historii tektonicznej linii uskokuwej [5, 16, 24, 25, 30, 37, 43]. Ich znaczenie wzrasta wraz z postępem w datowaniu osadów fluwialnych [41].

Nagłe zmiany, wysokości plejstoczeńskich tarasów rzecznych w pobliżu krawędzi morfologicznych, zostały zauważone już w trakcie pierwszego kartowania geologicznego Sudetów, nie były jednak interpretowane w kategoriach aktywnej (czwartorzędowej) tektoniki. Większą uwagę poświęcił im Zeuner [53], konkludując jednakże tylko o ogólnym podnoszeniu bloku Gór Bardzkich w Sudetach Środkowych.

W ostatnich latach liczne pionowe przemieszczenia tarasów rzecznych, dochodzące maksymalnie do 25 m, zostały udokumentowane w środkowym segmencie sudeckiego uskoku brzeżnego [26, 28]. Podobne wielkości przemieszczeń są charakterystyczne dla krawędzi ograniczającej od północy masyw Karkonoszy oraz wschodniego fragmentu krawędzi Sudetów na odcinku Gór Złotych. W większości przypadków morfologicznym wyrazem przemieszczenia jest obecność „obciętego” tarasu skalno-osadowego (tzw. tarasu wysokiego) na bloku podnoszonym i brak jego kontynuacji na przedpolu. W przypadku doliny Bystrzycy i innych dolin w Górach Sowich, równolegowość wysokich tarasów i położonych 15–20 m niżej stożków aluwialnych na przedpolu, wydaje się bardzo prawdopodobna w świetle korelacji litostratygraficznych, bazujących na proporcji materiału sudeckiego i skandynawskiego w żwirach rzecznych różnego wieku [26, 28]. Wiek maksymalnych przemieszczeń pionowych został ustalony jako poodrzański (zdyslokowane tarasy powstały bezpośrednio po ostatniej transgresji lądolodu skandynawskiego na tym obszarze), ale przedvistuliański. Tarasy niższe, związane z okresem ostatniego glacjału i holocenu, nie wykazują na ogół zaburzeń w profilu podłużnym.

Pionowe przemieszczenia w obrębie tarasów czwartorzędowych przy krawędziach są dobrym wskaźnikiem ich uskokuwej genezy, jako że tektonika późnoplejstoczeńska jest uważana za kontynuację tektoniki wcześniejszej. Stosunek wielkości przemieszczeń późnoplejstoczeńskich do całkowitej wysokości krawędzi wynosi 1/5 do 1/10, wskazując na znacznie większą sumaryczną aktywność w neogenie.

Istotne ograniczenia wnioskowania na podstawie tarasów to:

- 1) trudności w rozpoznaniu tarasów starszych niż poodrzańskie, które — jeśli występują — na ogół są pozbawionymi osadów fluwialnych półkami skalnymi,
- 2) prawdopodobieństwo faktu, że ruchy tektoniczne na niektórych krawędziach wygasły całkowicie pod koniec trzeciorzędu.

Wygięcia biegu potoków u podstawy krawędzi morfologicznych

Odchylenia biegu rzek, sięgające miejscami 90°, są od dawna uważane za charakterystyczny sposób manifestacji w rzeźbie uskokuw przesuwczych, choć dokładne badania wykazały, że tylko 1/3 rzek wykazuje przemieszczenia wzdłuż uskokuw o znacznej nawet aktywności [15]. Zjawiska te nie były natomiast wzmiankowane przy analizie uskokuw normalnych. Na obszarze Sudetów wygięcia biegów potoków przy krawędziach są rzadkie i raczej nie wzbudzały większego zainteresowania. Jedynie wygięcie biegu Kaczawy k. Złotoryi zostało zinterpretowane jako wskaźnik przesuwczego charakteru sudeckiego uskoku brzeżnego w plejstocenie [29]. Prawdopodobnie najwięcej odchyień biegu wykazują potoki wypływające z Gór Sowich [28, 35]. Interpretacja tego obrazu jest jednak niejednoznaczna i jest najprawdopodobniej odbiciem nierównomiernego podnoszenia poszczególnych bloków tworzących zrab Gór Sowich. Potwierdzeniem takiej interpretacji może być zmiana wysokości trzeciorzędowej powierzchni degradacyjnej na skrzydle podnoszonym, również wskazująca na skośne podnoszenie.

