

Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich

Morphodynamic system of mountain headwater areas

**DOMINIKA WROŃSKA-WAŁACH,
ELIZA PŁACZKOWSKA, KAZIMIERZ KRZEMIENI**

Instytut Geografii i Geografii Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński,
30-387 Kraków, ul. Gronostajowa 7; dominika.wronska-walach@uj.edu.pl,
eliza.placzkowska@uj.edu.pl, k.krzemien@geo.uj.edu.pl

Zarys treści. W opracowaniu przedstawiono stan badań dotyczących lejów źródłowych. Zwrócono szczególną uwagę na odrębne podejście do lejów źródłowych w geomorfologii i hydrologii. Podkreślono ich znaczenie w rozwoju obszarów górskich. Przeprowadzone analizy wykazały, że leje źródłowe powinny być traktowane jak integralne części zlewni górskich, a kompleksowe podejście do lejów źródłowych jest możliwe dzięki stosowaniu metod badawczych z różnych dziedzin naukowych. Wyniki wielu badań pozwoliły wnioskować, że wykształcenie lejów źródłowych bezpośrednio wpływa na dostawę energii i materii do systemu fluwialnego, a tym samym na natężenie procesów hydrologicznych i geomorfologicznych poniżej tych lejów. Rola lejów źródłowych w rozwoju rzeźby jest więc istotna nie tylko z punktu widzenia morfometrii pasm górskich, ale również ze względu na częstość występowania i natężenie różnych procesów morfogenetycznych.

Słowa kluczowe: leje źródłowe, Karpaty fliszowe, podejście systemowe, strefa przejściowa.

Stan badań nad lejami źródłowymi w geografii fizycznej

Po raz pierwszy termin 'lej źródłowy' (*headwater*) pojawił się w literaturze światowej pod koniec XIX w. W.M. Davis w *The geographical cycle* formułuje założenia teoretyczne dotyczące lejów źródłowych. Zakłada istnienie teoretycznego punktu wzdłuż biegu rzeki, powyżej którego wzrasta spadek dna doliny, a poniżej maleje. Proponuje część doliny powyżej tego teoretycznego punktu nazywać lejem źródłowym (*headwater*). Jednocześnie podkreśla, że lej źródłowy jest jedynym obszarem, gdzie istnieje ścisły związek pomiędzy stokiem i korytem. W literaturze polskiej pojęcie leja źródłowego pojawiło się w I połowie XX w., jako



„lejkowate zamknięcie doliny” (Smoleński, 1925), choć już wcześniej Wincenty Pol zwrócił uwagę na istnienie tzw. „wierzchowin zbornych” związanych z erozją wsteczną (Niemcówna, 1923). Mimo że definicja J. Smoleńskiego skupiała się przede wszystkim na kształcie leja źródłowego, a nie procesach działających w jego obrębie, nawiązywało do niej wielu autorów (Starkel, 1960; Henkiel, 1961; Gerlach, 1966; Niemirowska i Niemirowski, 1968; Ziętara, 1968; Flis, 1969; Niemirowski, 1974; Krzemień, 1984, 1986; Bajgier, 1994). Niektóre definicje traktowały lej źródłowy bardzo wąsko jako „zakłęśłość” lub „nieckowate zamknięcie dolinne” wokół miejsca wypływu wód podziemnych (Pietkiewicz i Żmuda, 1973; Jaroszewski i inni, 1984). Inne podejście ujmowało leje źródłowe szerzej, jako „półkoliste, amfiteatralne obniżenie obejmujące obszar źródłowy rzeki” kształtowane przez erozję źródłową i towarzyszące jej czynniki denudacyjne (Jaroszewski i inni, 1984). W nowszych definicjach lejów źródłowych traktuje się je jako zagłębienia w stoku stanowiące początki dolin, kształtowane głównie w wyniku erozji źródłkowej i procesów stokowych (Kamykowska, 2004; Migoń, 2006).

Początkowo uważano leje źródłowe za formy proste, nieskomplikowane, zatem mniej interesujące z punktu widzenia badań geomorfologicznych, dlatego tylko wspomniano o nich przy okazji analiz: osuwisk (Schramm; 1925, Starkel, 1957, 1960; Ziętara, 1968; Kotarba, 1986; Bajgier, 1994; Kłapyta, 2008), rozwoju rzeźby obszarów górskich (Gerlach, 1966, 1976; Pękala, 1971), dolin denudacyjnych (Klimaszewski, 1961, 1978; Niemirowski, 1974; Krzemień 1976, 1984, 1986, 1991; Froehlich, 1975, 1992) oraz grzbietów górskich (Starkel 1969; Baumgart-Kotarba, 1968, 1974, 1977; Izmańłow i inni, 2003). Z czasem jednak zaczęło wzrastać zainteresowanie badaczy lejami źródłowymi. W ostatnich latach powstały opracowania dotyczące zagadnień denudacji chemicznej nisz źródłowych w obszarze młodogłacjanym (Kostrzewski i inni, 1994; Mazurek, 2005, 2006, 2008, 2011; Stach, 2003), roli rumoszu drzewnego w początkowych odcinkach potoków górskich (Wyźga i inni, 2002–2003) czy wpływu działalności człowieka na przekształcanie małych zlewni górskich (Klimek i Malik, 2005; Chrost, 2006).

W zagranicznej literaturze dotyczącej lejów źródłowych (*headwater areas*) dominuje podejście systemowe, w którym te formy traktuje się jako zlewnie zerowego i pierwszego rzędu, o dużej energii potencjalnej i bliskości źródeł produkcji materiału mineralnego (Schumm, 1977).

Często podejmowano próby parametryzacji lejów źródłowych, zatem konieczne było wyznaczenie ich granic. Górna granica pokrywa się z działem wodnym zlewni (Gomi i inni, 2003), z kolei dolną granicę wyznacza strefa przejścia od dominacji procesów stokowych nad fluwialnymi, do wyraźnej dominacji procesów fluwialnych nad stokowymi, co może być wyrażone nagłą zmianą (zmniejszeniem) spadku (Starkel, 1960; Benda i Cundy, 1990; Krzemień, 1991).

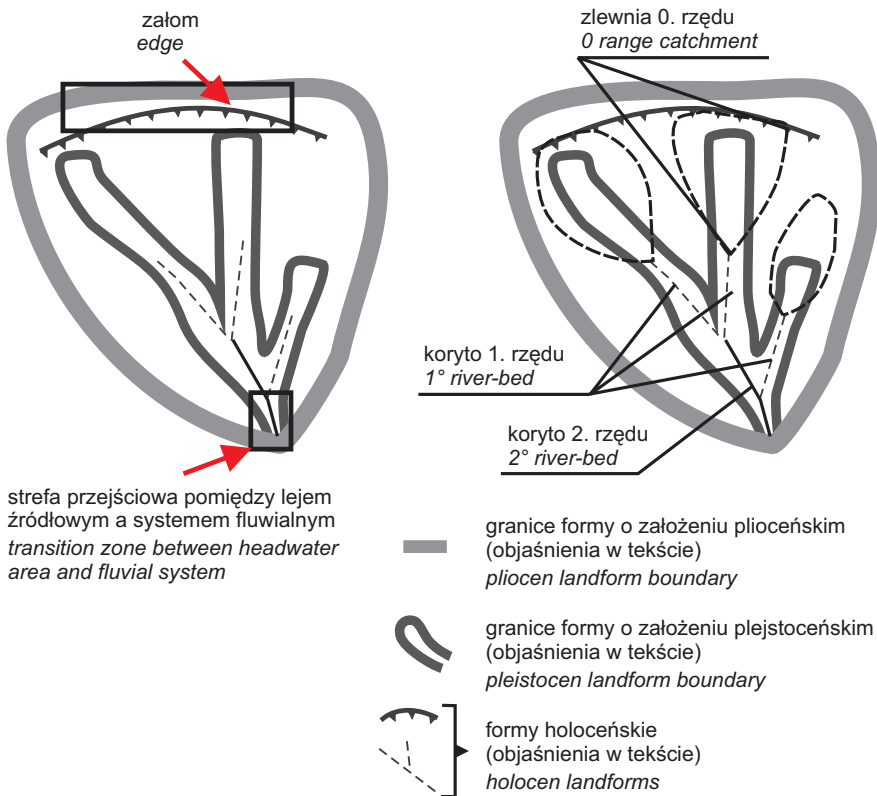
Podjęmowano próby znalezienia zależności między parametrami morfometrycznymi lejów źródłowych. D.R. Montgomery i W.E. Dietrich (1988) wskazali na ujemną zależność (ujemny współczynnik korelacji) pomiędzy powierzchnią leja źródłowego a lokalnym spadkiem doliny. Z kolei w późniejszych badaniach stwierdzono, że ta zależność w znacznej mierze uwarunkowana jest budową geologiczną i niekoniecznie musi występować w każdym obszarze (Jaeger i inni, 2007; Šilhán i Pánek, 2010). Opracowano kilka modeli ewolucji rzeźby w obszarach wysokogórskich, obejmujących leje źródłowe (Schlunegger i Schneider, 2005). Analizowano w nich uwarunkowania geologiczne, które wpływają na zwiększenie strefy przenikania się procesów stokowych i fluwialnych w odcinkach źródłowych (Schlunegger i Schneider, 2002). Znaleziono zależność pomiędzy ilością transportowanego w obrębie leja źródłowego materiału a wzrostem aktywności procesów stokowych (Schlunegger i Schneider, 2002; Mao i inni, 2009).

