

Rola erozji źródłiskowej w inicjacji i rozwoju sieci drenażu

*The role of seepage erosion in the initiation and development
of drainage system*

MAŁGORZATA MAZUREK

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza,
61-680 Poznań, ul. B. Krygowskiego 10; gmazurek@amu.edu.pl

Zarys treści. Sposoby inicjacji doliny i koryta rzeczne są ściśle związane z charakterem krążenia wody w systemie stokowym, a za ważny czynnik morfogenetyczny w ich rozwoju należy uznać wody podziemne. Erozja źródłiskowa jest powszechnie występującym procesem obejmującym oddziaływanie mechaniczne i chemiczne, prowadzące do wyruszenia, oderwania i odprowadzenia materiału ze strefy eksfiltracji wód podziemnych. Przejawy morfologicznego oddziaływania tego procesu, między innymi w postaci nisz źródłiskowych, odnotowywane są w różnych strefach klimatycznych, na terenach o zróżnicowanym ukształtowaniu terenu, budowie geologicznej i w różnych warunkach hydrogeologicznych. Erozja źródłiskowa, wraz z procesami stokowymi i fluwialnymi, ma swój istotny udział w rozwoju form dolinnych w strefie umiarkowanej, także w strefie młodoglacjalnej Polski. Wciąż jednak znaczenie procesu erozji źródłiskowej jest niewystarczająco poznane i przy braku danych ilościowych, różnie oceniana jest jego rola morfotwórcza.

Słowa kluczowe: wpływy wód podziemnych, erozja źródłiskowa, nisz źródłiskowa, dolina rzeczna, strefa młodoglacjalna.

Wprowadzenie

Zlewnie źródłiskowe stanowią ważne obszary denudacji oraz dostawy wody i materiału do położonych niżej części systemu fluwialnego, gdzie następuje przejście od rozproszonych przestrzennie procesów stokowych do działających skoncentrowanie procesów fluwialnych (Kirkby i Chorley, 1967; Dunne, 1980; Jones, 1987). Dotychczas jednak niewielka część polskich badań sieci dolinno-rzecznej prowadzona jest w górnych odcinkach rzek, a w efekcie charakterystyka początku dolin rzecznych pod kątem procesów geomorfologicznych odpowiedzialnych za ich powstanie i ewolucję pozostaje niepełna. Do procesów egzoge-

nicznych inicjujących powstanie doliny rzecznej, a często również koryta rzecz- nego, zalicza się:

- 1) ruchy masowe (Dietrich i inni, 1986; Montgomery i Dietrich, 1989; Wrońska- Wałach i inni, 2013; Wistuba, 2014);
- 2) spłukiwanie i erozję liniową (Horton, 1945; Dietrich i Dunne, 1993; Kirkby i Chorley, 1967);
- 3) sufozję (Dunne, 1980; Dietrich i Dunne, 1993; Jones, 1997; Bernatek, 2014);
- 4) erozję źródłiskową (de Vries, 1976; Dunne, 1980, 1990; Kochel i inni, 1985; Nash, 1996; Mazurek, 2010).

Mechanizmy inicjacji dolin i koryt rzecznych są ściśle związane z drogami przepływu wody w systemie stokowym. Teoria spływu R.E. Hortona (1945), w której czynnikiem zapoczątkowującym rozwój sieci drenażu jest spływ powierzchniowy oraz procesy: spłukiwania i erozji liniowej, pozostaje aktualna tylko w sprzyjających uwarunkowaniach topograficzno-geologicznych i meteorologicznych (por. Knighton, 1998). T. Dunne (1980) na podstawie badań terenowych w strefie umiarkowanej wilgotnej wskazuje, że głównymi czynnikami prowadzącymi do powstania koryta i doliny rzecznej są: spływ śródpokrywowy i wypływy wód podziemnych odpowiedzialne za rozwój erozji źródłiskowej. Udział erozji źródłiskowej w rozwoju dolin sugerowali już wcześniej R.G. Small i J. Lewin (1965) w południowej Anglii czy T. Oberlander (1965) w górach Zagros. Należy jednak zaznaczyć, że uwagę na rolę erozyjną wypływów wód podziemnych zwrócono już na początku XX w., m.in. w pracach: I.C. Russela (1902), N.M. Fennemana (1923), P.F. Kendalla i H.E. Wroota (1924) czy N. E. A Hindsa (1925). Wypływy wód podziemnych zaczęto traktować jako istotny czynnik rzeźbotwórczy od lat 1980. (m.in.: Laity, 1983; Laity i Malin, 1985; Howard i McLane, 1988; Baker, 1990; Dunne, 1990; Parker i Higgins, 1990; Nash, 1997; Lamb i inni, 2006), a początek doliny wykształcony w postaci amfiteatralnej niszy źródłiskowej został wyróżniony jako jeden z typów początku doliny rzecznej (*spring niche valley head*, Ahnert, 1998).

Wciąż jednak rola erozji źródłiskowej jest niewystarczająco rozpoznana, a w efekcie różnie oceniana, co podkreśla się w literaturze zarówno światowej (Lamb i inni, 2006, 2008), jak i polskiej (Mazurek, 2010). W polskich opracowaniach znaczenie erozji źródłiskowej jest raczej sygnalizowane niż podejmowane w badaniach hydrogeomorfologicznych – i w obszarach górskich i wyżynnych, i w nizinnych młodoglacjalnych, bowiem oddziaływanie morfogenetyczne wypływów wód podziemnych jest najczęściej tylko wskazywane podczas badań krenologicznych. Brakuje szczegółowej charakterystyki procesów hydrologicznych, geomorfologicznych i sedimentologicznych występujących w zagłębieniach źródłiskowych sieci rzecznej, która wskazywałaby na mechanizm ich rozwoju.

Zarejestrowane w ostatnich latach w dorzeczu Parsęty wypływy wód podziemnych (Mazurek, 2008) stały się następnie przedmiotem badań hydrogeomorfologicznych (Mazurek, 2010). Oddziaływanie erozyjne wód podziemnych,

w niewielkim stopniu uwzględniane w analizie rozwoju systemu denudacyjnego strefy młodoglacjalnej, zainspirowało autorkę do podjęcia badań nad ich rolą w kształtowaniu rzeźby stref źródłiskowych. Na podstawie kartowania krenologicznego i badań geomorfologicznych początków dolin i koryt rzecznych w zlewni górnej Parsęty stwierdzono obecność cech morfologicznych charakterystycznych dla erozyjnego oddziaływania wpływów wód podziemnych oraz określono ich udział w funkcjonowaniu systemu fluwialnego Pomorza Zachodniego.

Głównym celem artykułu jest podjęcie dyskusji nad różnymi aspektami mechanizmu erozji źródłiskowej oraz przegląd dotychczasowych wyników badań tego procesu i jego roli w rozwoju początków dolin i koryt rzecznych. Wskazano obszary, na świecie i w Polsce, gdzie podejmowane są badania erozji źródłiskowej oraz przedstawiono dotychczasowy stan rozpoznania udziału wpływów wód podziemnych w kształtowaniu sieci dolinno-rzecznej.

Mechanizm erozji źródłiskowej

Erozja wpływów wód podziemnych (=erozja źródłiskowa, *seepage erosion* wg Dunne'a, 1990; Lamb i inni, 2006) jest procesem obejmującym oddziaływanie mechaniczne i chemiczne, prowadzące do wyruszenia, oderwania i odprowadzenia materiału ze strefy eksfiltracji wód podziemnych. Termin erozja źródłiskowa¹ obejmujący procesy erozji mechanicznej, na obszarach występowania skał związanych jest rozciągany także na wietrzenie chemiczne i mechaniczne (*seepage weathering*) występujące w miejscach wypływu wód podziemnych. Wietrzenie następuje w wyniku uwilgotnienia i wysychania, działania lodu włóknistego, wytrącania soli i oddziaływania świata organicznego (Higgins, 1984; Baker, 1990; Dunne, 1990; Lamb i inni, 2006). Na obszarach zbudowanych z osadów luźnych procesy wietrzeniowe nie są warunkiem niezbędnym do wystąpienia erozji źródłiskowej, bowiem siła erozyjna eksfiltrującej wody może być wystarczająca do zapoczątkowania procesu erozji, a następnie transportu uruchomionego materiału. Czynnikiem morfogenetycznym erozji źródłiskowej są rozproszone albo skoncentrowane wypływy wód podziemnych. Mechanizm uruchomienia materiału ziarnowego i rozpoczęcia jego transportu w strefie eksfiltracji był analizowany m.in. w modelowaniu komputerowym i doświadczalnych pracach laboratoryjnych przez R.M. Iversona i J.J. Majora (1986), A.D. Howarda i C.F. McLane'a (1988), G.A. Foxa i innych (2007), G.V. Wilsona i innych (2007), M.L. Chu-Agora i innych (2008), A. Pornprommina i N. Izumi (2008). W osadach luźnych, jak podkreślają R. C. Kochel i inni (1985) oraz R.M. Iverson i J.J. Major (1986), intensywność erozji zale-

¹ W literaturze stosuje się często wymiennie przymiotniki: źródłowy, źródłany i źródłiskowy, autorka przyjęła szersze w stosunku do znaczenia słowa źródłowy określenie źródłiskowy dla wszystkich form terenu, zjawisk i procesów, których powstanie i rozwój związane jest z różnymi typami wpływów wód podziemnych.