Ogólnie, zmiany kierunków płynięcia wymagają bardzo ostrożnej interpretacji, jako że mogą być powodowane przez wiele innych czynników, z których najważniejsze — to położenie lokalnej bazy erozyjnej oraz uwarunkowania litologiczne. Nawet, jeśli jest możliwe, wykazanie braku zależności od tych czynników, wygięcia biegu wskazują raczej na pewne ogólne tendencje tektoniczne, niż charakteryzują typ i wiek ruchu na poszczególnych uskokuwach. Tak więc, wskaźnikowa rola wygięć biegu rzek w identyfikacji krawędzi tektonicznych jest bardzo ograniczona.

Grzbiety zagradzające

Podobnie jak odchylenia biegu rzek, grzbiety zagradzające (*shutter ridges*) powstają w wyniku ruchów przesuwczych [25, 43, 52], mogą więc występować okazjonalnie w

ogólnie tensyjnym reżimie tektonicznym Sudetów w neogenie i czwartorzędzie. Obecność grzbietów równoległych do czoła krawędzi została zauważona po raz pierwszy w Karkonoszach i zinterpretowana jako wyraz „rozszczepienia” (*splintering*) uskoku głównego [45]. Podobne grzbiety występują m.in. na uskoku Rębiszowa u podnóża Gór Izerskich i w kaczańskim segmencie uskoku brzeźnego [35]. One są zbudowane z różnych skał podłoża, jak granity, gnejsy, łupki zielencowe i osiągają do 20 metrów wysokości.

Interpretacja powyższych form jest trudna, gdyż alternatywnymi przyczynami powstania są m. in. uwarunkowania litologiczne, koncentracja erozji wzdłuż drugorzędnych uskoku, które wcale nie musiały wykazywać aktywności w kenozoiku, odziedziczenia drenażu itp. Związek z ruchami przesuwczymi jest najmniej prawdopodobny, jako że grzbiety zagradzające występują po zrzucanej stronie uskoku głównego, co nie ma miejsca w przypadkach wspomnianych z Sudetów. Niejednoznaczność pozycji grzbietów równoległych do krawędzi, w obszarach o zdegradowanej rzeźbie tektonicznej, praktycznie eliminuje je jako wskaźniki młodej tektoniki.

Inne formy rzeźby, powstające bezpośrednio w wyniku ruchów tektonicznych, wzmiankowane przez Blackweldera i innych, jak: formy zapadliskowe, skarpy bazalne, jeziora, są formami bardzo krótkotrwałymi w kategoriach czasu geologicznego i ulegają całkowitej degradacji w okresie 10^3 – 10^4 lat. Ich współczesne występowanie w ogólnie mało aktywnych tektonicznie obszarach, jak Sudety jest praktycznie niemożliwe, a wspomniane obniżenia u podstawy krawędzi raczej nie są formami tektonicznymi *sensu stricto*