Współcześnie coraz częściej poruszane jest zagadnienie roli lejów źródłowych w systemie zlewni górskiej oraz zależności pod względem morfometrycznym, hydrologicznym i dynamicznym pomiędzy systemem leja źródłowego a systemem całej zlewni (Gomi i inni, 2002). Ze względu na odrębność procesów biologicznych i hydrologicznych w obrębie leja źródłowego wyróżniono cztery elementy (Hack i Goodlet, 1960), które zostały w różnym stopniu rozpoznane: stoki (Montgomery i Dietrich 1989; Gomi i inni, 2002), zlewnie zerowego rzędu (Montgomery i Dietrich 1989; Sidle i inni, 2000; Tsuboyama i inni, 2000; Gomi i inni, 2002), koryta okresowe lub epizodyczne zaczynające się w obrębie zlewni zerowego rzędu oraz koryta pierwszego bądź drugiego rzędu (Whiting i Bradley, 1993; Montgomery i Buffington, 1997; Sidle i inni, 2000; Tsuboyama i inni, 2000; ryc. 1). Nieproporcjonalnie duża liczba opracowań poświęcona jest korytom. Koryta w lejach źródłowych (*colluvial channels*) różnią się od tych w pełni kształtowanych przez procesy fluwialne (Whiting i Bradley, 1993) – dominują w nich procesy stokowe nad fluwialnymi. Wyraża się to w zróżnicowanym kształcie profilu podłużnego koryt, uzależnionym od intensywności procesów stokowych dostarczających materiał mineralny i organiczny (Krzemień, 1991; Montgomery i Buffington, 1997; Bisson i inni, 2006; Nikolotsky i Pavlowsky, 2006; Wrońska, 2006a).

Nieodłączną częścią lejów źródłowych są zlewnie zerowego rzędu. Występują one w formie nisz źródłiskowych (*hollows*), w których z reguły formują się płytkie osuwiska zwietrzelinowe przechodzące w spływy błotne lub gruzowe (Dietrich i Dunne, 1978; Montgomery i Dietrich, 1988).

Ważnym zagadnieniem dotyczącym lejów źródłowych jest ich funkcjonowanie w różnej skali przestrzennej i czasowej. W systemowym ujęciu lejów źródłowych istotne jest uwzględnienie przepływu energii i materii. Nośnikiem energii w obszarach źródłiskowych jest woda, która dociera do nich w postaci opadów atmosferycznych. Leje źródłowe różnią się pod tym względem od większych zlewni, gdyż otrzymują większe sumy opadów, najczęściej punktowo (Gomi i inni, 2002).

Jednym ze współcześnie poruszanych zagadnień hydrogeomorfologicznych jest rozpoznanie warunków, w których dochodzi do połączenia między zlewniami zerowego rzędu a systemem cieków (Sidle i inni, 2000) oraz wpływu tego połączenia na kształtowanie się fali wezbraniowej (Tsuboyama i inni, 2000). Do połączenia pomiędzy zlewnią zerowego rzędu a ciekami pierwszego rzędu dochodzi wówczas, gdy zostanie przekroczona wartość progowa wilgotności pokryw w zlewni zerowego rzędu (Torres i inni, 1998; Sidle i inni, 2000).



Ryc. 1. Schemat systemu morfodynamicznego leja źródłowego (Wrońska-Walach, 2010)

Diagram of headwater area morphodynamic system (Wrońska-Walach, 2010)

W literaturze polskiej jako pierwszy prezentował podejście systemowe do lejów źródłowych L. Kaszowski (1973). Analizując dynamikę fluwialnego systemu górskiego zwrócił uwagę na występowanie, w profilu podłużnym, dwóch odmiennych pod względem wykształcenia i funkcjonowania układów morfodynamicznych: denudacyjnego i fluwialnego. Dalsze badania nad systemem zlew-

ni górskiej wykazały, że wraz z przyrostem powierzchni zlewni następuje wzrost natężenia procesów fluwialnych (Kaszowski i Krzemień, 1977; Krzemień, 1991).

W lejach źródłowych czy inaczej – obszarach źródłowych cieków – prowadzone są również badania hydrologiczne. Jeszcze do niedawna w hydrologii dominowało wąskie podejście, które leje źródłowe utożsamiało ze źródłiskami, czyli skupiskami kilku lub kilkunastu źródeł czy też innego typu wypływów wód gruntowych położonych stosunkowo blisko siebie (Pazdro i Kozerski, 1990; Małecka, 2002; Humnicki, 2006). Jednakże coraz częściej podkreśla się, że te obiekty hydrologiczne są jednym z elementów składowych lejów źródłowych (Rzonca i inni, 2008). W hydrologicznych badaniach często skupia się uwagę tylko na samych źródłowych odcinkach potoków (*headwater streams, headwaters*), które nie zawsze mają określony rząd (Scordo i Moore, 2009). Pojęcie obszaru źródłowego w znaczeniu hydrologicznym nie jest sprecyzowane, gdyż są to zlewnie różnych rzędów, o powierzchni od kilku hektarów do nawet kilkuset kilometrów kwadratowych. Podejście, w którym nie precyzuje się granic obszaru źródłowego nie tłumaczy, na czym miałyby polegać jego odrębność od innych zlewni i dlaczego istnieją duże różnice wielkości zlewni uważanej za obszar źródłowy. Dlatego w definiowaniu obszaru źródłowego bardziej uzasadnione wydaje się zastosowanie podejścia hydrogeomorfologicznego, które uwzględnia jego złożoność i wzajemne powiązanie procesów hydrologicznych i geomorfologicznych.

Z szerokiego zakresu poruszanych zagadnień dotyczących lejów źródłowych wynika, że są to systemy złożone, w których kształtowaniu bierze udział wiele procesów morfogenetycznych. W licznych opracowaniach podkreślana jest odmienność systemów lejów źródłowych od systemu fluwialnego (systemu zlewni górskiej) pod względem zarówno hydrologicznym, geomorfologicznym, jak i biologicznym, polegająca przede wszystkim na ścisłym związku pomiędzy procesami stokowymi i korytowymi.

W niniejszym opracowaniu lej źródłowy rozumiany jest jako forma wkłęśła o starszych (plioceńskich lub plejstocieńskich) założeniach, stanowiąca skomplikowany subsystem morfodynamiczny zlewni średniogórskich, położony na granicy dwóch subsystemów: stokowego i korytowego. Rozwój tego subsystemu zachodzi pulsacyjnie poprzez współdziałanie procesów powierzchniowych i liniowych i cechuje się zróżnicowaną dynamiką działających procesów. Najbardziej aktywnymi strefami są w nim różnego typu rozcięcia erozyjne, nisze źródłiskowe, pasy rumoszu skalnego, niecki złaziskowe powierzchnie osuwiskowo-złaziskowe oraz drogi do zwózki drewna. Rozwój poszczególnych mezo- i mikroform związany jest z działaniem zróżnicowanych procesów naturalnych i antropogenicznych: erozji wgłębnej, wstecznej, splukiwania, sufozji, osuwania, spływów torencjalnych, spływów gruzowo-błotnych, osiadania, spełzywania, erozji wykrotowej oraz z procesami związanymi ze zwózką drewna. Działanie zespołu tych procesów wyznacza tendencje rozwojowe poszczególnych lejów źródłowych (Wrońska-Wałach, 2010).

Celem opracowania jest zwrócenie uwagi na złożoność systemu leja źródłowego pod kątem wykształcenia i dynamiki procesów morfogenetycznych oraz określenie roli lejów w rozwoju rzeźby obszarów górskich. Zwrócono uwagę szczególnie na najnowsze metody badań pozwalające na zebranie informacji o częstotliwości i natężeniu procesów morfogenetycznych przekształcających leje źródłowe.