ży m.in. od: spadku hydraulicznego (którego wielkość jest często traktowana jako wartość progowa), wydajności eksfiltracji i kierunku spływu wód podziemnych w stosunku do nachylenia powierzchni stoku, cech osadów decydujących o przewodności hydraulicznej, a także od inicjalnego ukształtowania terenu.

Skutkiem erozji źródłiskowej jest powstanie podcięć erozyjnych, których rozwój powoduje zachwiania stateczności stoków i wywołuje ruchy masowe (*groundwater sapping*, Higgins, 1984; Laity i Malin, 1985; Baker, 1990), co prowadzi do cofania zboczy (*headward erosion*) oraz rozrostu dna zagłębienia (por. Kochel i inni, 1985; Laity i Malin, 1985; Iverson i Major, 1986; Howard i McLane, 1988; Dunne, 1990; Nash, 1997). Tempo cofania zboczy zależne jest od równowagi dynamicznej pomiędzy intensywnością procesów erozyjnych a tempem odprowadzania materiału zgromadzonego u ich podnóży. Wokół wypływów wód podziemnych wskutek oddziaływania procesów erozyjnych rozwija się nisza źródłiskowa, czyli amfiteatralne zagłębienie często o stromych zboczach, oddzielonych od stoków inicjalnego zagłębienia wyraźnym załomem (Jaroszewski i inni, 1985; Migoń, 2006; Mazurek, 2010).

Erozja powodowana przez wypływające na powierzchnię terenu wody podziemne modeluje także dna zagłębień źródłiskowych. W strefie eksfiltracji na materiał ziarnowy działają trzy siły: siła ciężkości, siła wlecząca i siła nośna (unosząca), nazywana siłą wysączania, wywierana na ziarna przez wypływające wody podziemne. Siła wysączania dominuje w wąskiej strefie eksfiltracji (*seepage front*), gdzie powoduje uruchomienie i odprowadzenie materiału. W luźnych osadach piaszczystych, w strefie eksfiltracji wód podziemnych, mniejszy ciężar efektywny ziaren ułatwia ich odrywanie, natomiast wraz z zapoczątkowaniem ruchu ziarna wpływ siły unoszącej gwałtownie spada (Howard i McLane, 1988; Onda, 1994). W strefie organizacji odpływu korytowego A.D. Howard i C.F. McLane (1988) uznają już udział eksfiltrujących wód w erozji piaszczystego dna za nieistotny.

Oprócz erozji występującej w strefach wypływu wody na powierzchnię terenu, na rozwój rzeźby nisz źródłiskowych może mieć wpływ także erozja podziemna (*subsurface erosion*) związana z filtracją laminarną i fluacją wód podziemnych oraz, w zależności od budowy geologicznej, także erozja tunelowa (*tunnel scour, tunnel erosion, piping*). Procesy te można łącznie określić jako sufozję (Klimaszewski, 1981). Dyskusja nad definicją erozji podziemnej (*subsurface erosion*) i erozji tunelowej oraz ich wzajemnych relacji (nadrzędności jednego z terminów) znajduje się w licznej literaturze zagranicznej (m.in.: Higgins, 1982; Dunne, 1990; Dietrich i Dunne, 1993; Nash, 1996; Bryan i Jones, 1997; Jones, 2004; Verachtert i inni, 2010), natomiast rzadko w polskiej (Bernatek, 2014). Wszystkie przejawy oddziaływania morfotwórczego wód podziemnych, zlokalizowane poniżej powierzchni terenu lub w strefie kontaktu zwierciadła wód podziemnych z powierzchnią terenu, wg C.G. Higginsa (1984) i T. Dunne'a (1980, 1990) można zaliczyć do działalności erozyjnej wywołanej przez wody

podziemne (*seepage erosion*), chociaż sufozja (*piping*) często jest ograniczana do działalności erozyjnej spływu śródpokrywowego w strefie aeracji.

Rozwój nisz źródłiskowych, ze względu na różnorodne przejawy oddziaływania wód podziemnych, jest efektem współdziałania i współoddziaływania, m.in. wietrzenia chemicznego, erozji i akumulacji źródłiskowej, procesów stokowych, erozji i akumulacji fluwialnej, które to procesy funkcjonują łącznie tworząc morfosystem źródłiskowy (Schumm i Phillips, 1986; Nash, 1996; Mazurek, 2010).

Badania erozji źródłiskowej na świecie

Oddziaływanie rzeźbotwórcze wpływów wód podziemnych jest procesem rozpowszechnionym na całym świecie. W tabeli 1 podano przykładowe prace prowadzone w różnych regionach i strefach klimatycznych świata. Udział tego czynnika morfogenetycznego jest dopiero od niedawna uwzględniany w badaniach rozwoju rzeźby dolinnej, dlatego dane w tabeli 1 nie odzwierciedlają z pewnością roli wpływów wód podziemnych w rozwoju rzeźby terenu, a raczej wynikają z możliwości zachowania tego typu genetycznego form terenu i ich dostępności do badań, zwłaszcza w strefie suchej, o ograniczonym udziale roślinności.

Wpływy wód podziemnych jako czynnik morfotwórczy, uruchamiający erozję źródłiskową (*seepage erosion*), podobnie jak cały zespół procesów w obrębie niszy źródłiskowej (*groundwater sapping*), stały się przedmiotem samodzielnych badań od lat 1980. (LaFleur, 1984; Higgins i Coates, 1990). Przejawy morfologicznego oddziaływania wpływów wód podziemnych obserwowane są na terenach lądowych o zróżnicowanej budowie geologicznej (por. Laity, 1980; Laity i Malin, 1985; Dunne, 1980, 1990; Schumm i Phillips, 1986; Jones, 1987; Howard i Kochel, 1988; Baker, 1990; Onda, 1994; Uchupi i Oldale, 1994; Schumm i inni, 1995; Nash, 1996; LaFleur, 1999; Spence i Sauchyn, 1999; Mastronuzzi i Sanso, 2002; Lamb i inni, 2006), a także w wybranych podmorskich kanionach na stoku kontynentalnym (Paull i inni, 1990; Orange i inni, 1994). Erozji źródłiskowej przypisywano również powstanie form dolinnych poza Ziemią, na Marsie i Tytanie (Higgins, 1982; Tanaka i inni, 1998; Malin i Carr, 1999; Malin i Edgett, 2000; Gulick, 2001; Aharonson i inni, 2002; Stepinski i Coradetti, 2004; Marra i inni, 2015), co jest obecnie krytycznie weryfikowane (Lamb i inni, 2006, 2008).

Część opracowań dokumentuje reliktowe, nieaktywne współcześnie strefy oddziaływania erozji źródłiskowej powstałe w odmiennych warunkach klimatycznych, m.in. w: Egipcie (Luo i inni, 1997), Włoszech (Mastronuzzi i Sansò, 2002), Chile (Hoke i inni, 2004) i Jordanii (Virtual Karak Resources Project, 2016). Badania wskazują także na działanie erozyjne wpływów wód podziemnych w różnych skalach przestrzennych – od mikroskali w postaci nisz na plaży (Higgins, 1982; Higgins i Coates, 1990; Schorghofer i inni, 2004; Lobkovsky

Tabela 1. Badania udziału erozji źródłiskowej w kształtowaniu początku doliny i koryta rzecznego na świecie
 Studies on the role of seepage erosion in the formation of river valley heads and channels around the world

Strefa klimatyczna <i>Climatic zone</i>	Obszar badań <i>Research area</i>	Budowa geologiczna <i>Geology</i>	Autorzy <i>Authors</i>
Równikowa, wybitnie wilgotna	Hawaje, Stany Zjednoczone	bazaltowe skały wulkaniczne	Kochel i Piper, 1986; Lamb i inni, 2007
Zwrotnikowa, kontynentalna, sucha	Wadi al-Mujib, Płaskowyż Karak, Jordania	piaskowce; uwarunkowania tektoniczne lokalizacji wypływów wód podziemnych, formy reliktowe	Virtual Karak Resources Project http://www.vkrp.org/studies/environmental/hydrological-processes/info/climate.asp , (1.08.2016)
Zwrotnikowa, skrajnie sucha	Obniżenia: Kharga, Farafra, Pustynia Zachodnia, Egipt	skały osadowe: wodonośne wapienie na kontakcie z łupkami, piaskowce, tufy; formy reliktowe	Luo i inni, 1997, Higgins i Coates (red.), 1990
Zwrotnikowa, wilgotna	Florida Panhandle, Liberty County, Stany Zjednoczone	wodonośne piaski i żwiry, lokalnie scementowane żelazem	Schumm i inni, 1995, Abrams i inni, 2009
Podzwrotnikowa, pośrednia	Wybrzeża Adriatyku, Apulia, Włochy	skały wapienne, piaskowce; formy reliktowe	Mastronuzzi i Sanso, 2002
Zwrotnikowa, kontynentalna, sucha	Altiplano, Chile	skały wulkaniczne; formy reliktowe	Hoke i inni, 2004
Podzwrotnikowa, kontynentalna, wybitnie sucha	Wyżyna Kolorado, Stany Zjednoczone	piaskowce Navajo	Laity, 1980, 1983; Laity i Malin, 1985; Howard i Kochel, 1988; Baker, 1990
Umiarkowana ciepła, morska	Vermont, Stany Zjednoczone	kontakt skał metamorficznych oraz piaszczystych i pylastych osadów fluwioglacjalnych	Dunne, 1980, 1990