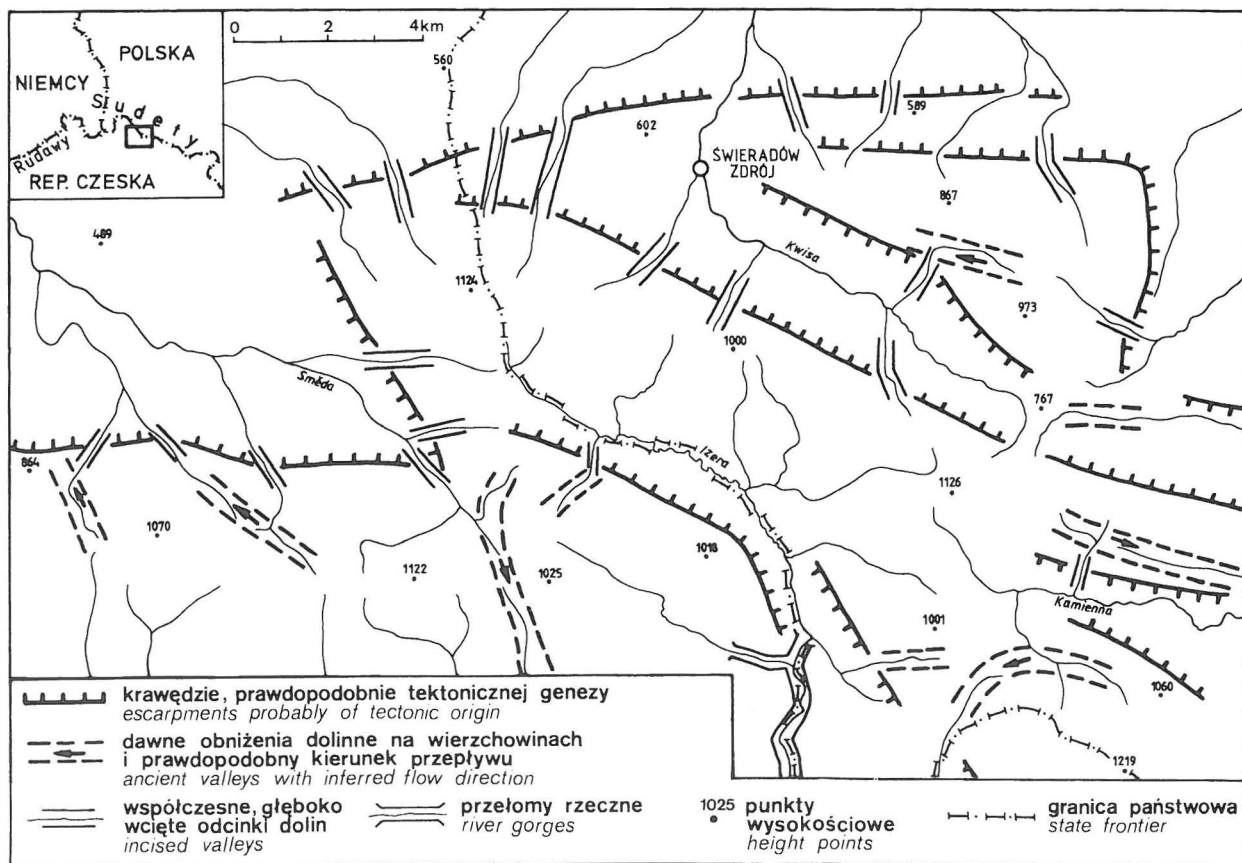
[20] a erozyjnymi, być może wykorzystującymi jakieś wcześniejsze tektoniczne założenia.

Formy pośrednio zależne od tektoniki

Zmiany hydrograficzne

Obecnie, obserwowany układ sieci rzecznej i cechy morfologii poszczególnych dolin w Sudetach, wskazują na liczne zmiany hydrograficzne, które dokonały się w trzeciorzędzie i czwartorzędzie. Większość zmian plejstocenских w niższych partiach Sudetów jest wiązana czasowo z etapem deglacjacji lądolodu odry, a nowo powstałe odcinki przełomowe są interpretowane jako epigenetyczne [14]. Niemniej układ obniżień, prawdopodobnie dolinnych, występujących na trzeciorzędowych powierzchniach wyniesionych tektonicznie, również nosi znamiona przebudowy, z pewnością niezależnej od deglacjacji lądolodu.

Zmiany hydrograficzne są wyraźne w północnej części Karkonoszy, na Pogórzu Karkonoskim [34]. Pierwotny układ sieci rzecznej był prawdopodobnie zdominowany przez doliny podłużne, jakie do dziś występują na stoku głównego grzbietu Karkonoszy i częściowo także na Pogórzu Karkonoskim. Świadectwem dawnego układu odwodnienia są martwe doliny w położeniu grzbietowym i odcinki dolin niewspółmiernie szerokie do wielkości cieku, a dowodem późniejszych zmian — nagłe zmiany biegu rzek do 90° oraz obecność dolin poprzecznych, na ogół głębszych i węższych niż odcinki podłużne. Strone zbocza dolin poprzecznych kontynuują się w postaci krawędzi morfologicznych nie związanych z kierunkami odwodnienia. Tak



Ryc. 1. Układ dawnych i współczesnych dolin oraz krawędzi w obrębie Gór Izerskich

Fig. 1. Pattern of ancient and present-day valleys and scarps in the Izera Mountains

więc, zboczy dolinnych w odcinkach poprzecznych nie można uważać wyłącznie za wynik erozji wgłębnej. Zmiany biegu dolin na Pogórzu Karkonoskim nie są uzależnione od różnic litologicznych w występującym tu granicie.