Metody stosowane w badaniach lejów źródłowych

W celu rozpoznania rzeźby lejów źródłowych wykonywane jest szczegółowe kartowanie geomorfologiczne całych ich powierzchni. Na mapach znaczone są rodzaje form geomorfologicznych, notowane są ich parametry morfometryczne. Wykonywane są profile podłużne i poprzeczne przez leje źródłowe i poszczególne ich elementy. Istotnymi parametrami lejów źródłowych są nachylenia stoków i spadki dolin. Ich analiza pozwala na określenie w profilu podłużnym leja zmian dominujących procesów morfogenetycznych. Kartowanie geomorfologiczne stosowane jest w badaniach lejów źródłowych w polskich Karpatach (Wrońska, 2005, 2006a, 2006b; Jekielek, 2008; Płaczkowska, 2009; Trojanowski, 2010; Wrońska-Wałach, 2010). Współcześnie pomocnymi narzędziami, umożliwiającymi precyzyjne kartowanie geomorfologiczne i pomiary topograficzne są odbiornik GPS (Mazurek, 2008; Rzonca i inni, 2008; Wrońska-Wałach, 2009) oraz teodolit (Mazurek, 2008).

Ocenę dynamiki procesów fluwialnych, ilości transportowanego materiału oraz łączności między systemem stokowym i fluwialnym umożliwia technika malowanego rumowiska (Krzemień, 1991; Jekielek, 2008). Informacji na temat funkcjonowania lejów źródłowych dostarcza także analiza składu frakcyjnego materiału mineralnego pobranego w obrębie rozcięć erozyjnych (Wrońska, 2006b).

Istotne informacje na temat funkcjonowania lejów źródłowych można uzyskać również za pomocą kartowania hydrograficznego połączonego z terenowymi pomiarami cech fizyko-chemicznych wód. M. Mazurek (2005, 2006, 2008, 2011), analizując niewielkie zagłębienia źródłiskowe w obszarze młodogłacjalnym, stosuje te metody w celu określenia aktywności poszczególnych procesów morfogenetycznych w ich obrębie. Poznanie cech fizyko-chemicznych wpływających wód podziemnych – takich jak temperatura, odczyn i przewodność właściwa – pozwala określić warunki krążenia wód podziemnych oraz oszacować wartość denudacji chemicznej w obrębie zagłębień źródłiskowych (Łajczak, 1981, 2012). W lejach źródłowych w polskich Karpatach fliszowych metoda ta może być zastosowana jedynie w celu określenia wielkości denudacji mechanicznej i chemicznej lokalnie, w obrębie niewielkich zagłębień typu nisz źródłiskowych (Płaczkowska, 2009).

Zastosowanie analizy dendrogeomorfologicznej pozwala w szerszym zakresie określić funkcjonowanie lejów źródłowych. Obejmuje ona pomiary zmian anatomicznych w korzeniach różnych gatunków drzew odslanianych na działają-

nie czynników zewnętrznych oraz analizy zmian strukturalnych w słojach przyrostów rocznych w pniach. Analizy dendrogeomorfologiczne mogą przyczynić się nie tylko do lepszego poznania funkcjonowania różnych części lejów źródłowych, ale – przy odpowiednio dużej liczbie analizowanych form podobnego typu – do zrozumienia zależności pomiędzy takimi parametrami lejów źródłowych jak nachylenie, rodzaj pokryw, gęstość i wiek drzewostanu a dynamiką działających procesów (Wrońska-Wałach, 2009). Przy dużej dostępności materiału do badań odsłonięte korzenie w obrębie danej formy stają się doskonałym źródłem danych ilościowych. Dlatego metoda dendrogeomorfologiczna, bazująca na analizie korzeni i pni drzew, znajduje coraz szersze zastosowanie. Możliwe jest nie tylko odtworzenie tempa powstawania formy, ale również oszacowanie ilości materiału, który został usunięty w danym czasie. Istnieją również możliwości określenia warunków progowych opadów, podczas których uruchamiane są poszczególne procesy morfogenetyczne działające w różnych częściach lejów źródłowych (Buchwał i Wrońska-Wałach, 2008; Wrońska-Wałach, 2009).

W terenie górskim w lejach źródłowych, ze względu na duże nachylenia, pomiary topograficzne są często trudne do wykonania, dlatego coraz częściej stosowanymi metodami są analizy ilościowe i jakościowe z zastosowaniem GIS. Umożliwiają one wszechstronną analizę morfometryczną rzeźby terenu, tzn. rozmiarów, kształtu i przestrzennego rozmieszczenia różnych form (Urbański, 2008). Przy ich użyciu można opracować mapy morfodynamiczne informujące o wykształceniu i dynamice lejów (Płaczkowska, 2009; Wrońska-Wałach, 2010).

Podjęmowane są próby znalezienia zależności między parametrami morfometrycznymi lejów źródłowych a litologią, aktywnością tektoniczną, biegiem i upadem warstw skalnych, wysokością położenia bazy erozyjnej oraz dominującymi procesami morfogenetycznymi (Montgomery i Dietrich, 1988, 1989, 1992; Brummer i Montgomery, 2003; Płaczkowska, 2009; Wrońska-Wałach, 2010; Zuchiewicz, 2010).

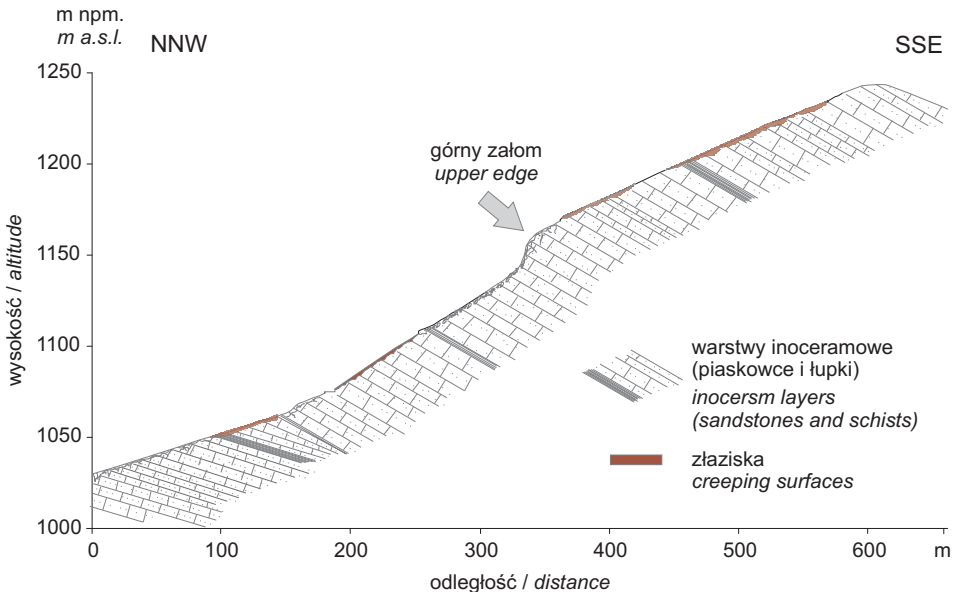
Złożoność struktury i funkcjonowania systemów lejów źródłowych wymusza podejście interdyscyplinarne i użycie zróżnicowanych metod badawczych. Stosowane są metody zarówno geomorfologiczne, jak i zapożyczone z innych dziedzin – sedimentologii, hydrologii, hydrochemii, dendrochronologii, geodezji, systemów informacji geograficznej i statystyki.

Zróżnicowanie wykształcenia lejów źródłowych w Karpatach Polskich

Leje źródłowe, jako formy o założeniach pliocenских lub plejstocenских stanowiące zamknięcia dolinne, składają się z elementów typowych dla dolin, czyli zboczy oraz dna (ryc. 1). Oprócz nich w lejach źródłowych znajdują się inne elementy rzeźby, takie jak: górny załom, zagłębienia zlewni 0 rzędu, nisze i niecki poosuwiskowe, które wskazują na odmienność lejów źródłowych od

systemu fluwialnego. Te elementy mogą być w różnym stopniu modelowane przez ruchy masowe i procesy związane z działalnością wód płynących. Najlepiej jest to widoczne na profilach poprzecznych lejów. W zależności od stopnia przekształcenia lejów źródłowych przez późniejsze procesy morfogenetyczne w odcinkach wyżej położonych w profilu poprzecznym formy te wykształcone są w postaci szerokich, płtykich dolin nieckowatych, których dna mogą być wypełnione koluwiami (ryc. 1). Niżej leje źródłowe przechodzą w doliny płaskodenne wypełnione koluwiami albo bezpośrednio we wciosy. W dolnej części leje źródłowe w profilu poprzecznym przypominają głębokie, nawet do kilkudziesięciu metrów, wciosy.

Ważnym elementem morfologii terenu w obrębie leja źródłowego jest górny załom. Jego obecność może świadczyć o intensywnym przekształceniu lejów źródłowych przez działające sukcesywnie ruchy masowe (ryc. 2).