Umiarkowana ciepła, morska	Anglia S, Wielka Brytania	kuesta kredowa	Small i Lewin, 1965
Umiarkowana ciepła, morska	Cap Code Martha Vineyard, Nantucket Island, Massachusetts, Stany Zjednoczone	fluwioglacjalne i jeziorne piaski, muły i iły; formy reliktowe	Uchupi i Oldale, 1994
Umiarkowana ciepła, morska	Hackness Hills, Yorkshire N, Wielka Brytania	osady morskie: wapienie, piaskowce, mułowce, iły	Nash, 1996
Umiarkowana ciepła, morska	Dahner Felsenland, Niemcy	zróżnicowane litologicznie piaskowce	Ahnert, 1998
Umiarkowana ciepła, przejściowa	Równina Canterbury, Wyspa Południowa, Nowa Zelandia	czwartorzędowe rzeczne piaski, muły, żwiry, otoczaki; nisze inicjowane przez erozję liniową modyfikowane przez erozję źródłiskową	Schumm i Phillips, 1986
Umiarkowana ciepła, morska monsunowa	wzgórza w Obara, Japonia	granodioryty, pokrywa glebowa	Onda, 1994
Umiarkowana chłodna	zlewnia Battle Creek, Kanada	osady morskie (łupki, bentoniczne piaski) podścielone m.in. piaskowcami	Spence i Sauchyn, 1999

Opracowanie własne / Author's own work.

i inni, 2004) czy na odsłoniętych brzegach koryta rzecznego (Howard i McLane, 1988; Zwoliński, 1988; Fox i inni, 2006; 2007) po megaformy jakimi mogą być amfiteatralnie zamknięte doliny rozwijające się w skałach zwięzłych (Laity, 1983; Laity i Malin, 1985; Baker, 1990; Mastronuzzi i Sanso, 2002). Rola erozji źródłiskowej pozostaje bardzo istotna w przypadku rozwoju rzeźby w osadach luźnych (przede wszystkim piaszczystych), zaś jej znaczenie w morfogenezie obszarów zbudowanych ze skał zwięzłych jest obecnie uznawane za drugorzędne (Lamb i inni, 2006; Lamb i inni, 2007; Lamb i inni, 2008; Migoń i Kasprzak, 2016) w świetle postępującego rozpoznania mechanizmu tego procesu.

Liczne doliny zainicjowane w wyniku erozji wypływów wód podziemnych wykazują kilka wspólnych cech morfograficznych, takich jak: amfiteatralne zamknięcie doliny (*steepheads*), podcięcia w zboczu zamykającym dolinę, duże nachylenie zboczy, płaskie dno generalnie bez załamań w profilu podłużnym, przejście wyraźnym załomem zboczy w dno i stała szerokość doliny (Howard i McLane, 1988; Baker, 1990; Nash, 1996; Luo i inni, 1997; Mastronuzzi i Sanso, 2002). Wymieniane cechy dolin spełnione są jednak tylko w określonych warunkach geologicznych (Dunne, 1990) i klimatycznych strefy półsuchej i suchej (m.in. Bull i Kirkby, 2002). M. P. Lamb i inni (2006) zwracają uwagę, że amfiteatralnie zamknięte doliny rozwijają się nie tylko przy udziale procesów erozji wód podziemnych, czyli taka przesłanka morfograficzna nie może być dowodem na rolę rzeźbotwórczą wypływów wód podziemnych. Podobne efekty morfologiczne dają bowiem w strefie peryglacjalnej osuwiska splayowe geliflukcyjne połączone z szybkim odprowadzeniem osadów jezora osuwiskowego (por. Churska, 1965; Lacelle i inni, 2010). W przypadku dużych dolin wyciętych w skałach wulkanicznych na Wyspach Hawajskich, ich powstanie związane jest z osuwiskami rotacyjnymi w strefie wybrzeża (Lamb i inni, 2007), natomiast amfiteatralnie zakończony Box Canyon (Idaho, USA) może być efektem rozcięcia bazaltowych skał w okresie paleopowodzi lub cofania ściany amfiteatru skalnego stanowiącego jednocześnie próg wodospadu (Lamb i inni, 2008). Spadająca woda ulega u podnóża progu zawirowaniom, powodując powstanie kotłów eworsyjnych. Ich rozwój doprowadza do podcinania, a następnie obrywania przewieszonych ścian amfiteatru (por. Dietrich i Dunne, 1993). Skutki morfologiczne erozji wód podziemnych mogą być również modyfikowane lub zacierane przez procesy fluwialne i stokowe (Higgins, 1982). Relacje między wymienionymi procesami zależne są w znacznym stopniu od warunków klimatycznych oraz lokalnych właściwości osadów, w których doliny się rozwijają (Nash, 1996).

Badania erozji źródłiskowej w Polsce

Na morfologię stref wypływów wód podziemnych w Polsce rzadko zwracano uwagę zarówno w badaniach krenologicznych, jak i geomorfologicznych. W literaturze polskiej dotyczącej głównie obszarów górskich i wyżynnych, używane

są w stosunku do tych stref określenia takie jak: cyrk źródłowy, kocioł źródłowy, amfiteatr skalny i lej źródłowy (Klimaszewski, 1981; Migoń, 2006; Wrońska, 2006). J. Tomaszewski (1977) podaje, że część źródeł stokowych w Karkonoszach ma dobrze wykształcone nisze, których rozmiary nie zawsze korespondują z wydajnością źródeł. Erozja źródłiskowa wraz z ruchami masowymi odpowiedzialna jest także za rozwój półkolistych amfiteatrów skalnych rozwiniętych wzdłuż północnego progu Gór Stołowych (Kowalski, 1980; Pulinowa, 1989; Migoń i Szczepanik, 2005; Migoń i Zwiernik, 2006). Analiza geomorfometryczna progu Gór Stołowych, oparta na danych wysokościowych pochodzących z lotniczego skaningu laserowego i bazy DTED-2, przyczyniła się ostatecznie do uzyskania szczegółowych informacji o złożoności procesów rzeźbotwórczych kształtujących ściany amfiteatrów i weryfikacji roli erozyjnej wpływów wód podziemnych (Migoń i Kasprzak, 2016). Na duże formy źródłiskowe wykształcone w Beskidach fliszowych zwróciła już uwagę M. Baumgart-Kotarba (1983), a K. Waksmundzki (1971) łączył morfologię tych lejów z typami wpływów i budową geologiczną.

Na Wyżynie Lubelskiej i Rostoczu Z. Michalczyk i inni (1996, 2001) analizując morfologiczne typy źródeł wskazują na lokalizację części z nich w niszach źródłiskowych, odnotowując także proces cofania ich zboczy. H. Maruszczak (1996) opisał efekt funkcjonowania źródeł na zboczu doliny Jaworzynki w postaci rozległej reliktovej niszy źródłiskowej z pokładem subfosylnej martwicy wapiennej. Również J. Dawidek i M. Turczyński (2001) łączą współcześnie suche nisze źródłiskowe w dolinie Bugu ze zmianami lokalizacji źródeł. J. Muchowski (1977) akcentował natomiast rolę drenażu wód podziemnych w tworzeniu się dolinek w strefie krawędziovej Wyżyny Lubelskiej. Na Wyżynie Krakowsko-Wiełuńskiej i Wyżynie Miechowskiej na występowanie mis i nisz źródłowych oraz erozji wstecznej zwracali uwagę m.in.: I. Dynowska (1983), W. Chełmicki (red., 2001) oraz M. Baścik i J. Partyka (2011).

Na Niżu Polskim efekty morfologiczne erozji źródłiskowej były przedmiotem badań w dolinie dolnej Narwi, poniżej ujścia Bugu (Bujwid i Muchowski, 1973) i dolinie Wisły (Banach, 1977). E. Jekatierynczuk-Rudczyk (2002, 2004) wskazuje na wypływy usytuowane w niszach w dorzeczu Supraśli. W pracach z obszaru Wzniesień Łódzkich, T. Krzemiński (1989), M. Miklas i S. Moniewski (2002) oraz S. Moniewski (2004) opisują wypływy wód podziemnych zlokalizowane w dnach nisz o zróżnicowanych wielkościach. S. Moniewski (2004) zwraca również uwagę na lokalizację wpływów wód podziemnych nawiązującą do ukie-runowania suchych dolinek, w których erozja źródłiskowa stanowi współcześnie ważny proces modyfikujący ich starsze założenia.