Obecność dawnych szerokich obniżen dolinnych jest powszechna na wierzchowinowych powierzchniach Gór Izerskich [35, 36, 42] (ryc. 1). Większość z nich, dochodzi do wysokich krawędzi morfologicznych, ograniczających masyw lub dzielących go na mniejsze bloki i wykazują one tylko częściową zgodność z przebiegiem dolin współczesnych. Dawna dolina, w północno-zachodnim fragmencie Gór Izerskich, została rozdzielona na kilka izolowanych obniżen, wskutek erozji wstecznej, postępującej od skarpy o przebiegu skośnym do starej doliny. Ponadto, dominujący zachodni i północno-zachodni kierunek cieków w środkowej części masywu jest w wyraźnej opozycji do obecnego odwodnienia ku południowi za pomocą przełomowej doliny Izery i może wskazywać na znaczną reorganizację, czy nawet odwrócenie drenażu [42].

W obu powyższych przypadkach występuje wyraźna współzależność anomalnych zjawisk w układzie odwodnienia i obecności skarp, dochodzących do 400 m wysokości, których lokalizacja nie wykazuje uwarunkowań litologicznych. Wydaje się, że są one krawędziami tektonicznymi, które rozbiły dawną powierzchnię na nierównomiernie wypiętrzane bloki i spowodowały rozwój systemu odwodnienia, nawiązującego do nowej rzeźby terenu. Dla części tych skarp była już wcześniej postulowana tektoniczna geneza [38].

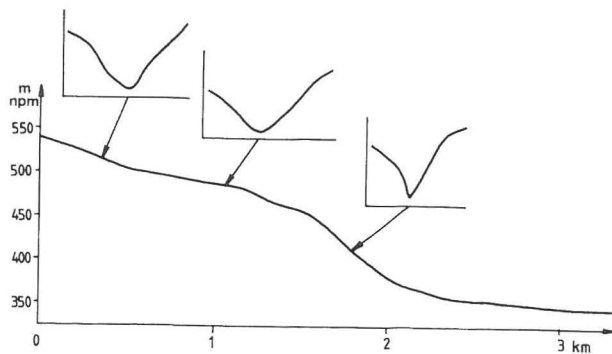
Zmiany sieci drenażu na starych powierzchniach wierzchowinowych, zapisane istnieniem odcinków o wyraźnie różniącej się rzeźbie, mogą więc pośrednio wskazywać na strefy przemieszczeń pionowych. Nie dają one natomiast informacji o czasie i tempie ruchu, głównie z powodu braku datowanych starszych osadów rzecznych. Z przesłanek geomorfologicznych i paleogeograficznych można sądzić, że zmiany te zachodziły w okresie przedczwartorzędowym.

Doliny zawieszone

Obecność dolin zawieszonych jest stosunkowo często spotykaną cechą krawędzi morfologicznych w Sudetach. Szerokie dno dolinne, występujące na powierzchni wyniesionej, urywa się na krawędzi wyraźnym progiem, którego wysokość wynosi, w przypadku różnych skarp, od 20–30 do około 250 m. Najwyżej położone dna zawieszonych dolin występują w Górach Izerskich. Zawieszenie jest dobrze widoczne w wypukłych, dwusegmentowych profilach podłużnych cieków (ryc. 2).

Zjawisko zawieszenia dna dolinnego jest uzależnione od kilku czynników, z których najistotniejsze — to rodzaj skały podłoża, wielkość cieku wytwarzającego formę dolinną oraz tempo ruchu wznoszącego. W Sudetach doliny zawieszone występują głównie na podłożu granitowym (Pogórze Karkonoskie, Góry Izerskie, masyw granitowy kłodzko-złotostocki) i w mniejszym stopniu na gnejsowym (Góry Izerskie). Nie są spotykane w skałach łupkowych, mimo istnienia tu długich i wyraźnych krawędzi (segment kaczański sudeckiego uskoku brzeźnego i głównego uskoku śródsudeckiego), a także w skałach osadowych. Zawieszenie pozostaje również w wyraźnej relacji do długości cieku powyżej skarpy i praktycznie nie występuje w dolinach potoków dłuższych niż 2 km. Najwyraźniejsze jest w przypadku suchych dolin na Pogórzu Karkonoskim.

