



You have downloaded a document from  
**RE-BUŚ**  
repository of the University of Silesia in Katowice

**Title:** Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych drzew - narzędzie do identyfikacji współczesnych ruchów osuwiskowych

**Author:** Małgorzata Wistuba, Ireneusz Malik

**Citation style:** Wistuba Małgorzata, Malik Ireneusz. (2011). Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych drzew - narzędzie do identyfikacji współczesnych ruchów osuwiskowych. "Czasopismo Geograficzne" (T. 82, z. 4 (2011), s. 401-421).



Uznanie autorstwa - Licencja ta pozwala na kopiowanie, zmienianie, rozprowadzanie, przedstawianie i wykonywanie utworu jedynie pod warunkiem oznaczenia autorstwa.

# INDEKS DEKONCENTRYCZNOŚCI PRZYROSTÓW ROCZNYCH DRZEW – NARZĘDZIE DO IDENTYFIKACJI WSPÓŁCZESNYCH RUCHÓW OSUWISKOWYCH

Małgorzata Wistuba\*, Ireneusz Malik\*\*

*Katedra Paleogeografii i Paleoekologii Czwartorzędu, Wydział Nauk o Ziemi, Uniwersytet Śląski, ul. Będzińska 60, 41-200 Sosnowiec*

Wistuba M., Malik I., 2011, Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych drzew – narzędzie do identyfikacji współczesnych ruchów osuwiskowych, *Czasopismo Geograficzne*, 82(4): 401–421.

Artykuł wpłynął do redakcji 20.03.2011; po recenzji zaakceptowany 15.11.2011.

---

## Streszczenie

Zbadano kształty pni oraz szerokości przyrostów rocznych świerków (*Picea abies*) porastających stoki osuwiskowe w Moravskoslezských Beskydách (Karpaty Zachodnie, Czechy). W przeciwieństwie do drzew na stokach stabilnych są one pochylone w kierunku dostokowym w górnych częściach stoków, a w częściach dolnych (strefie oddziaływania erozji fluwialnej) – wygięte odstokowo. Po dolnej stronie pni, pod wpływem grawitacji, wytwarzane są szersze przyrosty roczne – drzewa wzrastają dekoncentrycznie. Początkowe lata dekoncentryczności utożsamiono z inicjacją/reaktywacją procesów osuwania. W celu ich dendrochronologicznego datowania wykorzystano opracowany przez autorów indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych (%) oraz zmienność roczną indeksu dekoncentryczności (%). Wskaźniki pozwalają porównywać intensywność ruchów masowych między poszczególnymi drzewami, stanowiskami i osuwiskami. W przeciwieństwie do dotychczasowych metod analizy dekoncentryczności, datowanie czasu osuwania przeprowadzono matematycznie w oparciu o progi obliczone dla stoku referencyjnego.

---

## Wprowadzenie

Drzewa porastające stoki objęte ruchami masowymi często wykazują różnicowane deformacje kształtu pnia (ryc. 1) [Alestalo 1971, Shroder 1980, Braam 1987 a, b, Wistuba i in. 2011]. Pod wpływem naprężeń spowodowanych ruchem podłoża, zmianom ulega także anatomia wykształcanego przez nie

drewna. Ruchy masowe w obszarach zalesionych zapisywane są w przyrostach drzew rok po roku, co utożsamiane jest głównie z występowaniem drewna reakcyjnego [Shroder 1978]. Do dendrochronologicznych rekonstrukcji przebiegu (czasu wystąpienia i zasięgu przestrzennego) procesów stokowych stosowane są także: obecność kanałów żywicznych, zranień i nagłych zmian szerokości przyrostów rocznych [Shroder 1980, Butler 1987].

---

\* E-mail: malgorzatawistuba@gazeta.pl

\*\* E-mail: irekgeo@wp.pl



Ryc. 1. Przykłady zewnętrznych deformacji pni świerków na badanym stoku osuwiskowym (stanowisko Kp2): A – dolna część stanowiska, pień wygięty odstokowo (ku osi doliny), B – górna część stanowiska, pień pochylony dostokowo (ku szczytowi wzniesienia), C – dekoncentryczny rdzeń pobrany z pnia pochylonego dostokowo.

Fig. 1. Examples of deformations in spruce stems growing on the studied landslide slope (site Kp2): A – lower part of the site, stem bent downslope (towards the valley axis), B – upper part of the site, stem tilted upslope (towards the top of the hill), C – eccentric core taken from stem tilted upslope.

Metodą dendrochronologiczną datowano dotychczas przebieg takich procesów stokowych jak: pełzanie, osypywanie i odpadanie [Stoffel i in. 2005, Migoń i in. 2010], spływy gruzowe [Baumann, Kaiser 1999, Gärtner i in. 2003, Malik, Owczarek 2009] i osuwanie [Braam i in. 1987a, b, Krąpiec, Margielewski 1991, 2000, Corominas, Moya 1999, 2010, Fantucci, Sorriso-Valvo 1999, Stefanini 2004, Krąpiec, Rączkowski 2005]. W badaniach osuwisk wykorzystywano przeważnie analizę drewna reakcyjnego, a w przypadku drzew iglastych – drewna kompresyjnego [Schweingruber 1996, Corominas, Moya 1999, 2010, Zielski, Krąpiec 2004, Stoffel i in. 2005, Pánek

i in. 2011]. Dekoncentryczność przyrostów rocznych stosowana była rzadziej, pomimo faktu, że jest ona bezpośrednio związana z deformacjami pnia pod wpływem stresu mechanicznego i grawitacji. Brak przykładów skutecznego datowania ruchów masowych wyłącznie na podstawie dekoncentryczności – zwykle jest ona stosowana w połączeniu z innymi cechami anatomicznymi [Corominas, Moya 1999, 2010, Stefanini 2004, Pánek i in. 2011]. Autorzy nie podejmują dyskusji nad skutecznością tej metody. Znanne są też przykłady nieskutecznego zastosowania dekoncentryczności w analizie dynamiki stoków [np. Stefanini 2004]. Jednocześnie Koprowski i in.

[2010] stwierdzili, że w sosnach zwy-  
czajnych (*Pinus sylvestris*) zasypywa-  
nych przez migrujące wydmy wykształ-  
cana jest ona z kilkuletnim wyprzedze-  
niem względem drewna kompresyjnego.  
Autorzy sugerują, że dekoncentryczność  
jest, w konsekwencji, dokładniejszym  
wskaźnikiem czasu występowania proce-  
sów rzeźbotwórczych. Zaletą badań  
z wykorzystaniem dekoncentryczności  
jest stwierdzona przez Mäkinena [1998]  
u sosny niezależność jej zmienności od  
wieku i relatywnej wielkości drzew.

Dekoncentryczny wzrost drzew może  
być powodowany zróżnicowanymi czyn-  
nikami środowiskowymi (procesy geo-  
morfologiczne, wiatr, wzrost masy drze-  
wa z wiekiem). Jak dotąd, prowadzono  
niewiele badań dendrochronologicznych  
nad relacjami dekoncentryczności z twor-  
zeniem drewna kompresyjnego oraz  
z występowaniem naprężeń i deformacji  
pni drzew [Schweingruber 1996]. Poje-  
dyncze analizy dla gatunków iglastych  
wykonywano na potrzeby leśnictwa  
[Krzysik 1974, Mäkinen 1998, Stokes,  
Berthier 2000, Berthier i in. 2001], analiz  
anatomicznych, klimatologii [Schwein-  
gruber 1996] i w ramach badań adaptacji  
drzew do warunków środowiskowych, na  
przykład wiatru [Wade, Wendel-Hewson  
1979, Schweingruber 1996].

Na możliwość zastosowania dekon-  
centryczności przyrostów rocznych  
w geomorfologii wskazywali Hupp  
[1986], Malik i Ciszewski [2008] dla  
erozji rzecznej, Vanderkerckhove i in.  
[2001] dla erozji wązowej oraz Ko-  
prowski i in. [2010] dla migracji wydm  
nadmorskich. Na aktywnych geomorfo-  
logicznie stokach zjawisko deformacji  
(wyginania, pochylania) pni drzew pod  
wpływem grawitacyjnych ruchów maso-  
wych – spelzowania gruntu i osuwania –  
obserwowali Parizek i Woodruff [1957]  
oraz Schweingruber [1996].

Informacje dotyczące sposobów od-  
kształcania pni w obrębie stoków obję-  
tych ruchami masowymi są często

sprzeczne i niewystarczające, zarówno  
jeśli chodzi o kierunek (w górę, w dół  
stoku) jak i sposób wyginania (pień po-  
chylony, krzywulcowe kształty pni, pień  
w kształcie „S”). Zaobserwowano jed-  
nak, że zmienność kształtów pni jest  
większa w przypadku ruchów gwałtownych  
i wielkoskalowych [Parizek, Wo-  
odruff 1957, Schweingruber 1996, Krą-  
piec, Margielewski 2000]. Dowodzą tego  
przeprowadzone na szeroką skalę obser-  
wacje Krąpca i Margielewskiego [1991,  
2000], Krąpca i Rączkowskiego [2005],  
Krąpca i in. [2008]. Autorzy ci, analizu-  
jąc dekoncentryczność drzew na ponad  
20 osuwiskach, uzyskali wyniki dla  
znacznej części polskich Karpat Zachod-  
nich. Badaniami objęto osuwiska duże,  
o skomplikowanej morfologii i złożo-  
nych mechanizmach ruchu. Badano  
drzewa różnych gatunków, a autorzy  
odnotowali dużą ilość wariantów wygi-  
nania i pochylania pni drzew.

W przedstawianych badaniach anali-  
zowano mniejsze i płytsze osuwiska,  
długości 40–50 m, wykształcone w obrę-  
bie większej formy – wtórne przemiesz-  
czenia grawitacyjne. Mniejsze zróżnico-  
wanie rzeźby terenu, kształtów pni drzew  
i dobór jednego gatunku do badań po-  
zwoliły na uchwycenie prawidłowości  
w wykształcaniu przez świerki pospolite  
(*Picea abies*) dekoncentrycznych przyro-  
stów rocznych pod wpływem ruchów  
masowych.

W badaniach Krąpca i Margielew-  
skiego [1991, 2000], Krąpca i Rączkow-  
skiego [2005], Krąpca i in. [2008] de-  
koncentryczność datowano bezpośrednio  
na podstawie przebiegu krzywych szeroko-  
ści przyrostów rocznych, bez obiek-  
tywnej, obliczeniowej metody [Krąpiec,  
Margielewski 2000].