W strefie młodogłacjalnej o formach powstałych w wyniku oddziaływania wpływów wód podziemnych na Pojezierzu Gnieźnieńskim informował M. Sinki-wicz (1994). Nisze zboczowe w dolinie Drwęcy oraz na zboczach pradoli-ny Noteci i Warty były przedmiotem badań Z. Churskiej (1965). Zwróciła ona uwagę na podobieństwo morfologiczne i genetyczne opisywanych form do nisz

źródłiskowych badanych przez F. Solgera (1931) w północnych Niemczech, ale ostatecznie sprawę genezy opisywanych form pozostawiła otwartą. M. Michalska (1979) na podstawie badań przeprowadzonych na Pojezierzu Bytowskim wydzieliła oddzielny typ wypływów wód podziemnych tzw. wyciek powierzchniowy niszowy. Podobnie Cz. Nowakowski (1975) na obszarze Pojezierza Suwalskiego opisał lokalizację źródeł w niszach, misach i kotłach, natomiast J. Kobendzina (1949); J. Koc i K. Glińska-Lewczuk (2004) oraz A. Afelt (2012) zajmowali się morfologią źródeł Łyny (Pojezierze Mazurskie). J. Kobendzina (1949) wskazuje na kilka tzw. cyrków źródłiskowych tworzących początek koryta Łyny oraz na erozję wsteczną, w wyniku której niszczeniu ulega położona powyżej sucha dolina. W strefie wybrzeża bałtyckiego A. Kostrzewski i Zb. Zwoliński (1988) odnotowali istnienie nisz źródłiskowych na wybrzeżu klifowym wyspy Wolin, a W. Florek i inni (2014) na klifie w Poddąbiu.

Wypływy wód podziemnych jako czynnik morfogenetyczny w strefie młodoglacjalnej Niżu Polskiego są często niedoceniane ze względu na zmiany klimatu i pokrycia terenu oraz związane z tym obniżenie poziomu wód podziemnych, co powoduje zmniejszenie znaczenia tego czynnika rzeźbotwórczego i utratę związku przyczynowego między wypływami wód a związanymi z nimi formami erozyjnymi. Efekty morfologiczne działania wód podziemnych mogą ulec zatarciu w wyniku procesów stokowych i fluwialnych, zwłaszcza gdy efektywność erozji źródłiskowej jest mniejsza niż pozostałych procesów w danych warunkach klimatycznych. Poza tym formy te są niszczone i zniekształcane przez oddziaływanie roślinności i zwierząt, a obecnie często poddawane antropopresji.

Nisze źródłiskowe w dorzeczu Parsęty

W obszarach młodoglacjalnych początek koryta rzecznego inicjowany przez wypływy wód podziemnych i początek doliny rzecznej zazwyczaj występują wspólnie, chociaż strefa wypływów wód podziemnych może także występować na stoku, nie będąc związana z wklęsłą formą powierzchni terenu. W wyniku prowadzonych badań hydrogeomorfologicznych w dorzeczu Parsęty, w jego górnej części o powierzchni 617,2 km², rozpoznano 88 nisz źródłiskowych, w których zlokalizowane są początki koryt rzecznych. W około 63% stanowisk nisze źródłiskowe stanowią także początek dolin rzecznych, w przeciwieństwie do nisz, które są „włożone” w odziedziczone po wcześniejszych procesach geomorfologicznych dolinki denudacyjno-erozyjne (Mazurek, 2010).

Rozpoznane nisze źródłiskowe mają zróżnicowaną wielkość, kształt i hipsometrię (Mazurek, 2006, 2010, 2011; Mazurek i Paluszkiwicz, 2013). Przeważają formy o półokrągłym lub o parabolicznym wydłużonym zarysie, słabo rozgałęzione (fot. 1), o średniej powierzchni dna 0,036 ha (0,007-0,12 ha). Maksymalna długość dna nisz mieści się w przedziale od 13,5 do 49,6 m, przy średniej 32,96 m, a wysokość zboczy zamykających nisze – od 0,7 do 10,0 m. Zbocza

o profilu wypukło-wklęsłym poprzez krótki segment stoku wklęsłego przechodzą w dno nisz.

Badania terenowe w obszarach młodoglacjalnych oraz obserwacje obszarów źródłiskowych o podobnych uwarunkowaniach środowiskowych w kraju i na świecie potwierdzają wnioski – m.in.: M. Banacha (1977), S.A. Schumma i L. Phillipsa (1986), W.E. Dietricha i T. Dunne'a (1993) i D.J. Nasha (1996) – o wspólnym oddziaływanie zespołu procesów geomorfologicznych odpowiedzialnych za rozwój nisz źródłiskowych, a w konsekwencji za kształtowanie początków sieci dolin rzecznych lub ich modyfikację. W niszach źródłiskowych strefy młodoglacjalnej rozpoznano występowanie takich procesów rzeźbotwórczych jak: (1) erozja źródłiskowa, (2) ruchy masowe, (3) spłukiwanie, (4) procesy geochemiczne, (5) procesy biogeniczne oraz (6) działalność antropogeniczna (Mazurek, 2010). Większość procesów jest generowana przy udziale wypływów wód podziemnych, a ich natężenie regulują czynniki zewnętrzne, w tym: wysokość opadów atmosferycznych, występowanie pokrywy śnieżnej i nalożzi, oddziaływanie biosfery, a także narastająca ingerencja człowieka w obszary źródłiskowe.

W niszach źródłiskowych dorzecza Parsęty, wykształconych w osadach luźnych, głównie polodowcowych i fluwialnych, erozja źródłiskowa przejawia się podcinaniem zboczy i pogłębianiem dna. W strefach podzboczowych eksfiltrujące wody podziemne powodują wymywanie, a następnie odprowadzanie materiału ziarnowego, co prowadzi do powstawania podcięć erozyjnych (fot. 2A, ryc. 1), których ściany osiągają nachylenia od 38° do 46° – sprzyja to uruchomieniu procesów grawitacyjnych. W zależności od właściwości geotechnicznych osadów, nachylenia zboczy, umiejscowienia i intensywności wypływów w kształtowaniu nisz źródłiskowych biorą udział ruchy masowe, w tym: obrywanie, osypywanie, osuwanie, spełzywanie i spływanie gruntu (fot. 2B, ryc. 1). Złożoność procesów związanych z wypływem wód podziemnych na powierzchnię terenu wynika także z faktu, że mogą one powodować niestabilność stoków poprzez przynajmniej dwa różne, aczkolwiek powiązane ze sobą mechanizmy. Do bodźców prowadzących do uruchomienia ruchów masowych w niszach źródłiskowych zaliczono:

- 1) erozję źródłiskową (hydrostatyczne i hydrodynamiczne oddziaływanie eksfiltrujących wód u podnóża zbocza) i sufozję; procesy te poprzez odprowadzenie cząstek osadów prowadzą do podcięcia stoku i zachwiania jego równowagi,
- 2) obciążenie osadów zalegających na zboczach eksfiltrującą wodą podziemną (ale również wodą z opadów atmosferycznych), co wywołuje zwiększenie ciśnienia porowego i zmniejszenie wytrzymałości osadów na ścinanie zgodnie z równaniem Mohra-Coulomba.

Ukształtowanie zboczy nisz źródłiskowych rozwija się poprzez ich cofanie w wyniku powtarzających się epizodów podzboczowej erozji źródłiskowej i grawitacyjnych ruchów masowych. Taka sekwencja procesów prowadzi do utrzymania znacznych spadków zboczy nisz oraz wykształcenia wyraźnie zaznaczonego odcinka wklęsłego stoku u podnóża, przechodzącego w płaskie erozyjne

dno niszy. Podobny udział procesów w rozwoju zboczy obserwował w trakcie badań w Japonii Y. Onda (1994). Woda eksfiltrująca w dnie niszy pod ciśnieniem hydrostatycznym rozmywa natomiast piaszczysto-żwirowe osady dna, powodując jego równomierne pogłębianie, na co wskazuje małe zróżnicowanie spadku dna. Woda odprowadza drobne frakcje materiału mineralnego i detrytusu, a w efekcie na powierzchni dna pozostaje bruk erozyjny, który chroni je przed dalszym rozmywaniem (fot. 2C, ryc. 1).

Na zboczach nisz, w strefach wysięków oraz w miejscach o małej miąższości strefy aeracji, w okresie opadów atmosferycznych i topnienia pokrywy śnieżnej, następuje szybka zmiana położenia zwierciadła wód gruntowych i rozwój obszarów nasyconych. Stanowią one strefę występowania spływu powrotnego i spływu powierzchniowego nasyconego (Dunne, 1980; Beven, 1986; Dietrich i Dunne, 1993; Stach, 2003), których wody powodują rozmywanie osadów powierzchniowych i powstanie bruku zmywowego. Lokalnie na obszarach nasyconych dochodzi do koncentracji spływu powierzchniowego, a erozja linijna doprowadza do rozwoju żłobków i bruzd erozyjnych (fot. 2D, ryc. 1). Pomędzy drogami spływu wód, które ulegają stopniowo pogłębianiu, wyodrębniają się niewielkie grzbiety (ostrogі ostańcowe), stanowiące obronione fragmenty degradowanej powierzchni stokowej, które rozdzielają sąsiadujące ze sobą drogi odpływu wód lub niecki zmywowe.

Aktywne nisze źródłiskowe pozostają w stanie równowagi dynamicznej, a ich morfologia zmienia się w zależności od tempa erozji źródłiskowej i możliwości odprowadzania jej produktów. Po osiągnięciu równowagi przez zbocza niszy źródłiskowej procesy degradacyjne pozostają skoncentrowane głównie w jej dnie. Przesunięcia lokalizacji i/lub zmiany wydajności wypływów aż do ich zaniku, mogą powodować przebudowę rozkładu przestrzennego procesów rzeźbotwórczych w niszy źródłiskowej, a ostatecznie prowadzić do wygaszenia procesów erozyjnych i przejścia w fazę wypełniania niszy źródłiskowej osadami (Mazurek, 2010). Zmiany poziomu wód podziemnych i wzrost wydajności wypływów może ponownie uaktywnić erozyjne procesy źródłiskowe i doprowadzić do odmłodzenia rzeźby niszy źródłiskowej.