Ryc. 2. Przekrój podłużny przez obsekwentny lej źródłowy (Wrońska-Walach, 2010)

Longitudinal profile of headwater area (Wrońska-Walach, 2010)

Drugi istotny element lejów źródłowych – to strefa przejściowa pomiędzy lejem źródłowym a systemem fluwialnym (korytowym). Znajduje się w dolnej części lejów źródłowych i w niej dochodzi do zazębiania się procesów stokowych typu spływów gruzowo-błotnych, spływów torencjalnych czy osuwania działają-

cych od góry, z procesami fluwialnymi wkraczającymi w obręb lejów źródłowych od dołu podczas zdarzeń ekstremalnych.

Ze względu na kryteria hydrologiczne w obrębie leja źródłowego wyróżnia się: stok, zlewnię zerowego rzędu (*0-order basin*), koryta potoków 1. rzędu i koryto potoku 2. rzędu (ryc. 1). Elementy te mają swoje odpowiedniki w postaci konkretnych form terenu. Zlewnie zerowego rzędu – to z reguły nisze źródłiskowe, niecki złaziskowe, niecki zmywowe lub nisze osuwiskowe. Koryta potoków 1. rzędu występują w rozcięciach erozyjnych wyciętych w skale lub pokrywach, natomiast koryto potoku 2. rzędu występuje w rozcięciu erozyjnym typu wciosu, z reguły dociętym do podłoża skalnego.

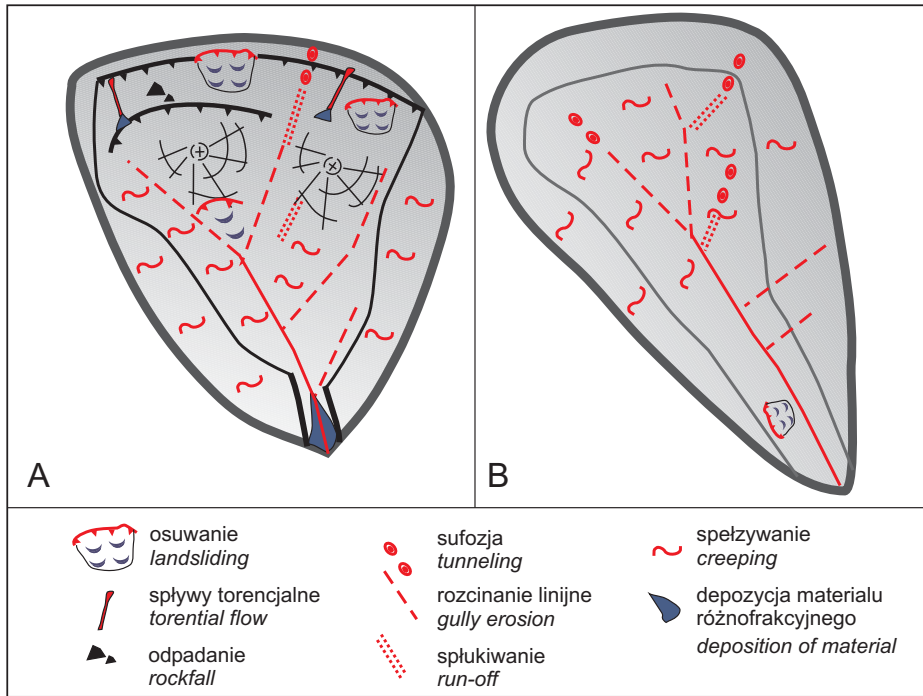
Wykształcenie lejów źródłowych w polskich Karpatach fliszowych w znacznym stopniu uzależnione jest od makrorzeźby, rozumianej jako zespół form związanych z dominującymi procesami morfogenetycznymi (Wrońska, 2006a; Jakielek, 2008; Płaczkowska, 2009; Wrońska-Wałach, 2010). Drugim czynnikiem warunkującym rozwój lejów jest budowa geologiczna, a zwłaszcza ich położenie w stosunku do biegu i upadu warstw skalnych.

Ze względu na dominujące procesy morfogenetyczne wyróżnia się leje źródłowe erozyjne i osuwiskowe (ryc. 3). Działanie procesów osuwiskowych prowadzi do zmiany profilu podłużnego i poprzecznego lejów źródłowych. Powstają fragmenty stoku o nachyleniu znacznie większym niż dominujące w górach o typie rzeźby średniogórskiej (Margielewski, 1998, 2008). Powoduje to powstanie stromych załomów w obrębie nisz osuwiskowych i krawędzi bocznych, oddzielających strefy stoków z dominacją odmiennych procesów morfogenetycznych. Ponadto procesy osuwiskowe urozmaicają rzeźbę lejów źródłowych, prowadząc do powstania schodowego profilu podłużnego z występującymi na przemian spłaszczeniami i fragmentami stoków o znacznym nachyleniu (35–40°). Elementem morfologicznym charakterystycznym dla lejów źródłowych osuwiskowych jest górna krawędź, nie we wszystkich lejach źródłowych wyraźna. W niektórych lejach oddziela ona od siebie obszary o skrajnie różnych nachyleniach stoków.

Leje źródłowe erozyjne, w przeciwieństwie do osuwiskowych, cechują się znacznym stopniem zachowania elementów rzeźby starszej (plejstoceńskiej, a nawet plioceńskiej). Wyraźna jest przewaga form związanych z działalnością wody płynącej, czyli obecność różnego typu rozcięć erozyjnych. Charakterystyczne dla nich jest występowanie niewielkich nachyleń zboczy i spadków den rozcięć erozyjnych. Zbocza mają przeważnie profil podłużny wypukło-wklęsły lub prosty. Leje źródłowe erozyjne zwykle wykazują mniejsze niż osuwiskowe deniwelacje, na ogół mniej urozmaicona jest także ich rzeźba.

Ze względu na budowę geologiczną można wyróżnić leje źródłowe: niezgodne z upadem warstw skalnych – obsekwentne, zgodne z upadem warstw skalnych – konsekwentne, zgodne z biegiem warstw skalnych – subsekwentne oraz o złożonym układzie w stosunku do budowy geologicznej. Największe różnice występują pomiędzy lejami źródłowymi wykształconymi obsekwentnie i subse-

kwentnie w stosunku do budowy geologicznej – te pierwsze cechują się znacznie mniejszym stopniem wydłużenia, zazwyczaj większą powierzchnią i rozczłonkowaniem, większą głębokością, nachyleniami zboczy i spadkami den rozcięć erozyjnych.



Ryc. 3. Szkice morfodynamiczne lejąw źródłowych: osuwiskowego (A), erozyjnego (B)
Morphodynamic sketch of headwater areas: (A) landsliding, erosional (B)

Przedstawione zależności kształtują się odmiennie w obszarach aktywnych tektonicznie. Stosunek lejąw źródłowych do budowy geologicznej nie odgrywa tak znaczącej roli jak w obszarach nieaktywnych. Różnice aktywności neotektonicznej znajdują odbicie w zróżnicowanym ukształtowaniu lejąw źródłowych. Podnoszenie neotektoniczne sprzyja ich pogłębianiu. Leje źródłowe położone w obrębie strefy podnoszonej mają niżej położone poziomy baz erozyjnych oraz wykazują mniejszą stabilność stoków. Tak wykształcone leje źródłowe są intensywnie przekształcane przez ruchy masowe (osuwanie, odpadanie). Cechują się znacznie większą powierzchnią, szerokością i deniwelacjami niż leje w obszarze o mniejszej aktywności tektonicznej. Gęstość sieci dolinnej w lejach źródłowych w obszarach aktywnych tektonicznie jest mniejsza niż w obszarach o mniejszej aktywności (Płaczkowska, 2009; Zuchiewicz, 2010).

Rola lejów źródłowych jako systemów morfodynamicznych w obszarach górskich

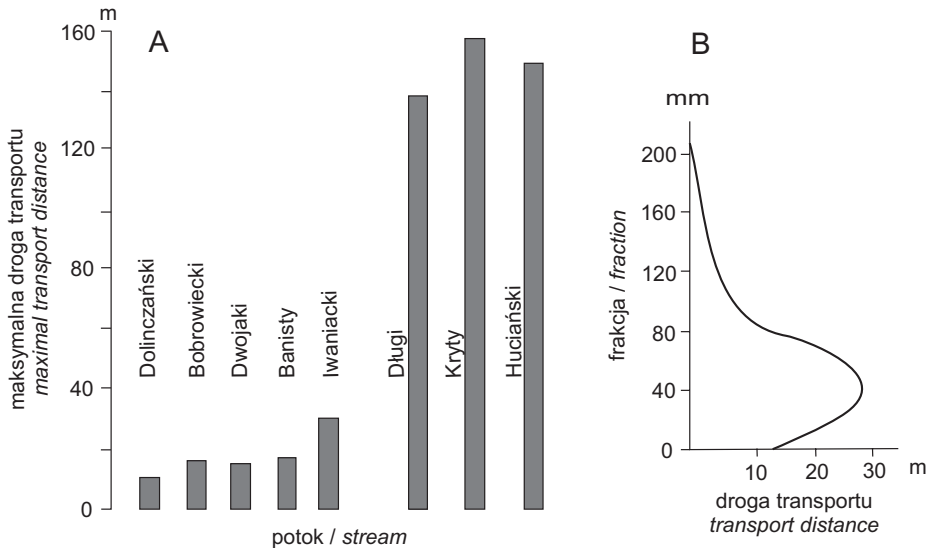
Lej źródłowy stanowi strefę przejściową pomiędzy systemem stokowym i korytowym, a jego wykształcenie bezpośrednio wpływa na dostawę energii i materii do systemu fluwialnego.