Próbę systematyzacji wykorzystania  
dekoncentryczności przyrostów rocznych  
w datowaniu lawin podjęli Casteller i in.  
[2008]. Autorzy wykorzystali zapropono-  
wany przez Schweingruber [1996]  
indeks dekoncentryczności, pierwotnie

skonstruowany dla badań spelzwywania pokrywy śnieżnej. Casteller i in. [2007] zaproponowali także własny wskaźnik, stworzony na potrzeby rekonstrukcji przebiegu lawin. Inny sposób obliczania indeksu wykorzystał w badaniach przystosowania drzew do wiatru Burkhalter [za Schweingrubera 1996]. Na potrzeby badań ruchów masowych, metodę analizy dekoncentryczności stworzyli także Braam i in. [1987a, b]. Żaden z wymienionych wskaźników nie znajduje zastosowania w analizie dendrogeomorfologicznej osuwisk.

Celem badań jest uściślenie zaproponowanych dotychczas sposobów analizy dekoncentryczności przyrostów rocznych oraz zaproponowanie matematycznych wskaźników i metod odpowiednich dla dendrogeomorfologii, dokładniej dla badań ruchów masowych na stokach, w szczególności osuwisk. Zaproponowana metodyka uwzględniła zróżnicowanie pokroju pni drzew rosnących na mobilnym podłożu. Umożliwiła obiektywne wskazanie czasu reaktywacji osuwisk. Pozwoliła także oceniać i porównywać nasilenie dekoncentryczności, a pośrednio procesów osuwania zapisanych w anatomii drewna drzew. Celem badań było opracowanie metody, która będzie mogła znaleźć zastosowanie praktyczne w wykrywaniu aktywnych w ostatnich latach stoków osuwiskowych, które mogą stanowić zagrożenie dla istniejącej lub planowanej infrastruktury.

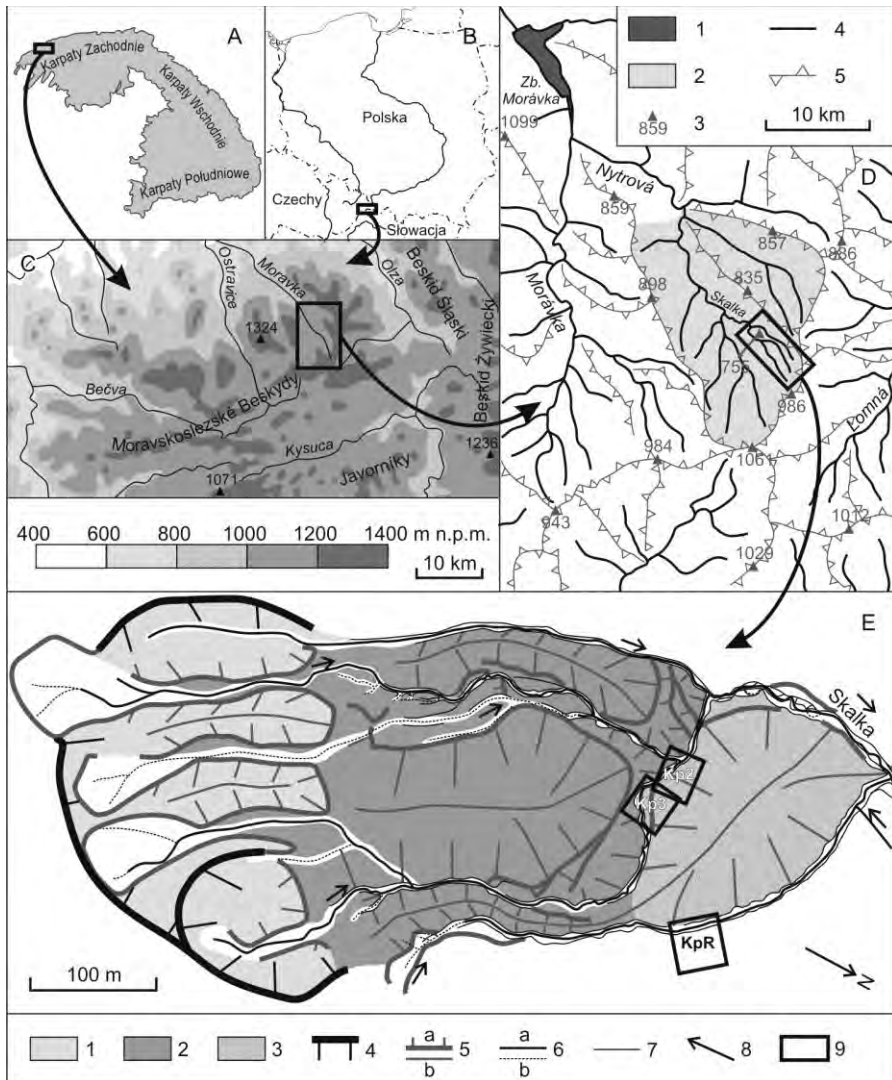
### Obszar badań

Badania prowadzono w Morawsko-sleszkich Beskydach (Zachodnie Karpaty Zewnętrzne, Czechy; ryc. 2 A–C). Trzy badane stanowiska leżą na północno-wschodnich stokach Koziego hřbetu (986 m n.p.m.) w północnej części masywu Malého Polomu (1061 m n.p.m.). W podłożu badanego obszaru występują podatne na ruchy masowe skały fliszowe kredy: cienko- i średnioławicowe na-

przemianległe warstwy łupkowo-piaskowcowe, lokalnie mułowcowe. W otoczeniu stanowisk, na powierzchni zalegają luźne utwory czwartorzędu: aluwia, deluwia i koluwia [Menčík 1975, Pešl 1987]. Analizowane stanowiska występują na obszarze rozległego osuwiska (długość: 750 m, szerokość: 350 m; ryc. 2 E) powstałego w jednym z lejów źródłowych potoku Skalka (ryc. 2 D). Osuwisko znajduje się na wysokości 700–850 m n.p.m. W górnej części skarpy głównej osuwiska przebiega uskok o kierunku SW–NE [Menčík 1975, Pešl 1987]. Stanowiska badawcze obejmują wtórne zsuwy wykształcone w materiale koluwalnym.

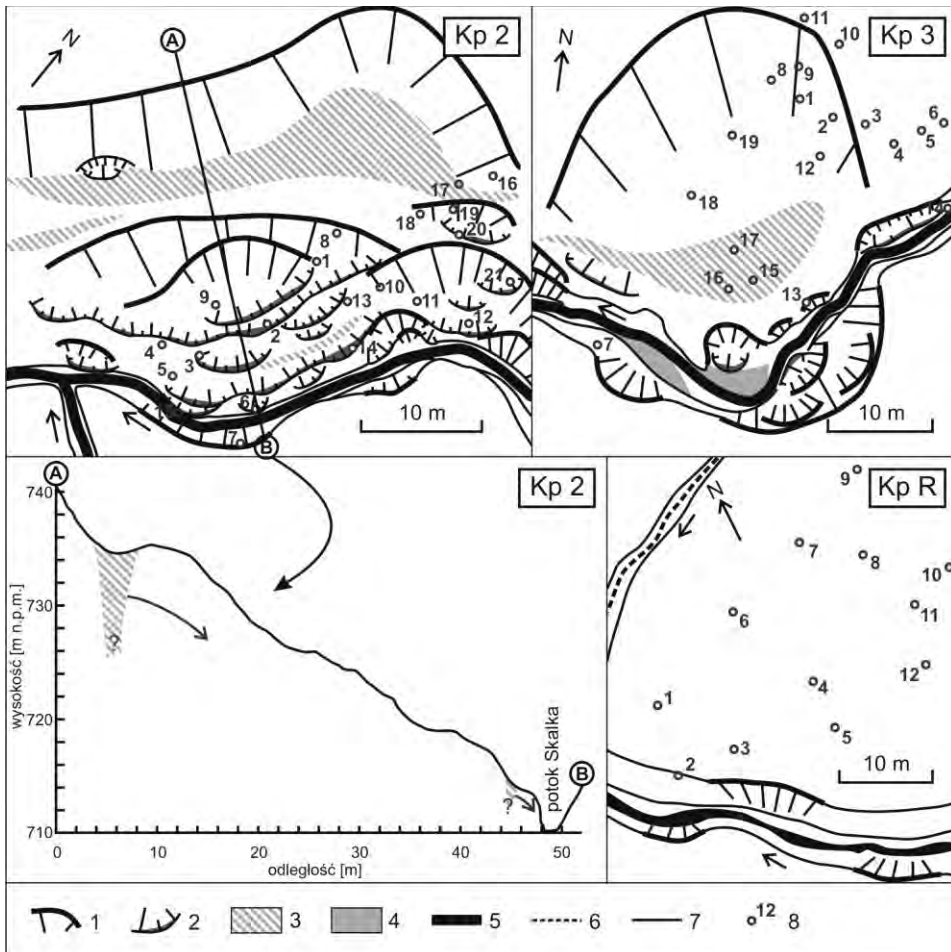
Dwa stanowiska badawcze (Kp2, Kp3) zlokalizowano w dolnej części osuwiska Skalka, na wale koluwalnym (spiętrzona część jęzora osuwiskowego; ryc. 2 E) o wysokości względnej sięgającej 60 m nad dnem otaczających rozcięć erozyjnych. Stanowiska położone są na stoku o rzeźbie wskazującej na występowanie, współcześnie lub w przeszłości, ruchów masowych. Stwierdzono tam obecność rowów zboczowych i rozpadlin w górnej części stoków oraz w strefie przykorytowej potoku Skalka, nisz oraz niewielkich jęzorów osuwiskowych schodzących do koryta potoku (ryc. 3). Skarpy i jęzory tworzą na stokach system stopni, których wysokość sięga 2 m. Średnie nachylenie stoków to około 50 %. Koryto potoku Skalka, w odcinkach sąsiadującym z badanymi stokami, cechuje się krętością wymuszaną przez boczną dostawę materiału koluwalnego (stanowiska badawcze zlokalizowane są na wypukłym brzegu cieku; ryc. 3) oraz wyraźnymi oznakami erozji bocznej, szczególnie na brzegach przeciwnych stokowi osuwiskowemu.