Fot. 1. Morfologia początku dolin rzecznych kształtowanych przez procesy źródłiskowe w dorzeczu Parsęty:

A. Buślary, B. Kołacz – eliptyczne w planie, małe i zwarte nisze; C. Ostre Bardo – rozległa nisza z płaskim dnem i niskimi zboczami; D. Wielawino – nisza zlokalizowana w starszym rozcięciu denudacyjnym

Morphology of valley heads shaped by seepage erosion in the Parsęta drainage basin:

A. Buślary, B. Kołacz – small and compact alcoves, elliptical in plan; C. Ostre Bardo – extensive alcove with flat bottom and low slopes; D. Wielawino – alcove located in older denudational dissection.

(Fot./Photo: M. Mazurek)

A. Buślary



B. Kotalcz



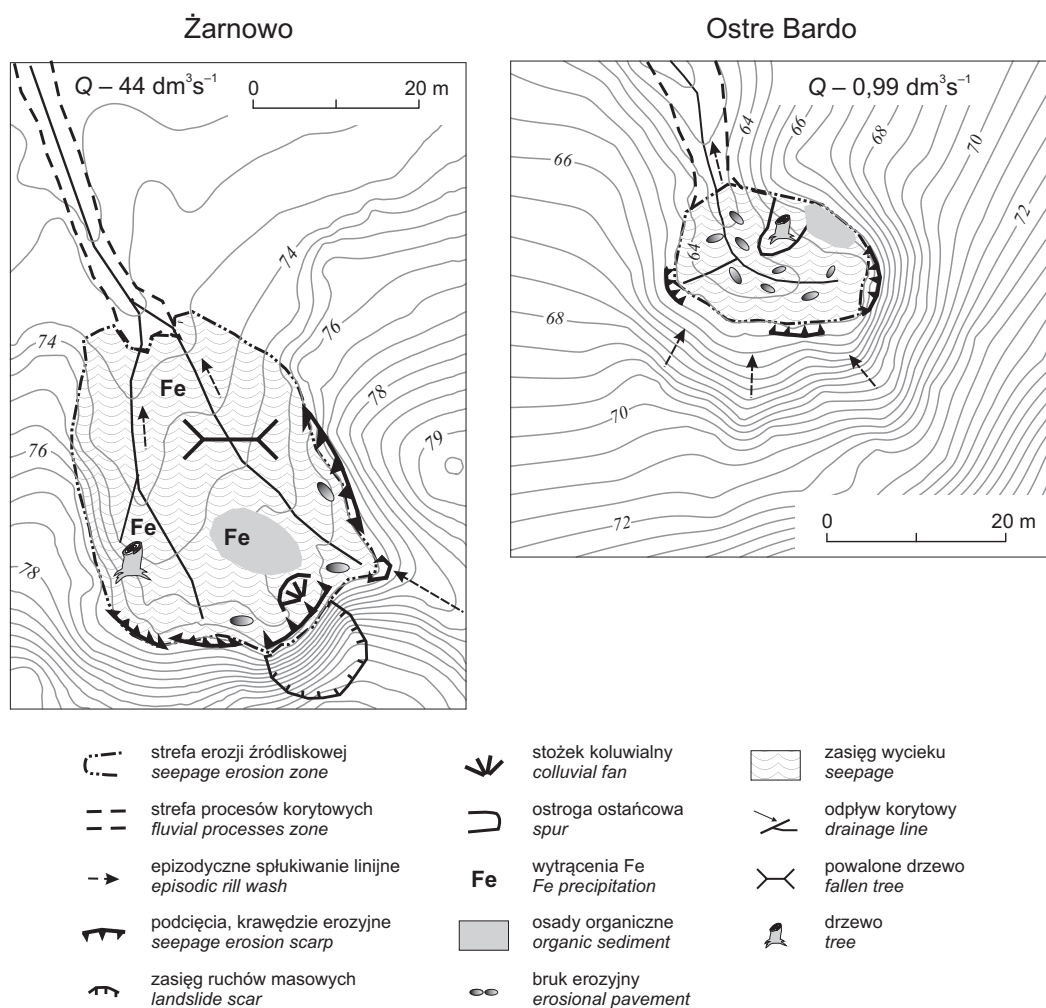
C. Ostre Bardo



D. Wielawino







Ryc. 1. Procesy geomorfologiczne w niszach źródłiskowych Żarnowo i Ostre Bardo
Geomorphological processes in the Żarnowo and Ostre Bardo spring-head alcoves



Fot. 2. Efekty procesów erozyjnych w niszach źródłiskowych, dorzecze Parsęty
A. podcięcia erozyjne, B. osuwisko, C. erozyjne dno niszy z brukiem żwirowo-głazowym,
D. zbocze rozcinane przez erozję liniową

Effects of erosional processes in spring-head alcoves, the Parsęta drainage basin:
A. erosional undercuttings, B. landslide, C. erosional alcove bottom with gravel-boulder erosional pavement, D. slope cut by rill wash

(Fot./Photo: M. Mazurek)

Podsumowanie

Przeprowadzone rozpoznanie literatury polskiej i zagranicznej pozwala stwierdzić, że erozja źródłiskowa jest procesem odpowiedzialnym za rozwój koryt rzecznych i sieci dolinnej w różnych warunkach środowiska przyrodniczego (por. tab. 1). Efekty rzeźbotwórcze tego procesu są znane, ale mechanizm jego działania pozostaje wciąż aktualnym problemem badawczym. Nisze źródłiskowe charakteryzuje duża wrażliwość na zmiany warunków środowiskowych, powodowane przez różnorodne przejawy działalności antropogenicznej czy zjawiska katastrofalne. W związku z tym można je uznać za dobry geoindykator zagrożeń środowiska przyrodniczego w różnych skalach przestrzennych (Bull i Kirkby, 1997; McNamara i inni, 2006; Wrońska, 2006). Badania terenowe procesów morfogenetycznych w strefach wypływów wód podziemnych są jeszcze rzadkie (Laity, 1983; Onda, 1994), częściej zaś podejmowane są eksperymenty laboratoryjne i symulacje komputerowe udziału wód podziemnych w rozwoju sieci dolinno-rzecznej (Howard i McLane 1988; Kochel i inni, 1988; Gomez i Mullen, 1992; Lobkovsky i inni, 2004; Smith i inni, 2008). Rozpoznanie terenowe efektów rzeźbotwórczych wypływów wód podziemnych i ich współoddziaływanie z pozostałymi procesami morfogenetycznymi ma zatem istotne znaczenie dla weryfikacji wyników eksperymentów i walidacji modeli komputerowych.

W dotychczasowych polskich badaniach wypływów wód podziemnych dominują analizy hydrologiczne, hydrogeologiczne i ekologiczne. Stopniowo strefy źródłiskowe stają się przedmiotem badań geomorfologicznych, które obejmują pomiary morfometryczne, kartowanie morfogenetyczne czy monitoring odpływu substancji rozpuszczonych i materiału mineralnego (Bujwid i Muchowski, 1973; Banach, 1977; Koc i Glińska-Lewczuk, 2004; Migoń i Szczepanik, 2005; Migoń i Zwiernik, 2006; Mazurek, 2010, 2011; Afelt, 2012; Migoń i Kasprzak, 2016). W ostatnich latach autorka podjęła nowy kierunek badań, a mianowicie badania hydrogeomorfologiczne w podsystemie początku koryta rzecznego w dorzeczu Parsęty, które udokumentowały rolę wód podziemnych w inicjacji i rozwoju sieci rzecznej w obszarach młodoglacjalnych. Równie aktualnym kierunkiem badań jest nadal wyróżnianie uwarunkowań i czynników wpływających na uaktywnienie i rozwój erozji źródłiskowej, natomiast wciąż stosunkowo rzadko prowadzone są badania typów osadów w niszach źródłiskowych, poza osadami biogenicznymi i chemogenicznymi (por. Mazurek, 2010; Mazurek i Paluszkiwicz, 2013).

Ważnym celem badawczym pozostaje określenie udziału erozji źródłiskowej w rozwoju rzeźby terenu i systemu fluwialnego. Wpływy wód podziemnych inicjują cieki źródłiskowe, powodują erozję wsteczną (wydłużanie cieków) i mogą prowadzić do rozgałęziania (tworzenia dopływów) kolejnych cieków I rzędu. W wyniku aktywności procesów źródłiskowych następuje rozwój niszy źródłiskowej, będącej często także początkiem doliny rzecznej, która rozwija się poprzez

cofanie lub spłaszczenie stoku kosztem obszarów alimentacji wód podziemnych (Dunne, 1980; Mazurek, 2010).