Strefą, w której następuje zazębianie się procesów stokowych i fluwialnych jest koryto potoku 1. lub 2. rzędu w zależności od stopnia rozwinięcia sieci dolinnej. Strefa ta jest wyraźna w obrębie lejów źródłowych, w których dominują procesy osuwiskowe – przejście pomiędzy systemem stokowym i fluwialnym jest tu skokowe. Natomiast w lejach źródłowych z dominacją procesów erozyjnych strefa przejściowa jest wydłużona i niewyraźna, a przejście pomiędzy systemami stokowym i fluwialnym – stopniowe. Wykonane analizy wykształcenia strefy przejściowej pomiędzy lejem źródłowym a systemem fluwialnym wskazują na możliwość wyznaczenia granicznej wartości spadku dna doliny w obszarach jednorodnych pod względem rzeźby i budowy geologicznej. Wartość ta jest istotna z punktu widzenia dostawy materiału klastycznego do systemu korytowego dzięki procesom stokowym, takim jak: osuwanie, sływy torencjalne i sływy gruzowo-błotne. W strefie tej następuje najczęściej depozycja transportowanego materiału.

Skuteczność aktywnych morfotwórczo wezbrań w lejach źródłowych jest znacznie mniejsza w porównaniu do systemu fluwialnego (ryc. 4; Krzemień, 1991). Jak wykazały kartowanie geomorfologiczne i analizy dendrogeomorfologiczne, większą rolę w funkcjonowaniu lejów źródłowych odgrywają procesy stokowe (Wrońska-Wałach, 2009). Duże znaczenie mają sływy gruzowo-błotne i torencjalne mające początek w obrębie osuwisk (Ellen i Wieczorek, 1988; Jacobson i inni, 1989; Selby, 1993; Krzemień i inni, 1995; Crozier, 2009; Wrońska-Wałach, 2009). Zasięg działania procesów stokowych jest znacznie większy w obszarach wysokogórskich lub wykazujących aktywność tektoniczną. Materiał uruchamiany w wyniku tych procesów przemieszczany jest do systemu korytowego często na duże odległości – do 160 m w Tatrach Zachodnich (ryc. 4) i nawet do 350 m w Tatrach Regłowych (Kaszowski i inni, 1988; Krzemień, 1991, 1999; Krzemień i inni, 1995). Dowodem na intensywną dostawę materiału do systemu fluwialnego są znacznych rozmiarów stożki torencjalne, zlokalizowane najczęściej w strefie przejściowej pomiędzy lejem źródłowym a systemem korytowym, ale niekiedy sięgające do samego systemu korytowego (Soriso-Valvo, 1988; Chrost, 2006).

Kształtowanie się fali wezbraniowej w ciekach wyższych rzędów, a tym samym siła przyłożona w podsystemie korytowym może zależeć od morfometrii lejów źródłowych. Jednym ze wskaźników siły przyłożonej w strefie przejściowej pomiędzy lejem źródłowym i systemem fluwialnym jest jednostkowa moc

strumienia (ω), która może być różnie definiowana. Zazwyczaj ten parametr jest stosowany w celu określenia wielkości siły przyłożonej w profilu podłużnym w korytach rzecznych i wówczas wykorzystywany jest wzór zaproponowany przez R.A. Bagnolda (1966). Podejście takie zostało wykorzystane w wielu



Ryc. 4. Maksymalna droga transportu rumowiska wleczonego w wybranych dopływach potoku Chochołowskiego i Starorobociańskiego podczas wezbrania 23.05.1987 – A; krzywa maksymalnego transportu na przykładzie Potoku Iwaniackiego – B (Krzemień, 1991)

Maximal transport distance of dragging rock debris in the selected tributaries of Chochołowski and Starorobociański Stream (23.05.1987 flood) – A; curve of maximum transport distance in the example of Iwaniacki Stream – B (Krzemień, 1991)

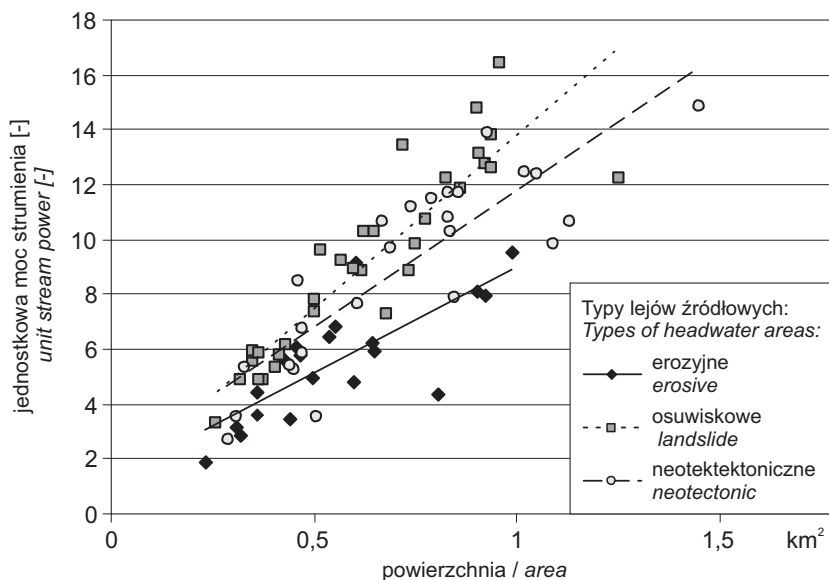
opracowaniach (Bojarski i inni, 2005; Wyźga, 2007; Radecki-Pawlik, 2011). Nie wszystkie parametry stosowane we wzorze R.A. Bagnolda (1966) są możliwe do określenia w lejach źródłowych na obecnym etapie badań, dlatego stosowane są też inne wzory, np.:

$$\omega = \frac{AS}{W}$$

gdzie A – to powierzchnia, S – średni spadek leja źródłowego, a W – szerokość koryta w strefie przejściowej.

Wzór ten jest stosowany do określenia wpływu parametrów morfometrycznych zlewni na intensywność procesów morfogenetycznych w systemach fluwialnym i stokowym (Brummer i Montgomery, 2003; Golden i Springer, 2006;

Šilhán i Pánek, 2010; Radecki-Pawlik, 2011). Jednostkowa moc strumienia obliczona dla 108 lejów źródłowych w zewnętrznych Karpatach fliszowych, przyjmuje większe wartości w lejach o większej powierzchni (ryc. 5), szczególnie w przypadku form przekształconych przez procesy osuwiskowe oraz położonych w obszarach aktywnych neotektonicznie. Z tego można wnioskować, że osuwanie oraz intensywna erozja w obszarach aktywnych neotektonicznie przyczyniają się do zwiększenia powierzchni i spadku, a tym samym jednostkowej mocy strumienia.



Ryc. 5. Zależność między powierzchnią lejów źródłowych a jednostkową mocą strumienia w wybranych obszarach w polskich Karpatach fliszowych

Relationship between headwater area and unit stream power in the selected mountains of Polish flysch Carpathians

Rozmieszczenie lejów źródłowych wpływa na morfometrię całych grzbietów górskich w polskich Karpatach fliszowych. M. Baumgart-Kotarba (1974) zauważyła, że przebieg głównych grzbietów zależy od układu lejów źródłowych. Według autorki przełęcz z reguły występuje w przedłużeniu dolin i rozcięć erozyjnych, jako efekt erozji wstecznej działającej w bardzo długim czasie. Podobna zależność została zaobserwowana w Paśmie Lubania, jednak wynika ona raczej z nawiązania dolin i przełęczy do przebiegu struktur tektonicznych aniżeli z intensywnej erozji wstecznej (Płaczkowska, 2009). Ponadto M. Baumgart-Kotarba (1968, 1974, z innymi 1969) wskazywała na ścisły związek stopnia przekształcenia grzbietów górskich przez procesy w lejach źródłowych

z wysokością bazy erozyjnej. Położenie bazy erozyjnej ma decydować o intensywności procesów przekształcających leje źródłowe w większym stopniu niż sposób ułożenia warstw skalnych (Baumgart-Kotarba, 1974). Analizy wybranych lejów źródłowych w Gorcach, Beskidzie Sądeckim i Bieszczadach wskazują natomiast na wyraźny związek ich wykształcenia z budową geologiczną (Wrońska-Wałach, 2010).