Intensywność ruchu wznoszącego wpływa w istotny sposób na możliwość i tempo jednoczesnego z wypiętrzeniem rozcinania dawnego dna dolinnego. W przypadku



Ryc. 2. Profil podłużny i profile poprzeczne przez zawieszoną dolinę Zachełmca na krawędzi Pogórza Karkonoskiego

Fig. 2. Longitudinal profile and cross-sections of the hanging valley of Zachełmiec creek, on the tectonic margin of the Karkonosze Foothills

znaczących przemieszczeń, ale o niewielkim tempie, nawet erozja mało zasobnych w wodę potoków mogła dotrzymać kroku wypiętrzaniu i wówczas powstawały przy krawędziach głębokie doliny wciosowe, charakterystyczne dla skarp marginalnych w Sudetach.

Mimo rzadkiego występowania, doliny zawieszone wydają się być dobrym wskaźnikiem uskokuwej genezy krawędzi, zwłaszcza że nie zostały stwierdzone na krawędziach pseudouskokowych, o genezie niewątpliwie denudacyjnej. Duża wysokość zawieszenia, znacznie przekraczająca wielkości ruchu charakterystyczne dla młodszego plejstocenu, sugeruje przedplejstocenijski wiek form. Teoretycznie więc, doliny zawieszone pozwalają zidentyfikować krawędzie aktywne przed czwartorzędem. Doliny te byłyby formami względnie długowiecznymi.

Cechy profilu podłużnego potoków i systemu tarasów

Wyraźne załomy, w profilach podłużnych potoków przekraczających krawędzie, mogą być interpretowane jako załomy genezy tektonicznej, czyli odzwierciedlające strefy przesunięć pionowych. W rzeczywistości taki związek jest bardzo trudny do udowodnienia, zwłaszcza dla załomów oddalonych od krawędzi obszarów górskich. Przypadkiem wyjątkowym jest wodospad Podgórzej w Karkonoszach (10 m wys.), którego związek z linią tektoniczną dokumentuje widoczne na progu wodospadu przerwanie ciągłości żyły aplitowej i zrzućenie jej o około 8 m. Wodospad ten jest położony w obrębie 5-kilometrowej krawędzi, interpretowanej jako uskokuwa [33].

Nieregularności w profilu podłużnym, w tym występowanie wielu załomów, może być efektem powtarzalności ruchów w strefach krawędziowych i stopniowej migracji załomów w górę rzeki. Tempo erozji wstecznej może być jednak bardzo zróżnicowane i uzależnione od wielu czynników, w tym wewnętrznych dla samego systemu rzeczniczego [44], co znacznie utrudnia interpretację tektoniczną. Ponadto liczne cechy podłoża skalnego, jak granice litologiczne, skały żyłowe, powierzchnie ciosowe, mogą powodować utrwalenie załomów. Znacznie urozmaicone profile podłużne oraz wciosowy charakter dolin są charakterystyczne także dla skarp pseudouskokowych i strukturalnych, stąd znaczenie profili podłużnych w rekonstrukcjach neotektonicznych obszarów takich, jak Sudety jest bardzo ograniczone i mogą one być jedynie kryterium dodatkowym.

Na pewne ogólne tendencje tektoniczne wskazują cechy

systemu tarasowego. Oprócz pionowych przesunięć aluwialnych, znaczenie mają tu głównie zjawisko dywergencji i konwergencji tarasów, różnice w profilach podłużnych kolejnych tarasów tej samej rzeki, a także wzrost miąższości aluwiołów w wyrażnie określonych strefach. Współwystępowanie tych cech z innymi przesłankami geomorfologicznymi pozwoliło zidentyfikować na Pogórzu Wałbrzyskim linie uskoku, czynne jeszcze w młodszym czwartorzędzie [27, 28].

Ogólnie jednak, same cechy systemu tarasowego są niewystarczającym wskaźnikiem aktywnej tektoniki, gdyż odzwierciedlają one historię geomorfologiczną całej zlewni i działanie różnych czynników [8]. Ponadto, w warunkach sudeckich istotnym ograniczeniem jest praktyczny brak tarasów starszych niż poodrzańskie, co pozwala wnioskować tylko o ewentualnej tektonice młodoczwartorzędowej.

Rozbicie dawnej powierzchni zrównania

Kryterium to, którego ważność i użyteczność podkreślał już Blackwelder [4], jest bardzo trudne do zastosowania, gdyż wciąż brak satysfakcjonujących metod określania wieku dawnych powierzchni. Są one na ogół pozbawione osadów umożliwiających korelacje, a wiarygodność metod trakowych i sposób interpretacji wyników są wciąż dyskutowane [3]. W Sudetach jedynie w Górach Bystrzyckich można było udowodnić rozbicie jednolitej powierzchni wieku pokredowego na wiele bloków, gdyż klastyczne osady turońskie pełnią tam funkcję horyzontu korelacyjnego.