Różnorodność i dynamika procesów morfogenetycznych w niszach źródłiskowych przyczynia się do trudności w wykonywaniu pomiarów terenowych, dlatego wciąż brakuje danych z monitoringu intensywności oddziaływania erozji źródłiskowej, zmian jej funkcjonowania w cyklu rocznym i określenia tempa rozwoju nisz źródłiskowych. Duże możliwości poznawcze i interpretacyjne stwarza obecnie zastosowanie nowych metod i technik badawczych, takich jak: badania geotechniczne zboczy nisz (za pomocą sondowań CPT, CPTU i badań DMT), lotniczy i naziemny skaniny laserowy czy modelowanie hydrogeologiczne, które pozwoliłyby na ilościową ocenę procesów źródłiskowych i określenie ich znaczenia w rozwoju rzeźby w warunkach postępujących zmian klimatu, a w efekcie zmian w obiegu wody. Możliwe będzie wówczas zweryfikowanie istniejących modeli rozwoju początków dolin rzecznych i powiązanie ich z holocenem na Niżu Polskim.

Piśmiennictwo / References

- Abrams D. M., Lobkovsky A.E., Petroff A.P., Straub K.M., McElroy B., Mohrig D.C., Kudrolli A., Rothman D.H., 2009, *Growth laws for channel networks incised by groundwater flow*, Nature Geoscience, 2, s. 193-196.
- Afelt A., 2012, *Transport rumowiska wlezonego ze zlewni źródłiskowej (przykład źródłisk Lyny)*, Inżynieria Ekologiczna, 31, s. 5-16.
- Aharonson O., Zuber M.T., Rothman D.H., Schorghofer N., Whipple K.X., 2002, *Drainage basins and channel incision on Mars*, Proceedings of National Academy of Sciences of United States of America, 99, s. 1780-1783.
- Ahnert F., 1998, *Introduction to Geomorphology*, Arnold, London.
- Baker V.R., 1990, *Spring sapping and valley network development, with case study by Kochel R.C., Baker V.R., Laity J.E., Howard A.D.*, [w:] C.G. Higgins, D.R. Coates (red.), *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-surface Processes and Landforms*, Geological Society of America, Special Papers, 252, s. 235-290.
- Banach M., 1977, *Rozwój osuwisk na prawym zboczu doliny Wisły między Dobrzyniem a Włocławkiem*, Prace Geograficzne, IG PAN, 124.
- Baścik M., Partyka J., 2011, *Wody na Wyżynach Olkuskiej i Miechowskiej, zlewnie Prądnika, Dłubni i Szreniawy*, Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Ojcowski Park Narodowy, Kraków-Ojców.
- Baumgart-Kotarba M., 1983, *Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala)*, Prace Geograficzne, IGiPZ PAN, 145.
- Bernatek A., 2014, *Rola sufozji w rozwoju rzeźby – stan i perspektywy badań*, Przegląd Geograficzny, 86, 1, s. 53-76.
- Beven K.J., 1986, *Hillslope runoff processes and flood frequency characteristics*, [w:] A.D. Abrahams (red.), *Hillslope Processes*, Allen & Unwin, Boston, s. 187-202.
- Bryan R.B., Jones J.A.A., 1997, *The significance of soil piping processes: inventory and prospect*, Geomorphology, 20, s. 209-218.

- Bujwid H., Muchowski J., 1973, *Rola naturalnego drenażu wód podziemnych w rozwoju morfologicznym krawędzi dolin rzecznych na przykładzie wybranych odcinków dolin Wisły i dolnej Bugo-Narwi*, Przegląd Geologiczny, 7, s. 396-400.
- Bull L.J., Kirkby M.J., 1997, *Gully processes and modelling*, Progress in Physical Geography, 21, 3, s. 354-374.
- Bull L.J., Kirkby M.J., 2002, *Channel heads and channel extension*, [w:] L.J. Bull, M.J. Kirkby (red.), *Drylands Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-arid Channels*, John Wiley, Chichester, s. 263-297.
- Chełmicki W. (red.), 2001, *Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej: zmiany w latach 1973-2000*, Uniwersytet Jagielloński, Instytut Geografii i Gospodarki Przemysłowej, Kraków.
- Chu-Agor M.L., Fox G.A., Cancienne R.M., Wilson G.V., 2008, *Seepage caused tension failures and erosion undercutting of hillslopes*, Journal of Hydrology, 359, s. 247-259.
- Churska Z., 1965, *Późnoglacialne formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy*, Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C, Geographia et Geologia, 6.
- Dawidek J., Turczyński M., 2001, *Źródła w matych wyżynnych zlewniach lewobrzeżnej części dorzecza Bugu*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Badania Hydrograficzne w Poznaniu Środowiska, 6, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 162-175.
- de Vries J.J., 1976, *The groundwater outcrop-erosion model; evolution of the stream network in the Netherlands*, Journal of Hydrology, 29, s. 43-50.
- Dietrich W.E., Dunne T., 1993, *The channel head*, [w:] K. Beven, M.J. Kirkby (red.), *Channel Network Hydrology*, John Wiley, Chichester, s. 175-219.
- Dietrich W.E., Wilson C.J., Reneau S.L., 1986, *Hollows, colluvium and landslides in soil-mantled landscapes*, [w:] A. Abrahams (red.), *Hillslope Processes, Sixteenth Annual Geomorphology Symposium*, Allen&Unwin, Boston, s. 361-388.
- Dunne T., 1980, *Formation and controls of channel networks*, Progress in Physical Geography, 4, s. 211-239.
- Dunne T., 1990, *Hydrology, mechanics and geomorphic implications of erosion by subsurface flow*, [w:] C.G. Higgins, D.R. Coates (red.), *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-surface Processes and Landforms*, Geological Society of America, Special Papers, 252, s. 1-28.
- Dynowska I., 1983, *Źródła Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej i Miechowskiej*, Studia Ośrodka Dokumentacji Fizjograficznej, 11, PAN O. w Krakowie, Zakład Narodowy im. Ossolińskich.
- Fenneman N.M., 1923, *Physiographic provinces and sections in western Oklahoma and adjacent parts of Texas*, US Geological Bulletin, 730, s. 115-134.
- Florek W., Pasamonik I., Szyca K., 2014, *Chemizm wód źródłowej w Poddębni na tle cech środowiska i morfologii niszy źródłkowej*, Śląskie Prace Geograficzne, 11, s. 15-32.
- Fox G.A., Chu-Agor M., Wilson G.V., 2007, *Erosion of noncohesive sediment by groundwater seepage flow: experiments and numerical modeling*, Soil Science Society of America Journal, 71, 6, s. 1822-1830.
- Fox G.A., Wilson G.V., Periketi R.K., Cullum B.F., 2006, *A sediment transport model for seepage erosion of streambanks*, Journal of Hydrologic Engineering – ASCE, 11, 6, s. 603-611.
- Gomez B., Mullen V.T., 1992, *An experimental study of sapped drainage network development*, Earth Surface Processes and Landforms, 17, s. 465-476.
- Gulick V.C., 2001, *Origin of the valley networks on Mars: A hydrological perspective*, Geomorphology, 37, 3-4, s. 241-268.

- Higgins C.G., 1982, *Drainage systems developed by sapping on Earth and Mars*, *Geology*, 10, s. 147-152.
- Higgins C.G., 1984, *Piping and sapping: Development of landforms by groundwater outflow*, [w:] R.G. LaFluer (red.), *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Allen & Unwin, Boston, s. 18-58.
- Higgins C.G., Coates D.R. (red.), 1990, *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms*, Geological Society of America, Special Papers, 252.
- Hinds N.E.A., 1925, *Amphitheatre valley heads*, *Journal of Geology*, 33, s. 816-918.
- Hoke G.D., Isacks B.L., Jordan T.E., Yu J.S., 2004, *Groundwater-sapping origin for the giant quebradas of northern Chile*, *Geology*, 32, 7, s. 605-608.
- Horton R.E., 1945, *Erosional development of streams and their drainage basins: a hydrophysical approach to quantitative morphology*, *Bulletin of the Geological Society of America*, 56, s. 275-370.
- Howard A.D., Kochel R.C., 1988, *Introduction to cuesta landforms and sapping processes on the Colorado Plateau, in Sapping Features of the Colorado Plateau*, [w:] A.D. Howard, R.C. Kochel, H.E. Holt (red.), *Sapping Features of the Colorado Plateau. A Comparative Planetary Geology Field Guide*, Washington, D.C., NASA Special Publication, 491, s. 6-56.
- Howard A.D., McLane C.F., 1988, *Erosion of cohesionless sediment by groundwater seepage*, *Water Resources Research*, 24, 10, s. 1659-1674.
- Iverson R.M., Major J.J., 1986, *Groundwater seepage vectors and the potential for hillslope failure and debris flow mobilization*, *Water Resources Research*, 22, 11, s. 1543-1548.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A., 1985, *Słownik geologii dynamicznej*, Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2002, *Hydrologiczna specyfika nizinnych wypływów wód podziemnych*, [w:] XXX Szkoła Współczesne zagadnienia hydrologii, Mądralin 13-17 maja 2002 roku, Warszawa, s. 133-140.
- Jekatierynczuk-Rudczyk E., 2004, *Stan wybranych źródeł na obszarach chronionych regionu biłostockiego*, [w:] Z Michalczyk (red.), *Badania geograficzne w poznawaniu środowiska*, Wydawnictwo UMCS, Lublin, s. 296-300.
- Jones J.A.A., 1987, *The initiation of natural drainage networks*, *Progress in Physical Geography*, 11, s. 207-245.
- Jones J.A.A., 1997, *Subsurface flow and subsurface erosion, further evidence on forms and controls*, [w:] D.R. Stoddart (red.), *Process and Form in Geomorphology*, Routledge, London, s. 74-120.
- Jones J.A.A., 2004, *Pipe and piping*, [w:] A. Goudie (red.), *Encyclopedia of Geomorphology*, Routledge, London, s. 784-788.
- Kendall P.F., Wroot H.E., 1924, *The Geology of Yorkshire*, Vienna.
- Kirkby M.J., Chorley R.J., 1967, *Throughflow, overland flow, and erosion*, *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 12, s. 5-21.
- Klimaszewski M., 1981, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Knighton A.D., 1998, *Fluvial Forms and Processes: A New Perspective*, Edward Arnold, London.
- Kobendzina J., 1949, *Źródłiska rzeki Łyny*, *Chrońmy Przyrodę Ojczystą*, 4-5-6, s. 62-66.
- Koc J., Glińska-Lewczuk K., 2004, *Hydrochemiczna charakterystyka wód źródłanych obszaru młodoglacjalnego na przykładzie źródeł Łyny*, *Journal of Elementology*, 9, 1, s. 25-34.