Obecność licznych i rozległych lejów źródłowych rozczłonkowujących stoki pasm górskich przyczynia się do zmiany ich profilu podłużnego, który w obrębie lejów przyjmuje kształt wklęsły. Górna część stoków z reguły staje się bardziej stroma w wyniku pogłębiania lejów źródłowych. Jednym z czynników, który może istotnie wpływać na dalszy rozwój lejów źródłowych, jest odporność warstw skalnych na procesy niszczące, w których są wycięte poszczególne formy. Rozwój lejów źródłowych w wyniku osuwania i spelzwywania prowadzi do stopniowego cofania górnego załomu leja. W konsekwencji lej źródłowy osiąga wypukło-wklęsły profil podłużny, ze strefą wypukłą założoną na czołach wychodni bardziej odpornych warstw skalnych. Leje źródłowe, w których nie występuje wyraźny załom wykazują większe predyspozycje do uzyskania wklęsłego profilu podłużnego (ryc. 2).

Procesy działające w lejach źródłowych przyczyniają się również do zmiany profilu poprzecznego stoków w ich obrębie. Wykształcenie tego profilu jest związane ze starszymi założeniami lejów źródłowych (ryc. 1). W profilu poprzecznym formy te przybierają kształt szerokich, płytkich dolin nieckowatych, których dna mogą być wypełnione koluwiami. Poniżej dolin nieckowatych leje źródłowe przechodzą w doliny płaskodenne wypełnione koluwiami albo bezpośrednio we wcioty.

Wnioski

Rola lejów źródłowych w rozwoju rzeźby terenu jest istotna z punktu widzenia morfometrii pasm górskich, jak również ze względu na częstość występowania i natężenie różnego typu procesów morfogenetycznych. Wykształcenie lejów źródłowych wpływa na natężenie procesów poniżej nich. Jest to ściśle związane z warunkami transportu materiału mineralnego w obrębie lejów.

Pod względem funkcjonowania, leje źródłowe powinny być traktowane jak integralne części zlewni górskich. Z tego względu najbardziej uzasadnione wydaje się hydrogeomorfologiczne podejście do lejów źródłowych, które uwzględnia powiązania między procesami morfogenetycznymi i hydrologicznymi. Podczas różnych zdarzeń hydrometeorologicznych dynamika tych procesów w obszarach średniogórskich jest w dalszym ciągu słabo rozpoznana.

Kompleksowe podejście do lejów źródłowych jest możliwe dzięki stosowaniu metod badawczych z różnych dziedzin naukowych. Dotychczas szczególnie cenne w poznaniu funkcjonowania lejów źródłowych okazały się kartowanie geomorfologiczne, metody hydrochemiczne, dendrogeomorfologiczne oraz geo-

dezyjne. Konieczne są dalsze badania, zwłaszcza z użyciem monitoringu procesów przyrodniczych działających w różnie wykształconych lejach źródłowych. W badaniach należy uwzględnić również strefę przejściową, w której dochodzi do zazębiania się procesów stokowych z fluwialnymi.

Piśmiennictwo / References

- Bagnold R.A., 1966, *An approach to the sediment transport problem from general physics*, US Geological Survey Professional Paper, 422, s. 231–268.
- Bajgier M., 1994, *Rozwój osuwisk w czołowej strefie płaszczowiny magurskiej w dorzeczu górnej Soły*, Przegląd Geograficzny, 46, 3–4, s. 375–388.
- Baumgart-Kotarba M., 1968, *Analiza monoklinalnego grzbietu górskiego w Beskidzie Śląskim*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 2, s. 57–61.
- , 1974, *Rozwój grzbietów górskich w Karpatach fliszowych*, *Prace Geograficzne*, IG PAN, 106.
- , 1977, *Zależność wykształcenia wododziałów górskich od bazy erozyjnej (na przykładzie eksperymentu, zdjęć lotniczych i wybranych grzbietów w Karpatach)*, *Czasopismo Geograficzne*, 48, 3, s. 269–287.
- Baumgart-Kotarba M., Gil E., Kotarba A., 1969, *Rola struktury w ewolucji rzeźby obszarów źródłowych Wisły i Olzy*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 3, s. 73–89.
- Benda I.E., Cundy T.W., 1990, *Predicting deposition of debris flows in mountain channels*, *Canadian Geotechnical Journal*, 27, s. 409–417.
- Bisson P.A., Buffington J.M., Montgomery D.R., 2006, *Valley Segments, Stream Reaches, and Channel Units*, [w:] F.R. Hauer, G.A. Lamberti (red.), *Methods in Stream Ecology*, Elsevier, London, 2, s. 23–50.
- Bojarski A., Jeleński J., Jelonek M., Litewka T., Wyzga B., 2005, *Zasady dobrej praktyki w utrzymaniu rzek i potoków górskich*, Ministerstwo Środowiska, Warszawa.
- Brummer Ch. J., Montgomery D.R., 2003, *Downstream coarsening in headwater channels*, *Water Resource Research*, 39, 10, s. 1–12.
- Buchwał A., Wrońska-Wałach D., 2008, *Zapis denudacji naturalnej i antropogenicznej w odsłoniętych korzeniach świerka (Picea abies) (Karpaty fliszowe)*, *Landform Analysis*, 9, s. 33–36.
- Chrost A., 2006, *Geomorfologiczny i dendrochronologiczny zapis ekstremalnych zjawisk hydrologicznych w masywie Kepernika, Sudety Wschodnie; rola klimatu i człowieka*, [w:] A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*, Wydawnictwo Gajt, Wrocław, s. 77–83.
- Crozier M.J., 2009, *Landslide geomorphology: An argument for recognition, with examples from New Zealand*, *Geomorphology*, 120, s. 3–15.
- Davis W.M., 1899, *The Geographical Cycle*, *The Geographical Journal*, 14, 5, s. 481–504.
- Dietrich W.E., Dunne T., 1978, *Sediment budget for small catchment in mountainous terrain*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplement, 29, s. 191–206.
- Ellen S.D., Wieczorek G.F., 1988, *Landslides, Floods and Marine Effects of the Storm of January 3–5 1982, in the San Francisco Bay Region, California*, US Geological Survey, Professional Paper, 1434.
- Flis J., 1969, *Wstęp do geografii fizycznej*, PZWS, Warszawa.

- Froehlich W., 1975, *Dynamika transportu fluwialnego Kamienicy Nawojowskiej*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 114, Warszawa.
- , 1992, *Mechanizm erozji i transportu fluwialnego w zlewniach beskidzkich*, [w:] A. Kotarba (red.), *System denudacyjny Polski*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 155, s. 171–189.
- Gerlach T., 1966, *Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki)*, Prace Geograficzne, IG PAN, 52.
- , 1976, *Współczesny rozwój stoków w polskich Karpatach fliszowych*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 122.
- Golden L.A., Springer G.S., 2006, *Channel geometry, median grain size, and stream power in small mountain streams*, *Geomorphology*, 78, s. 64–76.
- Gomi T., Sidle R.C., Richardson J.S., 2002, *Understanding processes and downstream linkages of headwater systems*, *BioScience*, 52, 10, s. 905–916.
- Gomi T., Sidle R.C., Woodsmith R.D., Bryant M.D., 2003, *Characteristics of channel steps and reach morphology in headwater streams, southeast Alaska*, *Geomorphology*, 51, s. 225–242.
- Hack J.T., Goodlet J.C., 1960, *Geomorphology and Forest Ecology of a Mountain Region in the Central Appalachians*, US Geological Survey Professional Paper, 347.
- Haigh M.J., Jansky L., Hellin J., 2004, *Headwater deforestation: a challenge for environmental management*, *Global Environmental Change*, 14, s. 51–61.
- Henkiel A., 1961, *Geomorfologia strefy europejskiego działu wodnego pomiędzy dorzecziami Sanu i Strwiąża*, *Annales UMCS*, sec. B, 16, 4.
- Humnicki W., 2006, *Zasilanie i drenaż wód podziemnych*, [w:] A. Maciaszczyk (red.), *Podstawy hydrogeologii stosowanej*, PWN, Warszawa, s. 77–96.
- Izmailow B., Krzemień K., Sobiecki K., 2003, *Rzeźba*, [w:] A. Górecki, K. Krzemień, S. Skiba, B. Zemanem (red.), *Przyroda Magurskiego Parku Narodowego*, Oficyna Wydawnicza Text, Krempna-Kraków, s. 21–30.
- Jacobson R.B., Miller A.J., Smith J.A., 1989, *The role of catastrophic geomorphic events in central Appalachian landscape evolution*, *Geomorphology*, 2, 1–3, s. 257–284.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1984, *Słownik geologii dynamicznej*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Jeager K.L., Montgomery D.R., Bolton S.M., 2007, *Channel and perennial flow initiation in headwater streams: management implications of variability in source-area size*, *Environment Management*, 40, s. 775–786.
- Jekielek M., 2008, *Wykształcenie lejów źródłowych w Beskidzie Małym, Żywieckim i Bieszczadach na przykładzie wybranych obszarów*, IGiP UJ, Kraków, maszynopis.
- Kamykowska M., 2004, *Hasło – Lej źródłowy*, [w:] A. Jackowski (red.), *Encyklopedia szkolna. Geografia*, Wyd. Zielona Sowa, Kraków.
- Kaszowski L., 1973, *Morphological activity of the mountain streams (with Biały Potok in the Tatra Mts. as example)*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 31.
- Kaszowski L., Krzemień K., 1977, *Structure of mountain channel systems as exemplified by chosen Carpathian streams*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 11, s. 111–125.
- Kaszowski L., Krzemień K., Libelt P., 1988, *Postglacjalne modelowanie cyrków lodowcowych w Tatrach Zachodnich*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 71, s. 121–141.
- Klimaszewski M., 1961, *Geomorfologia ogólna*, PWN, Warszawa.
- , 1978, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Klimek K., Malik I., 2005, *Geomorfologiczne skutki wylesień w górach średnich: wiele problemów w małej zlewni, Jesionki*, [w:] K. Kocel (red.), *Wpływ człowieka na eko-*