Rzeźba terenu wskazuje, że w badanych stanowiskach Kp2 i Kp3 koryto potoku Skalka jest spychane przez małe, wtórne zsuwy rotacyjne (długości 40–



Ryc. 2. Położenie obszaru badań: A – w łańcuchu górskim Karpat, B – na tle terytoriów Polski i Czech, C – w paśmie górskim Moravskoslezských Beskydów, D – w zlewni potoku Skalka (1 – zbiorniki wodne, 2 – zlewnia potoku Skalka, 3 – szczyty górskie [m n.p.m.], 4 – rzeki i potoki, 5 – grzbiety górskie), E – rzeźba osuwiska Skalka wraz z lokalizacją stanowisk Kp2, Kp3 i KpR (1 – skarpa główna osuwiska, 2 – jezioro osuwiska, 3 – wał koluwalny, 4 – krawędzie skarp osuwiskowych, 5 a – jezory osuwiskowe, b – linie grzbietowe wałów koluwalnych, 6 – koryta cieków: a – stałych, b – prowadzących wodę po opadach i roztopach, 7 – podcięcia brzegów, 8 – kierunki nachylenia, 9 – stanowiska badawcze i referencyjne).

Fig. 2. Location of the study area: A – in the Carpathian mountain belt, B – compared with Poland and Czech Republic territories, C – in the mountain range of Moravskoslezské Beskydy, D – in the catchment of the Skalka stream (1 – water reservoirs, 2 – catchment of the Skalka stream, 3 – mountain peaks [m a.s.l.], 4 – rivers and streams, 5 – mountain ridges), E – morphology of the Skalka landslide with the location of sites Kp2, Kp3 and KpR (1 – landslide headscarp, 2 – landslide tongue, 3 – colluvial rampart, 4 – head scarps, 5 a – landslide toes, b – crest lines of colluvial ramparts, 6 – stream channels: a – permanent, b – with water only after rainfalls and spring melts, 7 – channel undercuts, 8 – slope directions, 9 – study and reference sites).



Ryc. 3. Rzeźba stanowisk badawczych Kp2, Kp3 (szkice geomorfologiczne, profil stoku) i referencyjnego KpR (szkic geomorfologiczny) wraz z lokalizacją opróbowanych drzew: 1 – skarpy, 2 – loby, 3 – rowy rozpadlinowe, 4 – ląchy aluwialne, 5 – koryta potoków, 6 – suche rozcięcia erozyjne, 7 – erodowane brzozy potoków, 8 – opróbowane drzewa.

Fig. 3. Morphology of study sites Kp2, Kp3 (geomorphic maps, slope cross-section) and reference site KpR (geomorphic map) with the location of sampled trees: 1 – head scarps, 2 – toes, 3 – trenches, 4 – alluvial bars, 5 – stream channels, 6 – dry erosional dissections, 7 – eroded channel banks, 8 – sampled trees.

50 m; ryc. 3), z wsteczną rotacją przemieszczanego materiału, które współcześnie przekształcają wał koluwalny dużego osuwiska Skalka.

Stanowisko referencyjne wybrano, kierując się następującymi przesłankami:

- brak form osuwiskowych; stoku nie wykluczają ślady spęływania, spłukiwania itp.,
- bliska odległość do stoku osuwiskowego,
- budowa geologiczna możliwie najbardziej zbliżona do stoku osuwiskowego,

- nachylenie i ekspozycja podobne do stoku osuwiskowego,
- podobna wysokość nad poziom morza,
- drzewostan tego samego gatunku i wieku.

Stanowisko referencyjne (KpR) zlokalizowano w bezpośrednim sąsiedztwie osuwiska Skalka, na stoku podpartym przez wał koluwalny (ryc. 2 E), o nachyleniu i ekspozycji podobnych do stanowisk badawczych. Powierzchnia stoku referencyjnego jest wyrównana, (ryc. 3) – uznano go za pozbawiony wpływu głębszych ruchów masowych, a obserwacje wskazują na kształtowanie go głównie przez splukiwanie i saltację wykrotową. Stok stanowiska KpR pozostaje w kontakcie z korytem jednego ze źródłowych odcinków potoku Skalka.

Obszar badań leży w strefie klimatu umiarkowanego, przejściowego, górskiego. Stanowiska znajdują się w obrębie piętra klimatycznego umiarkowanie chłodnego [Hess 1965]. W obszarze badań częstym zjawiskiem są kilkudniowe intensywne opady, jak na przykład w 1997 r., gdy w ciągu czterech dni (5–8. lipca) spadło 602 mm deszczu. Maksymalne dobowe sumy opadów odnotowane w latach 1879–2000 w Moravskoslezských Beskydách wyniosły 200,0–233,8 mm/dobę [Štekl i in. 2001].

Badane stanowiska położone są w górnej części zlewni potoku Skalka (ryc. 2 D), jednego z dopływów rzeki Morávka – dopływu rzeki Ostravice (dorzecze górnej Odry). Sieć rzeczną na obszarze i w sąsiedztwie osuwiska tworzą źródłowe odcinki potoków. Cieki te cechują małe przepływy, a część z nich ma charakter okresowy. Prowadzą wodę jedynie po większych opadach lub roztopach. W dolnej części jezora osuwiska, w sąsiedztwie stanowisk Kp2, Kp3 i KpR, odpływ następuje dnami głębokich i wąskich rozcięć erozyjnych (ryc. 2 E, 3). Obszar osuwiska Skalka znajduje się w piętrze lasów regla dolnego. Natu-

ralną roślinnością w tym obszarze jest buczyna karpacka z bukiem zwyczajnym (*Fagus sylvatica*) i jodłą pospolitą (*Abies alba*) [Seneta, Dolatowski 2008]. Obecnie dominującym w Moravskoslezských Beskydách zbiorowiskiem roślinnym są monokultury świerków pospolitych (*Picea abies*). Nasadzone przez człowieka iglaste lasy gospodarcze występują także na osuwisku Skalka, w tym na wyznaczonych stanowiskach.

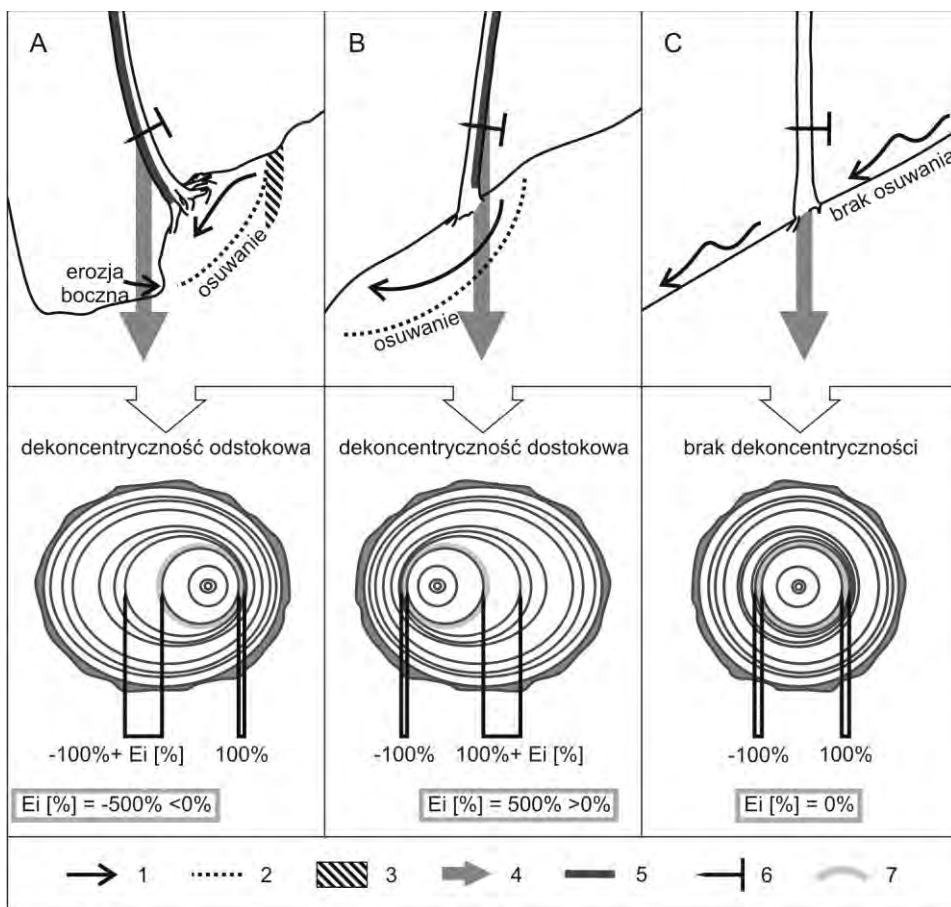
## Materiały i metody

Dla obszaru dużego osuwiska Skalka, w tym znajdujących się w jego obrębie dwóch stanowisk badawczych (Kp2, Kp3) oraz na stanowisku referencyjnym (KpR) wykonano kartowanie geomorfologiczne. Dla obydwu stanowisk wykonano także profile poprzeczne stoków.

W ramach analizy dendrogeomorfologicznej opróbowano łącznie 52 drzewa. Do badań dobierano osobniki wizualnie ocenione jako zdrowe, bez widocznych ubytków aparatu asymilacyjnego oraz zranień pni. Z każdego pnia, przy pomocy świdra Presslera, pobierano dwa rdzenie. Odwierty wykonywano wzdłuż jednej osi, na wysokości pierśnicy.

Zaburzenia anatomiczne przyrostów rocznych drzew są najbardziej czytelne w osi oddziaływania siły deformującej pnie. W przypadku osuwania na stanowiskach badawczych (Kp2, Kp3) jej przebieg jest zgodny z nachyleniem stoków. Charakterystyczną cechą drzew jest owalny kształt przekroju poprzecznego pnia, gdzie dłuższa jest oś równoległa do spadku stoków (ryc. 1, 4). Odwierty pobierano z drzew o pniach możliwie najbardziej zdeformowanych, wygiętych zgodnie z nachyleniem stoków. Umożliwiło to analizę szerokości przyrostów rocznych po stronie od- i dostokowej pni. Próby pobrano z drzew porastających zróżnicowane elementy rzeźby: skarpy osuwiskowe, wypłaszczenia i jezory osuwiskowe. Na stanowisku badawczym





Ryc. 4. Kształtowanie się przyrostów rocznych pod wpływem siły grawitacji w drzewach wygiętych przez osuwanie podłoża (A, B) oraz w drzewach o pniach prostych (C). Schemat interpretacji wartości procentowej indeksu dekoncentryczności: 1 – procesy geomorfologiczne, 2 – powierzchnie ześlizgu, 3 – rowy zboczowe, 4 – wektor grawitacji, 5 – część pnia wykształcająca szersze przyrosty roczne, 6 – przekrój poprzeczny pnia, 7 – przyrost idealnie koncentryczny.