- Kochel R.C., Howard A.D., McLane C.F., 1985, *Channel networks developed by groundwater sapping in fine-grained sediments: Analogs to some Martian valleys*, [w:] M.J. Woldenberg (red.), *Models in Geomorphology*, Allen & Unwin, Boston, s. 313-341.
- Kochel R.C., Piper J.F., 1986, *Morphology of large valleys on Hawaii – evidence for groundwater sapping and comparisons with Martian valleys*, *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91, B13, E175-E192.
- Kochel R.C., Simmons D.W., Piper J.F., 1988, *Ground-water sapping experiments in weakly consolidated layered sediments. A qualitative summary*, [w:] A.D. Howard (red.), *NASA Special Publication*, 491, s. 84-93.
- Kostrzewski A., Zwoliński Zb., 1988, *Morphodynamics of the cliffed coast, Wolin Island*, *Geographia Polonica*, 55, s. 69-81.
- Kowalski S., 1980, *Charakterystyka hydrogeologiczna źródeł Gór Stołowych*, *Kwartalnik Geologiczny*, 24, 4, s. 885-904.
- Krzemiński T., 1989, *Powiązanie form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach*, *Acta Geographica Lodziensia*, 59, s. 95-119.
- Lacelle D., Bjornson J., Lauriol B., 2010, *Climatic and geomorphic factors affecting contemporary (1950-2004) activity of retrogressive thaw slumps on the Aklavik Plateau, Richardson Mountains, NWT, Canada*, *Permafrost and Periglacial Processes*, 21, s. 1-15.
- LaFleur R.G. (red.), 1984, *Groundwater as a Geomorphic Agent*, Allen & Unwin, Boston.
- LaFleur R.G., 1999, *Geomorphic Aspects of Groundwater Flow*, *Journal of Hydrogeology*, 7, s. 78-93.
- Laity J.E., 1980, *Sapping processes in Martian and terrestrial valleys*, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 61, 17, s. 286-287.
- Laity J.E., 1983, *Diagenetic controls on groundwater sapping and valley formation, Colorado Plateau, revealed by optical and electron microscopy*, *Physical Geography*, 4, 2, s. 103-125.
- Laity J.M., Malin M.C., 1985, *Sapping processes and the development of theater-headed valley networks in the Colorado Plateau*, *Bulletin of the Geological Society of America*, 94, 2, s. 203-217.
- Lamb M.P., Dietrich W.E., Aciego S.M., DePaolo D.J., Manga M., 2008, *Formation of Box Canyon, Idaho, by megaflood: Implications for seepage erosion on Earth and Mars*, *Science*, 320, s. 1067-1070.
- Lamb M.P., Howard A.D., Dietrich W.E., Perron J.T., 2007, *Formation of amphitheater-headed valleys by waterfall erosion after large-scale slumping on Hawaii*, *GSA Bulletin*, 19, s. 805-822.
- Lamb M.P., Howard A.D., Johnson J., Whipple K.X., Dietrich W.E., Perron J.T., 2006, *Can springs cut canyons into rock?*, *Journal of Geophysical Research (Planets)*, 111 (E07002), doi:10.1029/2005JE002663.
- Lobkovsky A. E., Jensen B., Kudrolli A., Rothman D.H., 2004, *Threshold phenomena in erosion driven by subsurface flow*, *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 109, F4, F04010.
- Luo W., Arvidson R.E., Sultan M., Becker R., Crombie M.K., Sturchio N., Alfy Z.E., 1997, *Groundwater sapping processes, Western Desert, Egypt*, *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1, s. 43-62.
- Malin M.C., Carr M.H., 1999, *Groundwater formation of Martian valleys*, *Nature*, 397 (6720), s. 589-591.
- Malin M.C., Edgett K., 2000, *Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars*, *Science*, 288, s. 2330-2335.

- Marra W.A., McLelland S.J., Parsons D.R., Murphy B.J., Hauber E., Kleinhans M.G., 2015, *Groundwater seepage landscapes from distant and local sources in experiments and on Mars*, Earth Surface Dynamics, 3, s. 389-408.
- Maruszczak H., 1996, *Hydrogeologiczne warunki rozwoju martwic wapiennych w NW części Wyżyny Lubelskiej (Polska SE)*, Annales UMCS, Lublin, 51 (14 B), s. 197-217.
- Mastroruzzi G., Sansò P., 2002, *Pleistocene sea-level changes, sapping processes and development of Valley networks In the Apulia region (southern Italy)*, Geomorphology, 46, s. 19-34.
- Mazurek M., 2006, *Morphometric differences in channel heads in a postglacial zone (Parsęta catchment, West Pomerania)*, Quaestiones Geographicae, 25A, s. 39-47.
- Mazurek M., 2008, *Czynniki kształtujące skład chemiczny wypływów wód podziemnych w południowej części dorzecza Parsęty (Pomorze Zachodnie)*, Przegląd Geologiczny, 56, 2, s. 131-139.
- Mazurek M., 2010, *Hydrogeomorfologia obszarów źródłiskowych (dorzecze Parsęty, Polska NW)*, Seria Geografia, 92, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań.
- Mazurek M., 2011, *Geomorphological processes in channel heads initiated by groundwater outflows (the Parsęta catchment, north-western Poland)*, Quaestiones Geographicae, 30, 3, s. 33-45.
- Mazurek M., Paluszkiwicz R., 2013, *Formation and development of a 1st-order valley network in postglacial areas (the Dębница catchment)*, Landform Analysis, 22, s. 75-87.
- McNamara J.P., Ziegler A.D., Wood S.H., Vogler J.B., 2006, *Channel head locations with respect to geomorphologic thresholds derived from a digital elevation model: A case study in northern Thailand*, Forest Ecology and Management, 224, s. 147-156.
- Michalska M., 1979, *Wody podziemne utworów czwartorzędowych w młodoglacjalnej strefie marginalnej okolic Miastka na Pojezierzu Pomorskim*, Wydział Geologii UW, maszynopis powielony.
- Michalczyk Z. (red.), 1996, *Źródła Roztocza. Monografia hydrograficzna*, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Michalczyk Z. (red.), 2001, *Źródła Wyżyny Lubelskiej i Roztocza*, Wydawnictwo UMCS, Lublin.
- Migoń P., Kasprzak M., 2016, *Pathways of geomorphic evolution of sandstone escarpments in the Góry Stołowe tableland (SW Poland) – Insights from LiDAR-based high-resolution DEM*, Geomorphology, 260, s. 51-63.
- Migoń P., 2006, *Geomorfologia*, PWN, Warszawa.
- Migoń P., Szczepanik M., 2005, *Amfiteatry skalne północno-wschodniego progu Gór Stołowych*, Szczeliniec, 9, s. 5-18.
- Migoń P., Zwiernik M., 2006, *Strukturalne uwarunkowania rzeźby północno-wschodniego progu Gór Stołowych*, Przegląd Geograficzny, 78, 3, s. 319-338.
- Miklas M., Moniewski S., 2002, *Warunki rozwoju oraz zagrożenia nisz źródłowych na przykładzie wybranych źródeł ze strefy krawędziowej Wzniesień Łódzkich*, [w:] T. Ciupa, E. Kupczyk, R. Suligowski (red.), *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*, Prace Instytutu Geografii AŚ w Kielcach, 7, s. 53-62.
- Moniewski S., 2004, *Źródła okolic Łodzi*, Acta Geographica Lodziensia, 87, Łódź.
- Montgomery D.R., Dietrich W.E., 1989, *Source areas, drainage density and channel initiation*, Water Resources Research, 25, s. 1907-1918.
- Muchowski J., 1977, *Młode wcięcia erozyjne południowej strefy krawędziowej Wyżyny Lubelskiej ich geneza, wiek i dynamika rozwoju*, Biuletyn Geologiczny, 22, s. 117-154.
- Nash D.J., 1996, *Groundwater sapping and valley development in the Hackness Hills, North Yorkshire, England*, Earth Surface Processes and Landforms, 21, s. 781-795.