W pozostałych przypadkach należy udowodnić, że krawędzie rozdzielające powierzchnie uważane za trzeciorzędowe nie są wynikiem cyklicznego rozwoju rzeźby, co było zakładane dla Sudetów w dotychczasowych modelach ewolucji tego obszaru [22, 50], oraz że nie są one uwarunkowane litologicznie. Argumentami za niedenudacyjną genezą krawędzi mogą być: zachowana na znacznej długości prostoliniowość, brak śladów cofania w postaci ostańców i zatok w jej przebiegu oraz niezależność od obecnego i dawnego układu odwodnienia.

Brak uwarunkowań litologicznych dokumentuje m.in. występowanie tych samych skał po obu stronach krawędzi oraz niezgodność granic litologicznych z przebiegiem skarpy. Obecność tych cech pozwoliła określić niektóre stoki, na obszarze masywu granitowego karkonosko-izerskiego, jako tektonicznie uwarunkowane [33, 42]. Ogólnie, wnioski co do jedno- lub różnowiekowości zrównań muszą być wysuwane bardzo ostrożnie, zwłaszcza że tego typu „negatywna” analiza krawędzi jest w wielu obszarach Sudetów jedyną dostępną metodą geomorfologiczną.

Uwagi końcowe

Powyższa dyskusja wskazuje, że tylko niektóre z kryteriów identyfikacji krawędzi tektonicznych, zaproponowanych początkowo dla rejonów o intensywnej tektonice i półsuchym klimacie, mogą być zastosowane w obszarach o rezydualnej rzeźbie tektonicznej, jaka występuje w Sudetach. Najpewniejszymi wskaźnikami ruchów tektonicznych, umożliwiającymi określenie ich wieku, charakteru i wielkości są zdeformowane formy akumulacji fluwialnej.

W północnej (polskiej) części Sudetów użyteczność tego kryterium jest jednak znacznie ograniczona wskutek częściowego przemodelowania glacialnego gór w środko-

wym plejstocenie, powinna natomiast być znacznie wyższa po południowej (czeskiej) stronie masywu. Identyfikacja tektoniki starszej od zlodowacenia, na podstawie kryteriów geomorfologicznych jest problematyczna, ponieważ drobne formy, podobne do tektonicznych, mają najczęściej niejasną genezę, a analiza hipsometryczna dawnych powierzchni zrównań i ewolucji sieci drenażu dają tylko ogólne informacje o charakterze ruchów tektonicznych. Identyfikacja poszczególnych krawędzi i wieku przemieszczeń jest na tej podstawie rzadko możliwa. Rolę wskaźnikową dla aktywności tektonicznej Sudetów przed zlodowaceniami plejstoceniowymi mogą pełnić doliny zawieszone. Nie można jednak wykluczyć tektonicznej genezy krawędzi, nawet jeśli w ich obrębie zawieszone doliny nie występują. Powstanie tych ostatnich jest bowiem silnie uzależnione od litologii podłoża i wielkości cieków.

Ograniczona rola analizy morfotektonicznej, w obszarach o zdegradowanej rzeźbie tektonicznej, nakazuje uzupełniać rekonstrukcje neotektoniczne innymi metodami. Szczególnie obiecujące wydają się tutaj, mimo pewnych niedogodności, metody zagęszczonych poziomów oraz analizy morfometryczno-statystyczne. Pozwalają one znacznie uszczegółowić obraz morfostrukturalny, wciąż jednak nie dają one precyzyjnej odpowiedzi na pytanie o wiek przemieszczeń tektonicznych.

Autor pragnie wyrazić wdzięczność prof. W. Zuchiewiczowi i dr D. Krzyszkowskiemu za przejrzenie tekstu i krytyczne uwagi oraz dr I. S. Stewartowi (West London Institute of Higher Education) za dyskusję o tektonicznych interpretacjach form rzeźby. Rysunki zostały wykonane przez p. Barbarę Bierońską. Artykuł jest rozszerzoną wersją referatu przedstawionego na konferencji Komisji Neotektoniki Komitetu Badań Czwartorzędu PAN w Krakowie, 25 – 27 X 1993 r. Praca została wykonana w ramach grantu KBN nr 6 6134 92 03/p 02.