Fig. 4. Formation of tree rings influenced by gravity in trees tilted by landsliding (A, B) and in trees with straight trunks (C). An outline to interpretation of percent value of the eccentricity index: 1 – geomorphic processes, 2 – sliding surfaces, 3 – slope trenches, 4 – vector of gravity, 5 – part of trunk forming wider annual rings, 6 – trunk cross-section, 7 – ideally concentric ring.

Kp2 opróbowano 21 drzew, na stanowisku Kp3 – 19.

Uzyskane rdzenie wklejono w drewniane podstawki i zeszlifowano papierem ściernym. Następnie pomierzono szerokość przyrostów rocznych w rdzeniach (dokładność: 0,01 mm). Porównano dane uzyskane dla obu stron (do- i odstoko-

wej) pni poszczególnych drzew, a następnie na ich podstawie obliczono dekoncentryczność przyrostów rocznych i indeks dekoncentryczności. Na ich podstawie, stosując odpowiednie algorytmy, wyznaczano prawdopodobne momenty uruchomienia osuwisk na badanych stokach.

Na stanowisku referencyjnym (KpR) odwierty wykonano w 12 drzewach. Do odwiertów wybierano najsilniej pochyłone spośród drzew na stanowisku. Rdzenie pobrano zgodnie z kierunkiem nachylenia stoku i przeprowadzono dla nich identyczne procedury jak na stanowiskach badawczych. Wyniki uzyskane na stanowisku KpR pełnią rolę materiału porównawczego, także w obliczeniach wskaźników dekoncentryczności. Potraktowano je jako typowe dla stoków stabilnych, pozbawionych, w przeciwieństwie do stanowisk Kp2 i Kp3, oddziaływania głębszych ruchów masowych (osuwania).

Przeanalizowane sekwencje przyrostów rocznych na stanowisku Kp2 sięgają lat 1944–1965. Większość (19 z 21) sekwencji rozpoczyna się w ciągu 13 lat (1946–1958). W przypadku stanowiska Kp3 większość (18 z 19) sekwencji rozpoczyna się w ciągu 15 lat (1936–1950), tylko jedno drzewo rozpoczęło wzrost wcześniej – w 1892 r. Na stanowisku referencyjnym sekwencje przyrostowe sięgają lat 1943–1958. Większość z nich (8 z 12) rozpoczyna się w ciągu 9 lat (1943–1951). Opróbowane drzewa są w przybliżeniu równowiekowe.

Ze względu na charakter lasu na stanowiskach (monokultury świerkowe) wszystkie pobrane próby pochodzą ze świerków pospolitych (*Picea abies*). Świerk jest drzewem powszechnie występującym naturalnie i w nasadzeniach, w Karpatach oraz w Sudetach. Podobnie do świerka na ruchy masowe reagują inne drzewa iglaste, na przykład jodły, stanowiące naturalny składnik lasów regla dolnego. W konsekwencji, opracowana metoda może zyskać szerokie zastosowanie, także ponadregionalne.

### **Zapis aktywności osuwiskowej badanych stoków w kształtach pni i w szerokości przyrostów rocznych drzew**

Świerki porastające oba stanowiska badawcze mają zdeformowane pnie (ryc. 1). Charakter odkształceń zależy od położenia w stosunku do elementów rzeźby. Świerki rosnące w dolnej części stanowisk, w strefie przykorytowej, wyginają się i pochylają odstokowo (w dół stoku, ku osi doliny; ryc. 1 A). W górnej części stanowiska pnie drzew pochylone są dostokowo (w górę stoku, ku szczytowi wzniesienia), ale są pozbawione wygięć (ryc. 1 B). Deformacje drzew zgodne są z nachyleniem stoków – jest to efektem grawitacyjnych ruchów masowych o takim kierunku oddziaływania sił. W przypadku drzew pochylonych dostokowo, rosnących w górnych partiach stoków, były to ruchy osuwiskowe (ryc. 4 B), a w przypadku drzew wygiętych odstokowo, rosnących w dolnych partiach stoków – proces odspajania i zsuwania pakietów podłoża pod wpływem podcinania podstawy stoku przez erozję fluwialną (ryc. 4 A).

Zaobserwowano, że obok opisanych deformacji pokroju, świerki ze stanowisk badawczych Kp2 i Kp3 posiadają także zniekształcone przekroje poprzeczne pni: owalne, wydłużone zgodnie z nachyleniem stoku. Pobierając z drzew odwierty stwierdzono, że położenie rzeczywistego środka drzewa (najstarszego przyrostu) nie pokrywa się ze środkiem geometrycznym przekroju (ryc. 4 A–B). Średnica wydłużonego przekroju poprzecznego pnia, w osi wygięcia drzewa jest podzielona na dwa różnej długości promienie – przyrosty roczne badanych świerków są dekoncentryczne. Charakter dekoncentryczności jest różny u drzew wygiętych od- i dostokowo. U drzew pochylonych w górę stoku – szersza jest część dostokowa pnia (dekoncentryczność doskokowa; ryc. 1 C), a u drzew

wygiętych w kierunku spadku stoku – część odstokowa (dekoncentryczność odstokowa).

Przyczyną różnic kierunku dekoncentryczności jest oddziaływanie na pochylone pnie drzew pionowej siły grawitacji. W każdym przypadku, wzrost świerków (szerzej, drzew iglastych) jest intensywniejszy po dolnej stronie pnia, która poddawana jest ścisnaniu. Po górnej, rozciągniętej stronie pnia, wzrost jest ograniczony. Wyzształcanie od- lub dostokowej dekoncentryczności zależy od kierunku pochylenia drzewa (ryc. 4). Podobne do opisanych wyniki uzyskali: dla świerka – Braam i in. [1987 a, b], Schweingruber [1996], dla sosny nadmorskiej (*Pinus pinaster* Ait.) – Stokes i Berthier [2000] oraz Berthier i in. [2001] oraz dla różnych gatunków drzew (m. in. jodły, świerka) – Krąpiec i Margielewski [2000]. Ci ostatni obserwowali dostokowe pochylanie drzew powyżej nisz osuwisk jako skutek powstawania szczelin dylatacyjnych.

Dekoncentryczność przyrostów rocznych na uzyskanych wykresach szerokości przyrostów rocznych manifestuje się jako długotrwałe „rozchodzenie się”, rozbieżność krzywych dostokowych i odstokowych, kiedy szerokość przyrostów po jednej ze stron pnia gwałtownie rośnie lub maleje, w porównaniu z drugą stroną (ryc. 5, 6).

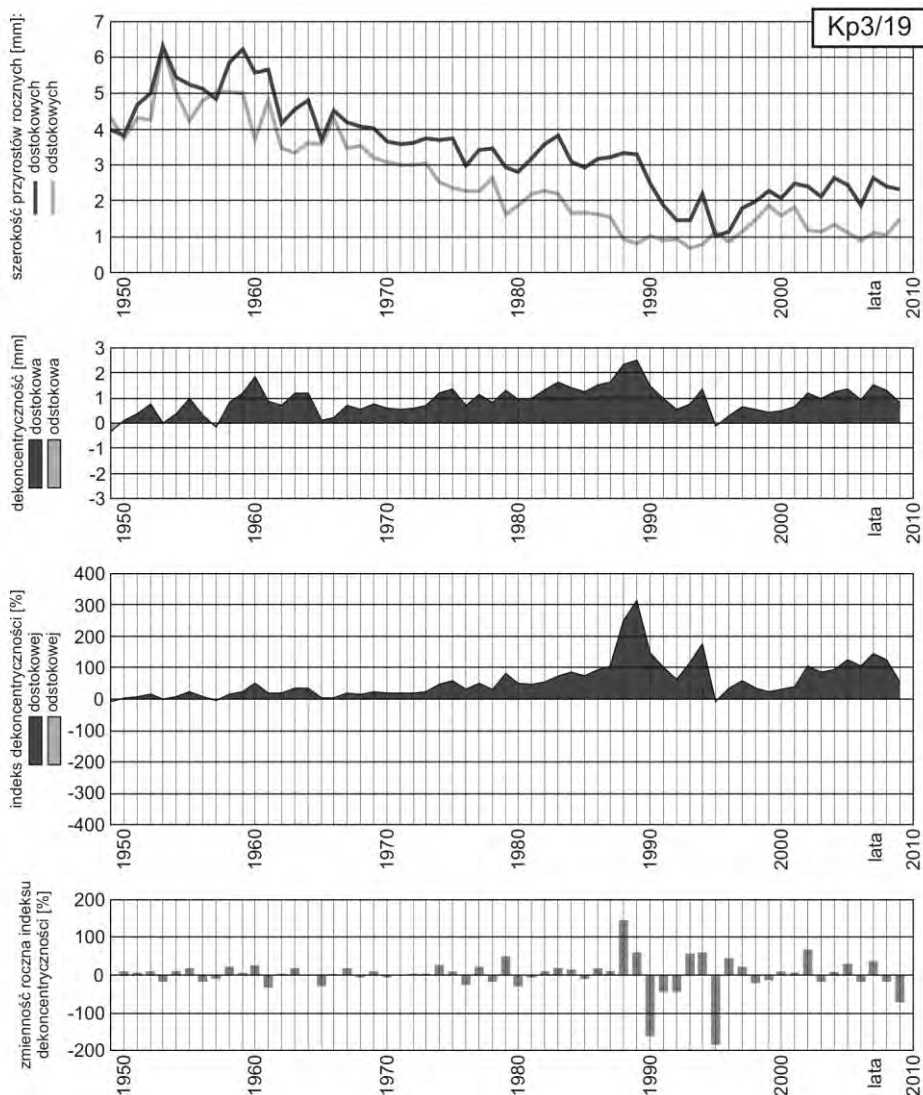
Świerki porastające stanowisko referencyjne, gdzie brak śladów głębszych ruchów masowych, mają proste, mniej więcej pionowe pnie, czasem ze słabo zaznaczonym wybrzuszeniem przy gruncie, po stronie odstokowej. Nie wykazują wyraźnych zniekształceń przekroju poprzecznego pnia. Kierunek oddziaływania siły grawitacji pokrywa się w nich w przybliżeniu z osią pnia (ryc. 4 C). W pobranych odwiertach brak wyraźnych oznak dekoncentryczności o skali zbliżonej do tej ze stanowisk osuwiskowych. Uzyskane dla od- i dostokowych

stron pni krzywe przyrostów rocznych mają zbliżony przebieg (ryc. 7).