- Nash D.J., 1997, *Groundwater as a geomorphological agent in drylands*, [w:] D.S.G. Thomas (red.), *Arid Zone Geomorphology: Process, Form and Change in Drylands*, Wiley and Sons, London, s. 319-348.
- Nowakowski Cz., 1975, *Hydrogeologia źródeł strefy czotowo-morenowej Pojezierza Suwalskiego*, Wydział Geologii UW, Warszawa, maszynopis powielony.
- Oberlander T., 1965, *The Zagros Streams: A New Interpretation of Transverse Drainage in an Orogenic Zone*, Syracuse Geographical Series, 1, Syracuse University Press, New York.
- Onda Y., 1994, *Seepage erosion and its implication to the formation of amphitheatre valley heads: a case study at Obara, Japan*, *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, s. 627-640.
- Orange D.L., Anderson R.S., Breen N.A., 1994, *Regular canyon spacing in the submarine environment: The link between hydrology and geomorphology*, *GSA Today*, 4, s. 1-39.
- Parker G.G., Sr., Higgins Ch.G., 1990, *Piping and pseudokarst in drylands*, [w:] C.G. Higgins, D.R. Coates (red.), *Ground Water Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-surface Processes and Landforms*, Geological Society of America, Special Papers, 252, s. 77-110.
- Paul C.K., Spiess F.N., Curray J.R., Twichell D.C., 1990, *Origin of Florida Canyon and the role of spring sapping on the formation of submarine box canyons*, *Geological Society of America Bulletin*, 102, s. 502-515.
- Pornprommin A., Izumi N., 2008, *Experimental study of channelization by seepage erosion*, *Journal of Applied Mechanics*, 11, s. 709-717.
- Pulinowa M., 1989, *Rzeźba Gór Stołowych*, Prace Naukowe UŚ, 1008, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Russel I.C., 1902, *Geology and Water Resources of the Snake River Plains of Idaho*, United States Geological Survey Bulletin, 199.
- Schorghofer N., Jensen W., Kudrolli A., Rothman D.H., 2004, *Spontaneous channelization in permeable ground: theory, experiment, and observation*, *Journal of Fluid Mechanics*, 503, s. 357-374.
- Schumm S.A., Boyd K.F., Wolff C.G., Spitz W.J., 1995, *A ground-water sapping landscape in the Florida Panhandle*, *Geomorphology*, 12, s. 281-297.
- Schumm S.A., Phillips L., 1986, *Composite channels of the Canterbury Plain, New Zealand: A Martin analog?*, *Geology*, 14, s. 326-329.
- Sinkiewicz M., 1994, *Paleogeograficzna wymowa budowy stożków napływowych w okolicy Biskupina na Pojezierzu Gnieźnieńskim*, *Acta Universitatis Nicolai Copernici*, 92, s. 35-57.
- Small R. G., Lewin J., 1965, *The role of spring sapping in the formation of Chalk escarpment valleys*, Southampton University Research, Geography, 1, s. 3-29.
- Smith B., Kudrolli A., Lobkovsky A. E., Rothman D. H., 2008, *Channel erosion due to subsurface flow*, *Chaos*, 18, doi: 10.1063/1.2997333, <http://link.aip.org/link/?CHAOEH/18/041105/1>
- Solger F., 1931, *Der Boden Niederdeutschlands nach seiner letzten Vereisung*, Reimer Verlag, Berlin.
- Spence Ch.D., Sauchyn D.J., 1999, *The groundwater geomorphology of valley heads, upper Battle Creek basin, Albert and Saskatchewan*, [w:] D.S. Lemmen, R.E. Vance (red.), *Holocene Climate and Environmental Change in the Palliser Triangle, Southern Canadian Prairies*, Bulletin of the Geological Survey of Canada, 534.
- 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.

- Stepinski T.F., Coradetti S., 2004, *Comparing morphologies of drainage basins on Mars and Earth using integral-geometry and neural maps*, Geophysical Research Letters, 31, L15604, doi:10.1029/2004GL020359.
- Tanaka K.L., Dohm J.M., Lias J.H., Hare T.M., 1998, *Erosional valleys in the Thaumasia region of Mars: Hydrothermal and seismic origins*, Journal of Geophysical Research, 103, 31, s. 407-420.
- Tomaszewski J., 1977, *Charakterystyka krenologiczna masywu krystalicznego na przykładzie Karkonoszy*, Acta Universitatis Wratislaviensis, Studia Geograficzne, 28.
- Uchupi E., Oldale R. N., 1994, *Spring sapping origin of the enigmatic relict valleys of Cape Cod and Martha's Vineyard and Nantucket Islands, Massachusetts*, Geomorphology, 9, 2, s. 83-95.
- Verachtert E., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J., 2010, *Factors controlling the spatial distribution of soil piping erosion on loess-derived soils: A case study from central Belgium*, Geomorphology, 118, s. 339-348.
- Virtual Karak Resources Project <http://www.vkarp.org/studies/environmental/hydrological-processes/info/climate.asp> (1.08.2016).
- Waksmundzki K., 1971, *Typologia naturalnych wpływów wody podziemnej w górskich obszarach fliszowych*, Przegląd Geograficzny, 43, 3, s. 381-390.
- Wilson G.V., Periketi R.K., Fox G.A., Dabney S.M., Shields F.D., Cullum R.F., 2007, *Seepage erosion properties contributing to streambank failure*, Earth Surface Processes and Landforms, 32, s. 447-459.
- Wistuba M., 2014, *Slope-Channel Coupling as a Factor in the Evolution of Mountains. The Western Carpathians and Sudetes*, Springer, Cham-Heidelberg-New York-Dordrecht-London.
- Wrońska D., 2006, *Wykształcenie i funkcjonowanie lejów źródłiskowych potoków gorceńskich*, Ochrona Beskidów Zachodnich, 1, s. 113-120.
- Wrońska-Wałach D., Płaczkowska E., Krzemień K., 2013, *Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich*, Przegląd Geograficzny, 85, 1, s. 31-51.
- Zwoliński Zb., 1988, *Metody badań erozji bocznej w korytach rzecznych: przegląd i zastosowane techniki na Parsęcie*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 38, s. 179-212.

[Wpłynęło: sierpień; poprawiono: październik 2016 r.]

MAŁGORZATA MAZUREK

THE ROLE OF SEEPAGE EROSION IN THE INITIATION AND DEVELOPMENT OF A DRAINAGE SYSTEM

The ways in which the valley and channel of a river are initiated are closely connected with paths water circulation within a slope system takes, with groundwater as an important morphogenetic factor in the development of those landforms. Being the factor that initiates processes of headward erosion, groundwater outflows have also been recognised since the 1980s as a factor forming relief elements (e.g. Laity, 1983; Laity and Malin, 1985; Howard and McLane, 1988; Baker, 1990; Dunne, 1990; Parker and Higgins, 1990; Nash, 1997; Lamb *et al.*, 2006). The chief goal of the work detailed in this article has thus been to survey research conducted to date on seepage erosion and

its role in the development of the headwater sections of river valleys. This has entailed the identification of areas in which seepage erosion has been studied, in the wider world and in Poland. The current state of knowledge on the contribution groundwater outflows make to the formation of a drainage system is also presented.

Seepage erosion (Dunne, 1990; Lamb *et al.*, 2006) is a process embracing mechanical and chemical action leading to the loosening, tearing off and carrying away of material from the zone of groundwater exfiltration. One result of groundwater sapping is the development of erosional undercuttings, which undermines the stability of slopes and causes their destruction via mass movement (Higgins, 1984; Laity and Malin, 1985; Baker *et al.*, 1990). As a result of headward erosion, an area of groundwater outflow comes to be associated with a developing spring-head alcove, or an arcuate depression, often with steep slopes separated from the slopes of the initial depression by a distinct knickpoint.

Together with slope and fluvial processes, seepage erosion contributes significantly to the development of valley forms in various morphoclimatic zones, including the temperate. The morphology of zones of groundwater outflows in Poland has been examined in the course of spring-hydrological and geomorphological studies. For example, the upper Parsęta basin features 88 river channels identified as having morphological features characteristic of an erosional effect of groundwater outflows (Mazurek, 2010). The spring-head alcoves predominating here are arcuate or paraboloid in shape and poorly branched (Photo 1; Mazurek, 2006, 2010; Mazurek and Paluszkiwicz, 2013). Relief-forming processes found to occur in these are: 1. seepage erosion, 2. mass movement, 3. wash, 4. geochemical processes, 5. biogenic processes, and 6. human impact (Mazurek, 2010, Plate 2, Fig. 1). The slopes of the alcoves develop by progressive headward retreat as a result of repeated episodes of sub-slope seepage erosion and gravity-induced mass movement. This sequence of processes keeps alcove slopes steep and leads to the formation of a concave section at the foot of the slope that passes into a flat erosional bottom. Water exfiltrating onto the alcove bottom under hydrostatic pressure washes out its sediments, thus deepening it uniformly, as is indicated by small differences in the bottom gradient.

The share of seepage erosion in the formation of river valleys is still a topical research problem. There has been too little field research into relief-forming effects of groundwater outflows and their interaction with other morphogenetic processes that would corroborate the computer simulations and laboratory experiments conducted. There are also too few data about the intensity of the effects of seepage erosion and the rate of development of spring-head alcoves. Today great opportunities are opened up by the appearance of new research methods and techniques (like geotechnical studies, aerial and land-based laser scanning, and hydrogeological modelling), which allow for a quantitative assessment of headwater processes and the determination of their significance in the development of relief under conditions of advancing change in the climate and water cycle.