Literatura

- 1 ANDERSON T. C. 1977 — Brigham Young University Geol. Stud., 24: 83–101.
- 2 BERG G. 1927 — *Geomorphology*, Bd. 2: 1–20.
- 3 BISCHOFF R., SEMMEL A., WAGNER G. A. 1993 — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 92: 127–143.
- 4 BLACKWELDER E. 1928 — *J. Geol.*, 36: 289–311.
- 5 BOWMAN D., GERSON R. 1986 — *Tectonophysics*, 128: 97–119.
- 6 BUCKNAM R. C., ANDERSON R. E. 1979 — *Geology*, 7: 11–14.
- 7 BULL W. B., McFADDEN L. D. 1977 — [W:] D.O. Doehring (ed.), *s Geomorphology in Arid Regions*, Publ. in *Geomorphology*, State University of New York at Binghamton: 115–138.
- 8 BULL W. B., KNUEPFER P. L. K. 1987 — *Geomorphology*, 1: 15–32.
- 9 COTTON C. A. 1950 — *GSA Bull.*, 61: 717–757.
- 10 DEMEK J. 1985 — *Geografický Časopis*, 37: 303–311.
- 11 DEMEK J. (red.) 1965 — *Geomorfologie Českých zemí*. Academia Praha.
- 12 DON J., DON B. 1960 — *Acta Geol. Pol.*, 10: 71–106.
- 13 DYJOR S. 1975 — [W:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 1, Wyd. Geol.
- 14 DYJOR S. 1987 — [W:] *Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce*, Ossolineum, Wrocław: 85–101.
- 15 GAUDEMER Y., TAPPONIER P., TURCOTTE D. L. 1989 — *Ann. Tect.*, 3/2: 55–76.