- systemy gór średnich, *Human Impact on Mid Mountain Ecosystems*, 1, Sosnowiec, s. 31–36.
- Kłapyta P., 2008, *Structural control on morphology of south-western slope of Chornohora Mountains between Mt. Hoverla and Mt. Pop Ivan (Eastern Carpathian Mountains, Ukraine)*, *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78, s. 37–49.
- Kostrzewski A., Mazurek M., Zwoliński Z., 1994, *Dynamika transportu fluwialnego górnej Parsęty jako odbicie funkcjonowania systemu zlewni*, Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań.
- Kotarba A., 1986, *Morfogenetyczna rola opadów deszczowych w modelowaniu rzeźby Tatr podczas letniej powodzi w roku 1997*, *Dokumentacja Geograficzna*, 12, s. 3–23.
- Krzemień K., 1976, *Współczesna dynamika koryta potoku Konina w Gorcach*, *Folia Geographica. Series Geographica-Physica*, 10, s. 87–122.
- , 1984, *Współczesne zmiany modelowania koryt potoków w Gorcach*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 59, s. 83–96.
- , 1986, *Dynamika transportu fluwialnego w polodowcowej dolinie w krystalicznej części Tatr Zachodnich*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 64, s. 93–120.
- , 1991, *Dynamika wysokogórskiego systemu fluwialnego na przykładzie Tatr Zachodnich*, *Rozprawy Habilitacyjne Uniwersytetu Jagiellońskiego*.
- , 1999, *Structure and dynamics of the high-mountain channel of river Plima in the Ortler-Cevedale Massive (South Tirol)*, [w:] K. Krzemień (red.), *River Channels. Pattern, Structure and Dynamics*, *Prace Geograficzne UJ*, 104, Kraków, s. 41–55.
- Krzemień K., Libelt P., Mączka T., 1995, *Geomorphological conditions of the timberline in the Western Tatra Mountains*, *Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne*, 98, s. 153–170.
- Łajczak A., 1981, *Źródła północnego skłonu Babiej Góry*, *Czasopismo Geograficzne*, 52, 1, s. 45–60.
- , 2012, *Water circulation and chemical denudation in the Upper Skawica River flysch catchment, Western Carpathian Mountains*, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 56, 1, s. 69–86.
- Małecka D., 2002, *Hasła: Linia źródeł, Obszar źródliskowy, Młaka, Wyciek, Wysięk, Źródło*, [w:] *Słownik hydrogeologiczny*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mao L., Cavalli M., Comiti F., Marchi L., Lenzi M.A., Arattano M., 2009, *Sediment transfer processes in two Alpine catchments of contrastin morphological settings*, *Journal of Hydrology*, 364, 1–2, s. 88–98.
- Margielewski W., 1998, *Rozwój form osuwiskowych w Barnowcu (Beskid Sądecki, Karpaty zewnętrzne), w świetle analizy strukturalnych uwarunkowań osuwisk w Karpatkach fliszowych*, *Przegląd Geologiczny*, 46, 5, s. 436–450.
- , 2008, *Wpływ ruchów masowych na współczesną ewolucję rzeźby Karpat fliszowych*, [w:] L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, IGI GP UJ, IGI PZ PAN, Kraków, s. 69–80.
- Mazurek M., 2005, *Wykształcenie systemów źródliskowych w strefie młodoglacjalnej, Dorzecze Parsęty*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski. VII Zjazd Geomorfologów Polskich*, IGI GP, Kraków, s. 293–298.
- , 2006, *Morphometric differences in channel heads in postglacial zone (Parsęta catchment, West Pomerania)*, *Quaestiones Geographicae*, 25, s. 39–47.
- , 2008, *Obszary źródliskowe ogniwem łączącym system stokowy z systemem korytowym, dorzecze Parsęty*, *Landform Analysis*, 9, s. 63–67.

- , 2011, *Hydrogeomorfologia obszarów źródłkowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)*, Seria Geographica, 92, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Migoń P., 2006, *Geomorfologia*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa.
- Montgomery D.R., Buffington J.M., 1997, *Channel-reach morphology in mountain drainage basins*, Geological Society of America Bulletin, 109, s. 596–611.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1988, *Where do channels begin?*, Nature, 336, s. 232–234.
- , 1989, *Source Area, Drainage Density and Channel Initiation*, Water Resource Research, 25, 8, s. 1907–1918.
- , 1992, *Channel initiation and the problem of landscape scale*, Science, 255, s. 826–830.
- Nickolotsky A., Pavlovsky R.T., 2006, *Morphology of step-pool in a wilderness headwater stream: The importance of standardizing geomorphic measurements*, Geomorphology, 83, 3–4, s. 294–306.
- Niemcówna S., 1923, *Wincenty Pol jako geograf*, Prace Instytutu Geografii UJ, 3.
- Niemirowska J., Niemirowski M., 1968, *Stosunki hydrograficzne zlewni potoków Jaszczce i Jamne*, [w:] A. Medwecka-Kornaś (red.), *Doliny Potoków Jaszczce i Jamne w Gorcach*, Studia Naturae, A, 2, s. 39–48.
- Niemirowski M., 1974, *Dynamika współczesnych koryt potoków górskich (na przykładzie potoków Jaszczce i Jamne w Gorcach)*, Zeszyty Naukowe UJ, Prace Geograficzne, 34.
- Pazdro Z., Kozerski B., 1990, *Hydrogeologia ogólna*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Pękala K., 1971, *Elementy rzeźby przedczwartorzędowej w dorzeczu górnego Sanu w Bieszczadach*, Annales UMCS, Sec. B, 26, s. 219–230.
- Pietkiewicz S., Żmuda S., 1973, *Słownik pojęć geograficznych*, Wiedza Powszechna, Warszawa.
- Płaczkowska E., 2009, *Wpływ czynników naturalnych i antropogenicznych na wykształcenie lejów źródłowych w Paśmie Lubania (Beskid Sądecki)*, IGiGP UJ, Kraków, maszynopis.
- Radecki-Pawlik A., 2011, *Hydromorfologia rzek i potoków górskich*, Wydawnictwo UR, Kraków.
- Rzonca B., Kołodziej A., Laszczak E., Macior E., Plenzler A., Płaczkowska E., Rozmus M., Siwek J., Ścisłowicz B., Wójcik S., Ziółkowski L., 2008, *Źródła w zlewni górnej Wołosatki w Bieszczadach Wysokich*, Przegląd Geologiczny, 56, 8, s. 772–779.
- Šilhán K., Pánek T., 2010, *Dynamics of debris flows in the Moravskoslezské Beskydy Mts. (Czech Republic)*, Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 44, s. 49–60.
- Schlunegger F., Schneider H., 2002, *Impact of hillslope-derived sediment supply on drainage basin development in small watersheds at the northern border of the central Alps of Switzerland*, Geomorphology, 46, s. 285–305.
- , 2005, *Relief-rejuvenation and topographic length scales in a fluvial drainage basin, Napf area, Central Switzerland*, Geomorphology, 69, s. 102–117.
- Schramm W., 1925, *Zsuwiska stoków górskich w Beskidzie. Wielkie zsuwisko w lesie wsi Duszatym ziemi sanockiej*, Kosmos, 50, Lwów.
- Schumm S.A., 1977, *The Fluvial System*, Wiley, New York.
- Scordo E.B., Moore R.D., 2009, *Transient storage processes in a steep headwater stream*, Hydrological Processes, 23, 18, s. 2671–2685.
- Selby M.J., 1993, *Hillslope Materials and Processes*, Oxford University Press, New York.
- Sidle R.C., Tsuboyama Y., Noguchi S., Hosoda I., Fujieda M., Shimizu T., 2000, *Storm-flow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm*, Hydrological Processes, 14, s. 369–385.