### **Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych**

#### ***Obliczanie indeksu dekoncentryczności i jego interpretacja***

Żaden z zaproponowanych dotychczas w literaturze indeksów dekoncentryczności przyrostów rocznych nie jest przystosowany do analizy dendrogeomorfologicznej osuwisk. Indeks dekoncentryczności przyrostów rocznych stworzony przez Schweingruber [1996] dla badań spelzowania pokrywy śnieżnej obliczany jest jako stosunek szerokości przyrostu rocznego po stronie dostokowej pnia do szerokości po stronie odstokowej. W metodzie tej indeks dla przyrostów szerszych po stronie dostokowej (dekoncentryczność dostokowa) osiąga wartość między 0 a 1, a przy dekoncentryczności odstokowej – wartości od 1 do nieskończoności (1 = przyrost koncentryczny). Uniemożliwia to porównywanie nasilenia dekoncentryczności odstokowej i dostokowej. Indeks Castelleri i in. [2007] zastosowany do rekonstrukcji przebiegu lawin to procentowa różnica wskaźnika Schweingruber [1996] obliczana rok po roku. Powiela wady pierwowzoru i nie może być zastosowany w analizie osuwisk. W badaniach przystosowania drzew do oddziaływania wiatru, Burkhalter [za Schweingruberem 1996] zdefiniował procentowy wskaźnik dekoncentryczności [E/p %] jako różnicę między większym a mniejszym promieniem pnia podzieloną przez połowę jego średnicy. Indeks ten nie różnicuje dekoncentryczności odstokowej i dostokowej. Przyjmują one te same, dodatnie wartości (0 = brak dekoncentryczności), niezależnie od tego, która część przyrostu jest szersza. Uniemożliwia to określenie na wykresach kierunku pochylenia drzew.



Ryc. 5. Przekształcenie szerokości przyrostów rocznych próby Kp3/19 w dekoncentryczność, indeks dekoncentryczności i jego zmienność roczną – przykład dekoncentryczności dostkowej.

Fig. 5. The transformation of tree-ring widths from the sample Kp3/19 into eccentricity, eccentricity index and its yearly variation – an example of upslope eccentricity.

Powyższe prace nie opisywały skali dekoncentryczności przyrostów rocznych na stokach stabilnych i nie uwzględniały obiektywnych sposobów selekcji epizo-

dów osuwania – polegała ona na wzrokowej interpretacji wykresów. Matematyczną metodę datowania zaproponowali Braam i in. (1987a, b). Oparta jest ona

jednak na rozbudowanych procedurach statystycznych, nadal dających wykonawcy swobodę interpretacji. Ponadto przenosi na pole geomorfologii rozwiązania opracowane dla badań dendroklimatologicznych, nieadekwatne do specyfiki i potrzeb badań rzeźby terenu. Opisywany stan metodyki i badań nad dekoncentrycznością skłoniły nas do opracowania metody matematycznej, która ogranicza pole swobodnej interpretacji, a wynikiem nadaje porównywalność.

W ramach badań przeprowadzonych w Moravskoslezských Beskydách, na osuwisku Skalka, szerokości przyrostów rocznych drzew mierzone po obu stronach pnia (odstokowej: D [mm], dostokowej: U [mm]), przekształcono w dekoncentryczność wyrażoną w milimetrach (E [mm]) i indeks dekoncentryczności wyrażony w procentach (Ei [%]). Wskaźniki te obliczono zgodnie ze wzorami:

$$E_x \text{ [mm]} = U_x - D_x; \quad [1]$$

gdy  $E_x \text{ [mm]} > 0$  — dekoncentryczność dostokowa:

$$Ei_x \text{ [%]} = (E_x / D_x) \times 100 \% > 0; \quad [2a]$$

gdy  $E_x \text{ [mm]} = 0$  — brak dekoncentryczności:

$$Ei_x \text{ [%]} = E_x \text{ [mm]} = 0; \quad [2b]$$

gdy  $E_x \text{ [mm]} < 0$  — dekoncentryczność odstokowa:

$$Ei_x \text{ [%]} = (E_x / U_x) \times 100 \% < 0, \quad [2c]$$

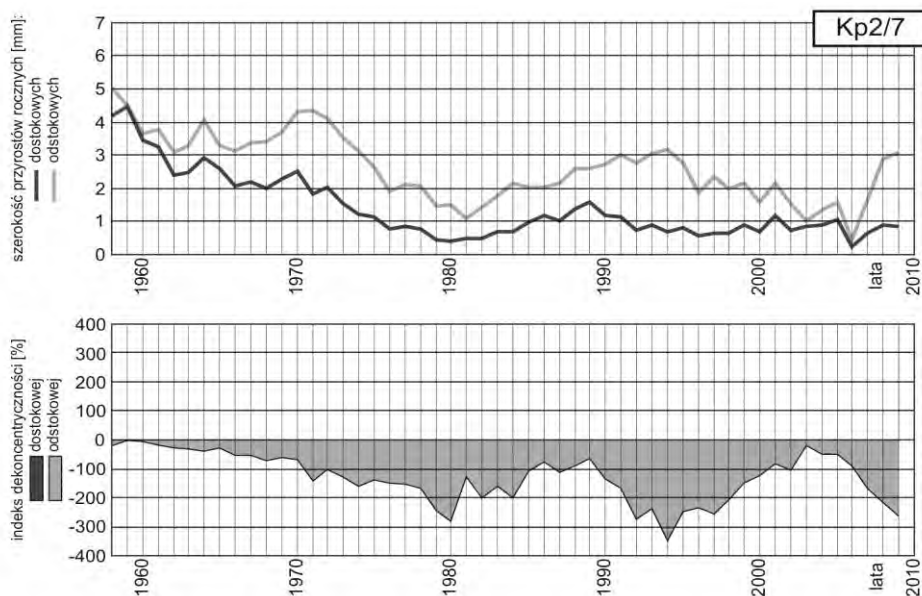
gdzie:

U – szerokość przyrostu rocznego po stronie dostokowej pnia (*upslope tree-ring width*) [mm];

D – szerokość przyrostu rocznego po stronie odstokowej pnia (*downslope tree-ring width*) [mm];

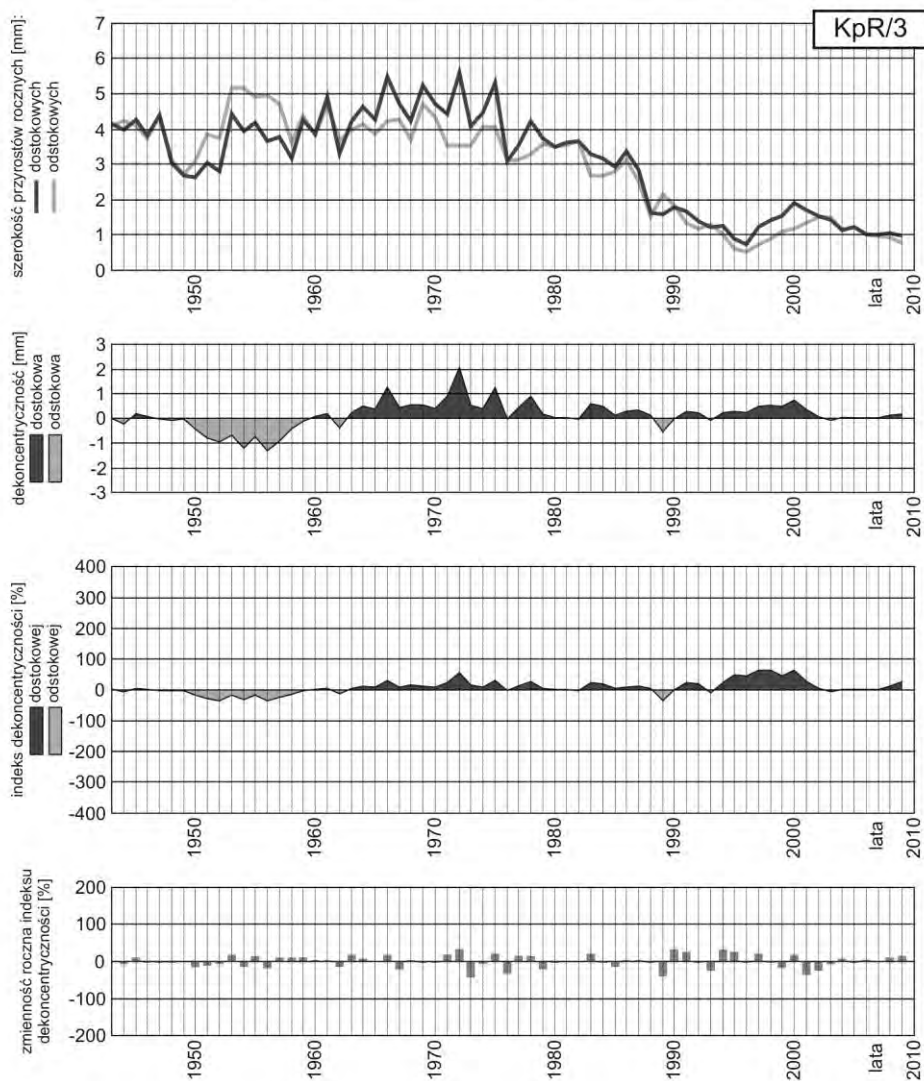
E – dekoncentryczność przyrostu rocznego (*eccentricity of tree ring*) [mm];

Ei – indeks dekoncentryczności przyrostu rocznego (*eccentricity index of tree ring*) [%]; x – rok.



Ryc. 6. Szerokości przyrostów rocznych oraz indeks dekoncentryczności w próbie Kp2/7 – przykład dekoncentryczności odstokowej.

Fig. 6. Tree-ring widths and eccentricity index in the sample Kp2/7 – an example of downslope eccentricity.



Ryc. 7. Przekształcenie szerokości przyrostów rocznych próby KpR/3 w dekoncentryczność, indeks dekoncentryczności i jego zmienność roczną – przykład braku dekoncentryczności na stanowisku referencyjnym.