- 16 GERSON R., GROSSMAN S. i in. 1993 — *Earth Surf. Proc. Landf.*, 18: 181–202.
- 17 GILBERT G. K. 1890 — *U. S. Geol. Survey Monograph.*, 1: 438.
- 18 GILEWSKA S. 1987 — *Geogr. Pol.*, 53: 19–41.
- 19 HACK J. T. 1973 — *U. S. Geol. Surv. J. Res.*, 1: 421–429.
- 20 IVAN A. 1972 — *Čas. Sleškeho Muzea*, 21: 107–116.
- 21 HARASIMIUK M., KRAWCZUK J., RZECZOWSKI J. (red.) 1993 — *Tektonika Roztocza i jej aspekty sedimentologiczne, hydrogeologiczne i geomorfologiczno-krajobrazowe*, Lublin: 123.
- 22 JAHN A. 1953 — *Prz. Geogr.*, 25: 53–59.
- 23 JAHN A. 1980 — *Geogr. Pol.*, 43: 5–23.
- 24 KELLER E. A. 1986 — [In:] R. E. Wallace (ed.) *Active Tectonics*, Nat. Acad. Press, Washington: 136–147.
- 25 KELLER E. A., BONKOWSKI M. S., KORSCH R. J., SLEMON R. J. 1982 — *GSA Bull.*, 93: 46–56.
- 26 KRZYSZKOWSKI D., PIJET E. 1993 — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 94: 243–259.
- 27 KRZYSZKOWSKI D., STACHURA R. 1992 — *Bull. INQUA Neotect. Comm.*, 15: 38–39.
- 28 KRZYSZKOWSKI D., MIGOŃ P., SROKA W. (red.) 1992 — *Neotektoniczne aspekty rozwoju geomorfologicznego dolin rzecznych i stożków aluwialnych w strefie sudeckiego uskoku brzeżnego. Przewodnik konferencji terenowej*, Wrocław.
- 29 MASTALERZ K., WOJEWODA J. 1993 — *Spec. Publs. IAS*, 17: 293–304.
- 30 MAYER L. 1984 — *Quat. Res.*, 22: 300–313.
- 31 MAYER L. 1986 — [In:] R. E. Wallace (ed.) *Active Tectonics*, National Academy Press, Washington: 125–135.
- 32 McCALPIN J. P. 1993 — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 94: 137–157.
- 33 MIGOŃ P. 1991 — *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, 39: 267–276.
- 34 MIGOŃ P. 1992 — *Opera Corcontica*, 29: 5–24.
- 35 MIGOŃ P. 1993 — *Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd.*, 94: 223–241.
- 36 MYCIELSKA E., NOWAKOWSKA T. 1956 — *Czas. Geogr.*, 25: 269–278.
- 37 NASH D. B. 1984 — [In:] R. E. Wallace (ed.) *Active Tectonics*, National Academy Press, Washington: 181–194.
- 38 OBERC J. 1975 — [W:] *Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, t. 1, Wyd. Geol.: 157–170.
- 39 OBERC J. 1977 — [W:] W. Pożaryski (ed.) *Geology of Poland, IV, Tectonics*, Wyd. Geol.: 451–475.
- 40 OBERC J., DYJOR S. 1969 — *Biul. Inst. Geol.*, 236: 41–142.
- 41 PIERCE K. L. 1986 — [In:] R. E. Wallace (ed.) *Active Tectonics*, National Academy Press, Washington: 195–214.
- 42 POTOCKI J. 1993 — *Strukturalne uwarunkowania rzeźby środkowej części Gór Izerskich*. Inst. Geogr. UW. (nie publik. praca magisterska).
- 43 ROCKWELL T. K., KELLER E. A. 1984 — [In:] J. E. Costa i P. J. Fleischer (eds.), *Developments and applications of geomorphology*, Springer: 203–239.
- 44 SCHUMM S. A. 1979 — *Inst. Brit. Geogr. Trans., N. S.*, 4/4: 485–515.
- 45 SROKA W. 1991 — *Acta Univ. Wratisl., Prace Geol.-Miner.*, 29: 239–249.
- 46 SROKA W. 1993 — *Morfotektonika gór obrzeżających Kotlinę Kłodzką w świetle badań morfometrycznych*. Inst. Nauk. Geol. Uniwersytetu Wrocławskiego, (nie publ. rozprawa doktorska).
- 47 STEWART I. S., HANCOCK P. L. 1990 — *Episodes*, 13: 256–263.
- 48 THORNBURY W. D. 1969 — *Principles of Geomorphology*. Wiley.
- 49 TRICART J. 1974 — *Structural Geomorphology*. Longman.
- 50 WALCZAK W. 1972 — [W:] *Geomorfologia Polski*, t. 1, PWN: 167–231.
- 51 WALLACE R. E. 1977 — *GSA Bull.* 88: 1267–1281.
- 52 WESSON R. L., HELLEY E. J. i in. 1975 — [In:] R. D. Borchardt (ed.) *Studies for Seismic Zonation of the San Francisco Region*, U.S. Geol. Surv., Prof. Pap., 941-A: A5–A30.
- 53 ZEUNER F. 1928 — *Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik im Gebiet der Glatzer Neisse*. Leipzig.

Summary

Tectonic landforms of the Sudetes Mountains, being residual in its character, cannot be recognised by means of geomorphic criteria of active faulting, developed in semi-arid areas of the Western United States. Fault-generated escarpments, which are a common feature of the Sudetes morphology, have been severely degraded since their origin in the Late Tertiary times. Direct evidence of faulting lacks and, therefore, indirect morphological indices have to be used while attempting to elucidate tectonic history of the area.

Vertical offsets of alluvial surfaces, i.e. terraces and fans, are the only phenomena that bear unequivocal evidence of young tectonics. However, most of fluvial landforms in the Sudetes is post-Odranian in age and only Late Pleistocene faulting can be recognised in that way. The best developed fault scarps in alluvium, up to 25 m high, occur along the Sudetic Marginal Fault and indicate considerable activity of that fault line towards the end of Quaternary. Other forms, as probable shutte ridges and deflected streams, may have several alternative origins and thus their use is limited in neotectonic reconstructions.

Hydrographic changes, hanging valleys above scarps and longitudinal profiles of streams may be analysed as fault-related landforms. They can provide some information about pattern and amount of uplift and hanging valleys are the most convincing indicator of vertical movements. In resistant igneous rocks they may be preserved for more than 1 m. y., so they are relatively long-lived landforms.

Geomorphological analysis of escarpments that separate Tertiary planation surfaces may also contribute to neotectonic reconstructions. Many scarps bear neither evidence of lithological control nor of retreat and if so, they are probably degraded fault-generated scarps, along which displacements of old morphological surfaces have taken place. It appears that any approach to recognise tectonic history of the area of residual tectonic relief, which bases on morphologic criteria alone, needs to be supplemented by other methods. Morphometric analyses seem to be the most promising.