- Smoleński J., 1925, *Słownictwo geograficzno-fizyczne, uchwalone i polecone przez Zjazd Geografów Polskich zorganizowany staraniem Tow. Naucz. Szkół Wyższych w Krakowie 1922 roku*, Kraków.
- Sorriso-Valvo M., 1988, *Landslide-related fans in Calabria*, Catena. Supplement, 13, s. 109–121.
- Stach A., 2003, *Uwarunkowania i funkcjonowanie procesów denudacji chemicznej mikro-zlewni na obszarze młodoglacjalnym i ich wpływ na morfodynamikę stoków (zlewnia górnej Parsęty, Pomorze Zachodnie)*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Starkel L., 1957, *Rozwój morfologiczny Progu Pogórza Karpackiego między Dębicą a Trzycianą*, Prace Geograficzne, IG PAN, 11, Warszawa.
- , 1960, *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*, Prace Geograficzne, IG PAN, 22.
- , 1969, *Odbicie struktury geologicznej w rzeźbie polskich Karpat fliszowych*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 3, s. 33–44.
- Torres R., Dietrich W.E., Montgomery D.R., Anderson S.P., Loague K., 1998, *Unsaturated zone processes and the hydrologic response of steep, unchanneled catchment*, *Water Resource Research*, 34, 8, s. 1865–1879.
- Trojanowski K., 2010, *Zróżnicowanie geomorfologiczne i współczesne modelowanie lejów źródłowych w tatrzańskich dolinach reglowych*, IGiGP UJ, Kraków, maszynopis.
- Tsuboyama Y., Sidle R.C., Noguchi S., Murakami S., Shimizu T., 2000, *A zero-order basin – its contribution to catchment hydrology and internal hydrological processes*, *Hydrological Processes*, 14, s. 387–401.
- Urbański J., 2008, *GIS w badaniach przyrodniczych*, Wyd. Uniw. Gdańskiego, Gdańsk.
- Whiting P.J., Bradley J.B., 1993, *A process-based classification system for headwater streams*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, s. 603–612.
- Wrońska D., 2005, *Wpływ rumoszu drzewnego na wykształcenie potoków średniogórskich*, [w:] A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz (red.), *Współczesna ewolucja rzeźby Polski*, Wydawnictwo IGiGP UJ, Kraków, s. 519–523.
- , 2006a, *Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłowych potoków gorczańskich*, *Ochrona Beskidów Zachodnich*, 1, s. 113–120.
- , 2006b, *Wpływ działalności człowieka na funkcjonowanie lejów źródłowych w Gorcach*, [w:] A. Latocha, A. Traczyk (red.), *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym. Metody badań i studia przypadków*, Gajt, Wrocław, s. 96–105.
- Wrońska-Wałach D., 2009, *Dendrogeomorphological analysis of a headwater area in the Gorce Mountains*, *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 63, s. 97–114.
- , 2010, *Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłowych w górach średnich (na przykładzie wybranych obszarów w polskich Karpatach fliszowych)*, IGiGP UJ, Kraków, maszynopis.
- Wyźga B., 2007, *Gruby rumosz drzewny: depozycja w rzece górskiej, postrzeganie i wykorzystanie do rewitalizacji cieków górskich*, Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków.
- Wyźga B., Kaczka R., Zawiejaska J., 2002–2003, *Gruby rumosz drzewny w ciekach górskich - formy występowania, warunki depozycji i znaczenie środowiskowe*, *Folia Geographica-Physica*, 33–34, s. 117–138.
- Ziętara T., 1968, *Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów*, Prace Geograficzne, IG PAN, 60.
- Zuchiewicz W., 2010, *Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpackiego*, Wydawnictwa AGH, Kraków.

[Wpłynęło: marzec; poprawiono: wrzesień 2012 r.]

DOMINIKA WROŃSKA-WAŁACH, ELIZA PŁACZKOWSKA, KAZIMIERZ KRZEMIŃ

MOUNTAIN HEADWATER AREA MORPHOLOGICAL SYSTEM

Headwater areas are complex systems affected by a number of morphological, hydrological and biological processes. This complexity is of interest to researchers. Many papers underscore the difference between headwater systems and mountain fluvial systems with respect to hydrology, geomorphology and biology. The differences are rooted in the close relationship between slope processes and river channel processes. In this paper, the headwater area is defined as a depressed landform with older Pliocene and Pleistocene setting, which forms a complex morphological subsystem of a mountain catchment and is located on the boundary between two subsystems – the slope subsystem and the fluvial subsystem. The headwater area develops via the joint action of surface processes and linear processes, which vary in intensity. Headwater areas develop differently, as the action of surface and linear processes is different in each case.

The purpose of the paper is to describe the complexity of headwater areas in terms of relief and rates of morphological change as well as the role headwater areas play in mountain area development.

The complexity of headwater areas demands an interdisciplinary approach based on a large variety of analytical methods including methods related to geomorphology, sedimentology, hydrology, hydrochemistry, dendrochronology, geodesy, statistics and geographic information systems.

Headwater areas are Neogene landforms with sides and a floor – features typical of river valleys. Important parts of a headwater area include an upper edge and a transition zone. The presence of an upper edge suggests the action of mass movements shaping relief. The transition zone is the area between the headwater area and the fluvial system. This is the area where top-acting slope processes interact with bottom-acting fluvial processes.

Headwater areas are classified as erosion-type and landslide-type based on the dominant morphological process present. Landslide action alters the longitudinal and transversal profiles of headwater areas. This leads to parts of slopes with unusually large gradients for a middle mountain region. Erosion-type headwater areas retain most of their older relief (Pleistocene, Pliocene). Erosion incisions and generally landforms shaped by the flow of water are very common. Steep slopes and steep sides of incisions are uncommon. Neotectonic activity also affects the formation of headwater areas. Neotectonic lift makes headwater areas deeper.

A headwater area is a buffer zone between the slope system and the river channel system. Its relief directly affects the flow of energy and matter to the fluvial system. Slope processes and fluvial processes overlap in first-order and second-order stream channels depending on just how developed a given valley is. Research on buffer zone relief has shown that a gradient threshold value can be identified for areas homogeneous in terms of relief and geological structure. This value is important from the perspective of clastic material reaching the fluvial system. Clastic material is transported via slope processes such as sliding, torrential flow as well as debris and mud flow. The deposition of transported material usually occurs in the buffer zone.

The development of a flood wave in higher-order streams, and consequently the energy in a river channel system, depends on the morphometry of the given headwater area. One of the better units of measurement of the energy in the transition zone between the headwater area and the fluvial system is unit stream power, which can be expressed as the relationship between headwater surface area, mean headwater area gradient, and stream channel width in the transition zone. Unit stream power was calculated for 108 headwater areas located in the flysch Outer Carpathians. Unit stream power increases with headwater surface area.

The location of headwater areas affects the morphometry of the entire mountain range. Existing research has suggested that mountain passes are extensions of valleys and erosion incisions and are the result of back erosion acting over a very long period of time. This is especially true if erosion incisions on two sides of a ridge point to the same location on the ridge. The authors of this paper, on the other hand, believe that valleys and passes follow tectonic lines and do not result from intense backward erosion. Analysis of headwater areas in the Gorce, Beskid Sądecki and Bieszczady mountain ranges suggests that their relief is connected to geological structure.

The presence of numerous and expansive headwater areas fragments mountain slopes and alters their longitudinal profile. Slopes become depressed in headwater areas and the top parts of slopes become steeper due to headwater areas becoming deeper. The development of headwater areas via sliding and creeping moves the tops of ridges further back. In effect, the headwater area assumes a convex-concave longitudinal profile. Headwater areas without a clear edge line tend to assume a concave longitudinal profile.

Natural processes acting on headwater areas also alter the transversal profiles of slopes. The relief of the transversal profile is linked to older parts of headwater areas. These landforms tend to resemble wide and shallow valleys, which are often filled with colluvia at the bottom. At lower elevations, headwater areas become flat valleys filled with colluvia. In some cases, headwater areas become V-shaped valleys.

The role played by headwater areas in relief development is relevant from the perspective of mountain range morphometry as well as in terms of the frequency and intensity of morphological processes. Headwater area relief affects natural processes further downstream. This is the direct result of mineral matter transport conditions in the headwater area.