Fig. 7. The transformation of tree-ring widths from the sample KpR/3 into eccentricity, eccentricity index and its yearly variation – an example of the lack of eccentricity at the reference site.

W zaproponowanej formule różnica szerokości przyrostu rocznego po stronie dostkowej i odstkowej odnoszona jest

do węższego z tych promieni, traktowanego jako 100 % lub -100 % (odpowiednio dekoncentryczność do- lub odstoko-

wa). Na szerszą część przyrostu składają się: węższy promień oraz indeks dekoncentryczności do- i od stokowej (odpowiednio:  $100\% + E_i$  [%] lub  $-100\% + E_i$  [%]; ryc. 4).

Indeks dekoncentryczności skonstruowano tak, aby:

- uniezależnić jego wartość od osobniczych tendencji drzew do wykształcania przyrostów względnie szerszych lub węższych, a przez to umożliwić porównywanie dekoncentryczności pomiędzy poszczególnymi drzewami, stanowiskami badawczymi i referencyjnym (poprzez indeks wyrażany w procentach),
- zróżnicować wartości dekoncentryczności od- i dostokowej (na odpowiednio ujemne i dodatnie),
- umożliwić porównywanie nasilenia dekoncentryczności do- i odstokowej (porównywalne przedziały wielkości odpowiednio od 0 do  $+\infty$  i od 0 do  $-\infty$ ),
- ułatwić graficzną prezentację wyników na wykresach (wartość graniczna dekoncentryczności od- i dostokowej to 0 oznaczające brak dekoncentryczności).

Dekoncentryczność przyrostów rocznych ( $E$  [mm]) oraz indeks dekoncentryczności ( $E_i$  [%]) obliczone zostały dla każdego drzewa jako całości i każdego przyrostu rocznego w pobranych próbach. Uzyskane dla poszczególnych drzew i lat wartości dekoncentryczności oraz indeksu dekoncentryczności przedstawione zostały na wykresach (przykłady przekształceń dla stanowisk badawczych i referencyjnego, dekoncentryczności od- i dostokowej; ryc. 5–7).

Indeks dekoncentryczności obliczony dla całych średnic pni drzew waha się na stanowiskach badawczych od  $-49,09$  do  $64,86\%$ , a na stanowisku referencyjnym od  $-47,16$  do  $46,92\%$ . Maksymalna dekoncentryczność dostokowa pojedynczego przyrostu rocznego na stanowi-

skach badawczych wynosi  $355,88\%$ , a na stanowisku referencyjnym zaledwie  $186,90\%$ . W przypadku dekoncentryczności odstokowej są to odpowiednio:  $-496,75\%$  i  $-108,17\%$ .

Podobnie jak maksymalne osiągnięte wartości, także przebieg wykresów indeksu dekoncentryczności dla drzew ze stanowiska KpR (np. ryc. 7) odbiega od wykresów dla drzew ze stanowisk badawczych (np. ryc. 5–6). Wartości indeksu dla świerków porastających stok uznany za stabilny przez cały okres życia drzew wahają się w okolicy  $0\%$ , rzadko przekraczają  $\pm 100\%$ . Naprzemiennie występują lata lub kilkuletnie okresy o dekoncentryczności od- i dostokowej, a ogólna dekoncentryczność pnia jest niewielka. Taką zmienność dekoncentryczności zinterpretowano jako zapis ciągłego balansowania drzewa, utrzymującego pozycję niemal pionową i równowagę na pochyłej powierzchni stoku. Balansowanie jest efektem nieustannej konieczności równoważenia przez drzewa wpływu takich czynników deformujących jak, na przykład, wiatr, pokrywa śnieżna czy wzrost masy samej rośliny z biegiem czasu.

Część drzew porastających stoki stanowisk Kp2 i Kp3 w początkowym okresie wzrostu wykazuje wartości indeksu dekoncentryczności oscylujące wokół  $0\%$ , podobnie jak na stanowisku referencyjnym. W późniejszym okresie obserwujemy mniej lub bardziej gwałtowną zmianę (wzrost lub spadek) wartości dekoncentryczności (np. ryc. 5, 1988 r.; ryc. 6, 1971 r.). Moment ten można interpretować jako gwałtowne zaburzenie równowagi, wygięcie drzewa w wyniku uruchomienia grawitacyjnych ruchów masowych podłoża. W przypadku niektórych opróbowanych drzew brak jest początkowego okresu stabilności. Wartość indeksu dekoncentryczności jest wysoka już w pierwszych latach wzrostu drzewa, co świadczy o tym, że od początku rosło

ono na niestabilnym podłożu – na aktywnych partiach powierzchni osuwiska.

### ***Datowanie epizodów osuwania podłoża przy pomocy indeksu dekoncentryczności***

Założono, że momenty niestabilności stoku zapisują się na wykresach indeksu dekoncentryczności poszczególnych prób w formie gwałtownych zmian przebiegu krzywej. W obrębie dekoncentryczności dostokowej – jako gwałtowny wzrost wartości indeksu w następujących po sobie latach (od ujemnej lub dodatniej do dodatniej; np. Kp3/19: 1988–1989 r., 1993–1994 r.; ryc. 5), a w obrębie dekoncentryczności odstokowej – jako gwałtowny spadek z roku na rok (od dodatniej lub ujemnej do ujemnej, np. Kp2/7: lata 1971, 1979–1980, 1982, 1990, 1992, 1994, 2006–2009; ryc. 6).

Przypadki spadku wartości dodatnich indeksu oraz wzrostu wartości ujemnych zinterpretowane zostały jako powrót drzew do równowagi po okresach destabilizacji ruchem podłoża (np. Kp3/19: 1990–1992 r., ryc. 5; Kp2/7: lata 1981, 1985, 1995, 1998–2001, ryc. 6).

W datowaniu momentów uaktywniania ruchów masowych istotna jest względna zmiana wartości indeksu dekoncentryczności a nie jego bezwzględna wartość w danym roku. W badanych próbach, w celu ułatwienia datowania tych momentów, obliczono wskaźnik rocznej zmienności indeksu dekoncentryczności. Jest to wyrażona w procentach różnica między wartością indeksu w danym roku i w roku poprzednim, zgodnie ze wzorem:

$$vEi_x [\%] = Ei_x - Ei_{x-1}, \quad [3]$$

gdzie:

$Ei$  – indeks dekoncentryczności przyrostu rocznego (*eccentricity index of tree ring*) [%];

$vEi$  – zmienność roczna indeksu dekoncentryczności przyrostu rocznego (*yearly variation of eccentricity index*) [%];  
 $x$  – rok.

Wykreślone dla poszczególnych prób wykresy słupkowe zmienności rocznej indeksu przypominają powszechnie stosowane w dendrochronologii wykresy szkieletowe, co ułatwia ich wizualną interpretację (ryc. 5–7). Zastosowany wzór umożliwia identyfikację względnej zmiany wartości indeksu, także w sytuacjach, kiedy z roku na rok zmienia się ona z dodatniej na ujemną i odwrotnie. W takich sytuacjach wartość indeksu dekoncentryczności może być niewielka, mimo dużego jej wzrostu względem roku poprzedniego.

Wykresy zmienności rocznej indeksu mogą być interpretowane wzrokowo. Jednak w przypadku badanego stoku – przy analizie większej ilości prób – podjęto próbę obiektywnego wyznaczenia momentów inicjacji osuwania. Podstawą były wyniki uzyskane na stoku referencyjnym pozbawionym śladów procesów osuwiskowych. Wzięto pod uwagę zmienność roczną indeksu dekoncentryczności obliczoną dla wszystkich lat ze wszystkich prób stanowiska KpR. Obliczono średnie arytmetyczne i odchylenia standardowe, osobno dla grupy wszystkich wzrostów wskaźnika zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności (zmienność roczna  $vEi > 0$ ) jak i spadków ( $vEi < 0$ ). Średnie arytmetyczne wynoszą odpowiednio: 25,70 % i –25,12 %, a odchylenia standardowe: 27,63 % i 30,93 %. Łączne wartości średnich i odchyłeń standardowych (odpowiednio: 53,37 % i –56,05 %) na stanowisku referencyjnym posłużyły jako progi w wyznaczaniu najbardziej wyrazistych, gwałtownych epizodów zmian wartości indeksu dekoncentryczności na stanowiskach badawczych Kp2 i Kp3. Po uwzględnieniu kierunku zmiany (włącznie wzrosty do wartości dodatnich

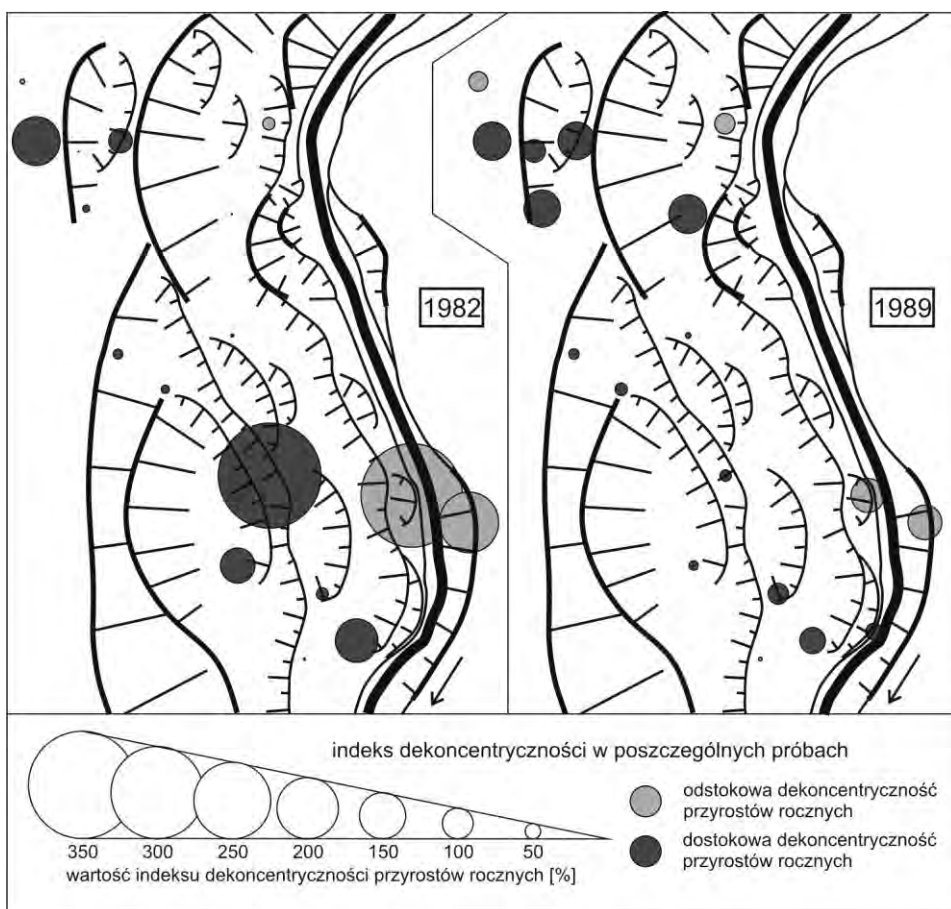


i spadki do ujemnych) progi te mogą być traktowane jako kryterium datowania prawdopodobnych momentów uruchomienia osuwania na stokach (ryc. 9 A).

Obiektywne, matematyczne kryterium datowania zdarzeń osuwiskowych ma znaczenie szczególnie w przypadku prób cechujących się stopniowymi zmianami wartości indeksu dekoncentryczności, w których trudno jednoznacznie podać rok pierwszej znaczącej/największej zmiany (np. próba Kp3/10; ryc. 9 A).

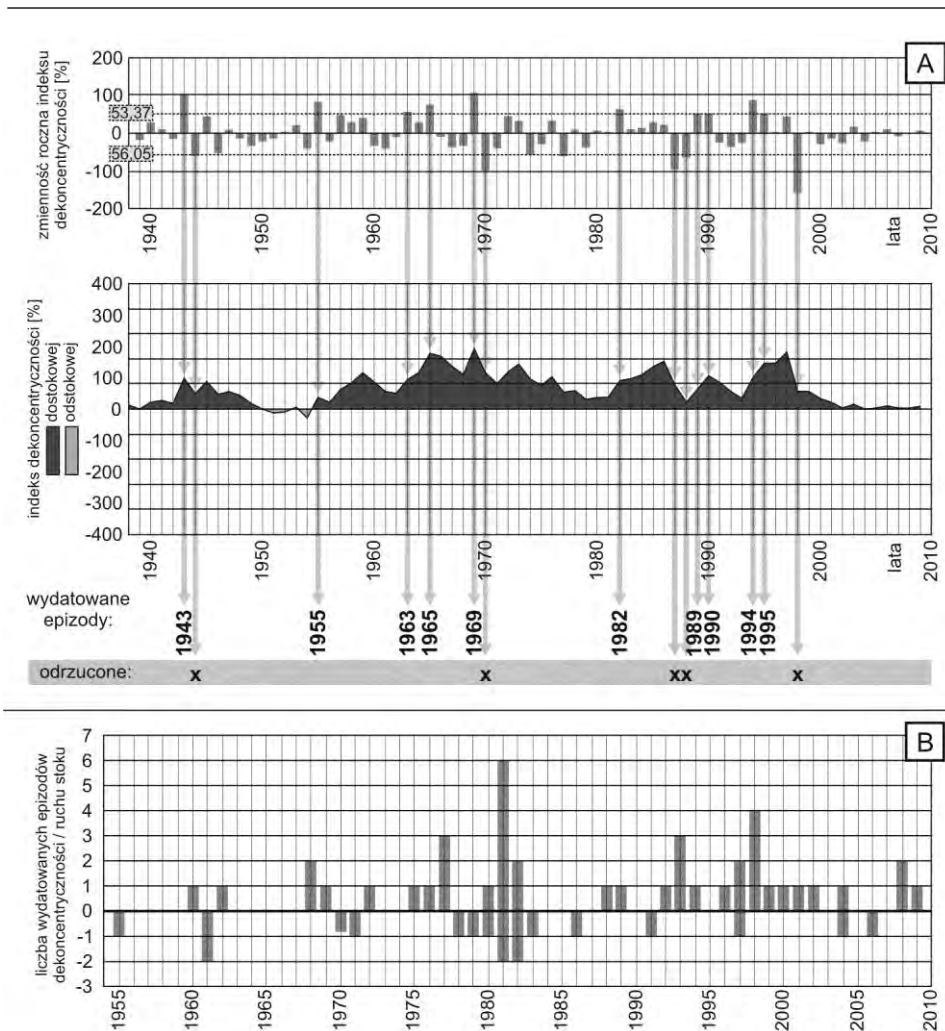
### **Indeks dekoncentryczności jako wskaźnik przestrzennej i czasowej zmienności ruchów osuwiskowych**

Uzyskane wskaźniki, odpowiednio zaprezentowane graficznie, pozwalają zobrazować przestrzenną i czasową zmienność ruchów osuwiskowych na badanych stokach. Wartości indeksu dekoncentryczności przyrostów rocznych w wybranych latach dla wszystkich prób stanowiska Kp2 przedstawiono w formie



Ryc. 8. Zmienność przestrzenna indeksu dekoncentryczności na stanowisku Kp2 w latach 1982 i 1989.

Fig. 8. Spatial variability of the eccentricity index at the site Kp2 in 1982 and 1989.



Ryc. 9. A – Sposób wyznaczania epizodów osuwania na podstawie indeksu dekoncentryczności i jego zmienności rocznej – próba Kp3/10. B – Rozkład czasowy epizodów dekoncentryczności/osuwania wyznaczonych dla stanowiska badawczego Kp2.

Fig. 9. A – The scheme of landslide events determination, on the basis of eccentricity index and its yearly variation – sample Kp3/10. B – Temporal variability of eccentricity/landslide events determined at the study site Kp2.

kartodiagramu – na mapie geomorfologicznej zaznaczono stanowiska w formie okręgów o średnicy zależnej od wartości indeksu (ryc. 8). Analiza indeksu dekoncentryczności wykonana na mapach dla lat 1982 i 1989 (ryc. 8) wskazuje strefy,

w których drzewa reagowały na osuwanie.

Badania przestrzennego zróżnicowania wartości indeksu wykazały, że w strefie przykorytowej dominuje dekoncentryczność odstokowa, a powyżej na

stoku – dostokowa. Wynika to ze zróżnicowania charakteru ruchów masowych. W zasięgu oddziaływania erozji fluwialnej, podcinany fragment stoku odpaja się od reszty, tworząc rów zboczowy, po czym obsuwa się do koryta (w formie przechyłu, przewracania), w efekcie drzewa pochylają się w dół stoku. W górnych partiach stoku, gdzie zachodzą procesy osuwania rotacyjnego, ześlizgiwanie się niewielkich pakietów materiału powoduje, że drzewa pochylają się dostokowo (ryc. 4).

Na wykresie słupkowym (ryc. 9 B) zebrano sygnały osuwania na stoku stanowiska Kp2 wydатовane w opróbowanych drzewach przy pomocy ustalonych progów. Sygnały rozdzielono na dostokowe i odstokowe. Maksymalna ilość sygnałów osuwania zidentyfikowanych w badanych drzewach w jednym roku wynosi 8 (1981 r.: 6 do- i 2 odstokowe). W ciągu ostatnich 50 lat zarejestrowane sygnały grupują się w cztery dłuższe okresy ożywienia ruchów masowych w latach: 1968–1972, 1975–1983, 1991–1994, 1996–2002.

## Podsumowanie

I. Identyfikacja współczesnych ruchów osuwiskowych przy wykorzystaniu indeksu dekoncentryczności przyrostów rocznych w oparciu o wcześniejsze prace i modyfikacje wprowadzone przez autorów wykonywana jest następująco:

1. Kartowanie geomorfologiczne stoku osuwiskowego z uwzględnieniem zniekształceń pni drzew (pochylenie od- i dostokowe) porastających zidentyfikowane formy rzeźby stoku.
2. Pobór prób z drzew porastających poszczególne formy rzeźby terenu – po dwa rdzenie z każdego drzewa w kierunku równoległym do pochylenia drzewa.
3. Wytypowanie stoku referencyjnego. Kryteria doboru:

- a) brak typowych dla osuwisk form rzeźby; ślady innych procesów, na przykład spęływania, nie wykluczają wybranego stoku,
  - b) możliwie najbliższa odległość do stoku osuwiskowego,
  - c) budowa geologiczna możliwie najbardziej zbliżona do stoku osuwiskowego,
  - d) podobne nachylenie stoków referencyjnego i osuwiskowego,
  - e) podobna wysokość nad poziom morza,
  - f) drzewostan tego samego gatunku i wieku.
4. Opróbowanie drzew na stoku referencyjnym identyczne jak na osuwiskowym (zgodnie z jego nachyleniem, w przypadku prostych drzew – zgodnie z nachyleniem stoku).
  5. Spreparowanie rdzeni w laboratorium zgodnie ze standardową procedurą dendrochronologiczną (wklejenie rdzeni w podstawki, wyszlifowanie w celu uwidocznienia struktury drewna, pomiar szerokości przyrostów [Ziel-ski, Krapiec 2004]).
  6. Obliczenie indeksu dekoncentryczności i jego zmienności rocznej dla wszystkich przyrostów (lat) w drzewach opróbowanych na stoku osuwiskowym i referencyjnym.
  7. W przypadku danych referencyjnych: obliczenie średnich i odchyleń standardowych osobno dla zestawów dodatnich i ujemnych wartości zmienności rocznej indeksu, a na tej podstawie ustalenie progów referencyjnych do datowania ruchów osuwiskowych.
  8. Wydatowanie momentów osuwania jako lat z wartością zmienności rocznej indeksu dekoncentryczności wyższą od dodatniego i niższą od ujemnego progów referencyjnego.

II. Uzasadnienie zmian wprowadzonych do wcześniejszych algorytmów analizy dekoncentryczności:

1. W porównaniu z wcześniejszymi pracami analizującymi wzrost drzew na stanowiskach osuwiskowych zbadano poziom dekoncentryczności także na stoku referencyjnym, pozbawionym osuwania. Stok referencyjny pełni rolę porównawczą w stosunku do wyników ze stoku badawczego.
2. W porównaniu z szeregiem wcześniejszych wskaźników dekoncentryczności [Schweingruber 1996, Casteller 2007, 2008] do algorytmu badań analizy wprowadzono obiektywną, matematyczną metodę datowania ruchów masowych opartą na wartościach progowych ze stoku referencyjnego.
3. Datowania w oparciu o wyniki referencyjne pozwoliły ograniczyć rolę czynników pozageomorfologicznych oraz procesów geomorfologicznych innych niż osuwanie (na przykład spełzywania, splukiwania) w interpretacji wyników ze stoku osuwiskowego.
4. Najbardziej dotąd zaawansowaną metodycznie jest praca Braama i in. [1987 a, b] – jako jedyna zawiera matematyczną procedurę datowania osuwania. W porównaniu z nią zrezygnowano z zapożyczonych z dendroklimatologii rozwiązań niedostosowanych do specyfiki geomorfologii, wprowadzono za to procedurę datowania w oparciu o dane referencyjne. Znacznie uprościło to procedury obliczeniowe i umożliwiło:
  - a) jednoznacznie oddzielać i porównywać wartości dekoncentryczności odstokowej i dostokowej,
  - b) obiektywnie porównywać intensywność dekoncentryczności w różnych drzewach, stanowiskach, a nawet pasmach górskich w odniesieniu do danych referencyjnych,
  - c) szybko rozpoznawać stopień aktywności osuwiskowej stoków.
5. Opracowane wskaźniki są przygotowane do przetwarzania i graficznej prezentacji w systemach GIS (jak na ryc. 8, w formie kartodiagramu).

## Literatura

- Baumann F., Kaiser K. F., 1999, *The Multetta Debris Fan, Eastern Swiss Alps: A 500-year Debris Flow Chronology*, Arct., Antarct. Alp. Res., 31, s. 128–134.
- Berthier S., Kokutse A. D., Stokes A., 2001, *Irregular heartwood formation in maritime pine (Pinus pinaster Ait.): consequences for biomechanical and hydraulic tree functioning*, Ann. of Bot., 87, s. 10–25.
- Braam R. R., Weiss E. E. J., Burrough, P. A., 1987 a, *Dendrogeomorphological analysis of mass movement a technical note on the research method*, Catena Supplement, 9, s. 585–589.
- Braam R. R., Weiss E. E. J., Burrough, P. A., 1987 b, *Spatial and temporal analysis of mass movement using dendrochronology*, Catena, 9, s. 573–584.
- Butler D. R., 1987, *Teaching general principles and applications of dendrogeomorphology*, J. Geol. Ed., 35, s. 64–70.
- Casteller A., Christen M., Villalba R., Martinez H., Stöckli V., Leiva J. C., Bartelt P., 2008, *Validating numerical simulations of snow avalanches using dendrochronology: the Cerro Ventana event in North Patagonia, Argentina*, Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, s. 433–443.
- Casteller A., Stöckli V., Villalba R., Mayer A. C., 2007, *An Evaluation of Dendroecological Indicators of Snow Avalanches in the Swiss Alps*, Arct., Antarct. Alp. Res., 39, s. 218–228.
- Corominas J., Moya J., 1999, *Reconstructing recent landslides activity in relation to rainfall in the Llobregat River basin, Eastern Pyrenees, Spain*, Geomorphology, 30, s. 79–93.
- Corominas J., Moya J., 2010, *Contribution of dendrochronology to the determination of magnitude-frequency relationships for landslides*, Geomorphology, 124, s. 137–149.
- Fantucci R., Sorriso-Valvo M., 1999, *Dendrogeomorphological analysis of a slope near Lago Calabria (Italy)*, Geomorphology, 30, s. 165–174.
- Gärtner H., Stoffel M., Lièvre I., Conus D., Grichting M., Monbaron M., 2003, *Debris-flow frequency derived from tree-ring analyses and geomorphic mapping, Valais, Switzerland*, Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, 1, s. 201–207.

- Hess M., 1965, *Piętra klimatyczne w Polskich Karpatach Zachodnich*, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 11.
- Hupp C. R., 1986, *The headward extend of fluvial landforms and associated vegetation on Massanutten Mountain, Virginia*, Earth Surf. Process. Landf., 11, s. 545–555.
- Koprowski M., Winchester V., Zielski A., 2010, *Tree reactions and dune movements: Slowinski National Park, Poland*, Catena, 81, s. 55–65.
- Krapiec M., Danek M., Gil E., Klusek M., Rączkowski W., Zabuski L., 2008, *Monitoring dendrogeomorfologiczny osuwisk w Beskidzie Niskim*, Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU, 6, s. 173–184.
- Krapiec M., Margielewski W., 1991, *Zastosowanie analizy dendrogeomorfologicznej w datowaniu powierzchniowych ruchów masowych*, Kwart. AGH, Geologia, 17, 1–2, s. 67–81.
- Krapiec M., Margielewski W., 2000, *Analiza dendrogeomorfologiczna ruchów masowych na obszarze polskich Karpat fliszowych*, Kwart. AGH, Geologia, 26, 2, s. 141–171.
- Krapiec M., Rączkowski W., 2005, *Dendrogeomorfologiczny monitoring ruchów osuwiskowych na obszarze Beskidu Niskiego*, [w:] A. Kotarba K. Krzemień J. Święchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich. Kraków, 19–22 września 2005*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, IGiP Uniwersytetu Jagiellońskiego, IGIPZ PAN, IG Akademii Pedagogicznej w Krakowie, Kraków, s. 231–240.
- Krzysik F., 1974, *Nauka o drewnie*, PWN, Warszawa.
- Lang A., Moya J., Corominas J., Schrott L., Dikau R., 1999, *Classic and new dating methods for assessing the temporal occurrence of mass movements*, Geomorphology, 30, s. 33–52.
- Malik I., Ciszewski D., 2008, *Meandering river bank erosion and channel lateral migration recorded in black alder (Alnus glutinosa) tree rings*, Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology, 7, s. 133–139.
- Malik I., Owczarek P., 2009, *Dendrochronological records of debris flow and avalanche activity in a mid-mountain forest zone (Eastern Sudetes – Central Europe)*, Geochronometria, 34, s. 57–66.
- Mäkinen H., 1998, *Effect of thinning and natural variation in bole roundness in Scots pine (Pinus sylvestris L.)*, For. Ecol. Manage., 107, s. 231–239.
- Migoń P., Pánek T., Malik I., Hrádecký J., Owczarek P., Šilhán K., 2010, *Complex landslide terrain in the Kamienna Mountains, Middle Sudetes, SW Poland*, Geomorphology, 124, s. 200–214.
- Menčík E. (red.), 1975, *Zakladní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000. List 25–242 Klokočov*, Česká geologická služba.
- Parizek E. J., Woodruff J. F., 1957, *Mass wasting and the deformation of trees*, Am. J. Sci., 255, s. 63–70.
- Pánek T., Šilhán K., Tabořík P., Hrádecký J., Smolková V., Lenart J., Brázdil R., Kašičková L., Pazdur A., 2011, *Catastrophic slope failure and its origins: case study of the May 2010 Gírová Mountain long-runout rockslide (Czech Republic)*, Geomorphology, 130, s. 352–364.
- Pesl V. (red.) 1987, *Zakladní geologická mapa ČSSR 1 : 25 000. List M-34-86-A-c Morávka*, Česká geologická služba.
- Schweingruber F. H., 1996, *Tree rings and Environment. Dendroecology*, Swiss Federal Institute for Forests, Snow and Landscape Research, WSL/FNP Birmensdorf, Paul Haupt Publishers Berne, Stuttgart, Vienna.
- Seneta W., Dolatowski J., 2008, *Dendrologia*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.
- Shroder J. F. jr., 1978, *Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah*, Quaternary Res., 9, s. 168–185.
- Shroder J. F. jr., 1980, *Dendrogeomorphology: review and new techniques of tree-ring dating*, Prog. Phys. Geogr., 4, s. 161–188.
- Stefanini M. C., 2004, *Spatio-temporal analysis of a complex landslide in the Northern Apennines (Italy) by means of dendrochronology*, Geomorphology, 63, s. 191–202.
- Stoffel M., Schneuwly D., Bollschweiler M., Lièvre I., Delaloye R., Myint M., Monbaron M., 2005, *Analyzing rockfall activity (1600–2002) in a protection forest – a case study using dendrogeomorphology*, Geomorphology, 68, s. 224–241.
- Stokes A., Berthier S., 2000, *Irregular heartwood formation in Pinus pinaster Ait. is related to eccentric, radial, stem growth*, For. Ecol. Manage., 135, s. 121–155.
- Štekl J., Brázdil R., Kakos V., Jež J., Tolasz R., Sokol Z., 2001, *Extrémní denní srážkové úhrny na území ČR v období 1879–2000 a jejich synoptické příčiny*, Národní klimatický program České republiky 31, Praha.
- Vanderkerckhove L., Muys B., Poesen J., Weerd de B., Coppé N., 2001, *A method for dendrochronological assessment of medium-term gully erosion rates*, Catena, 45, s. 123–161.
- Wade J. E., Wendel-Hewson E., 1979, *Trees as a local climatic wind indicator*, J. Clim. Appl. Meteorol., 18, s. 1182–1187.
- Wistuba M., Malik I., Owczarek P., 2011, *Eccentric growth of trees as a tool for reconstruction of mass movement activity (example from the Carpathian Mountains – Central Europe)*, Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology, 9.
- Zielski A., Krapiec M., 2004, *Dendrochronologia*, Wyd. Naukowe PWN, Warszawa.

## **Summary**

### **Eccentricity index of tree rings – a tool for identification of contemporary landsliding**

Stem shapes and tree-ring width were examined in spruces (*Picea abies*) growing on landslide-affected slopes in Moravskoslezské Beskydy (Western Carpathians, Czech Republic). In contrast to spruce trees growing on a stable slope, they are tilted upslope – in the upper parts of slopes, while in the near-channel zone they are bent downslope. It was found that on the underside of stems, influenced by gravity, wider tree rings are produced. The first years of tree-ring eccentricity were identified as the period of the initiation/reactivation of landsliding. In order to date them dendrochronologically, the eccentricity index of tree rings [%] and its yearly variation [%] were used.

The proposed method of dendrogeomorphic analysis of landslides enables one to obtain the dynamic description of slopes and to study landslide activity, not only contemporary one, but also in the past. Depending on the stand age, it is possible to study the last tens to hundreds of years. Percent eccentricity index enables one to present and compare the intensity of mass movements between individual trees, study sites and landslide slopes – contrary to the reaction wood analyses – so far popular dendrogeomorphic method.

Using eccentricity index and its yearly variation, it is possible to determine the presence of contemporary landsliding on slopes, to study its temporal and spatial variability and to outline the zone with domination of mass movements induced by fluvial erosion. The proposed method can be used in practice, in identification of contemporary active landslides, which can threaten existing or planned infrastructure and facilities.