

Anita Bernatek-Jakiel¹, Michał Jakiel², Mateusz Sobucki¹

¹ Zakład Geomorfologii

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków

anita.bernatk@uj.edu.pl; mateusz.sobucki@uj.edu.pl

² Zakład Geografii Fizycznej

Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ

ul. Gronostajowa 7, 30–387 Kraków

michal.jakiel@uj.edu.pl

Received: 3.02.2015

Reviewed: 26.06.2015

ZMIANY W SYSTEMIE SUFOZYJNYM NA STOKACH KIŃCZYKA BUKOWSKIEGO (BIESZCZADY WYSOKIE)

Changes in a piping system on the Mt Kińczyk Bukowski (High Bieszczady Mountains)

Abstract: Piping is an underground process that refers to the formation of linear voids by concentrated flowing water. It results in creation of underground pipes which are visible on the surface when the pipe roof collapses. This process has impact upon the development of gullies in the Bieszczady Mts. Information about dynamics of this process is limited. This paper shows preliminary results of geomorphological monitoring of selected piping system on NE slope of Mt Kińczyk Bukowski. The geodesic measurements were performed twice a year in 2013–2014. It allowed to show the changes of chosen piping system. The most active element of this system was a pipe inlet, which is moving down the slope in result of the collapse of the terrain above the pipe. The soil particles are supplied to the piping system mainly in a spring thaw, whereas are discharged during summer rainfalls.

Key words: piping, gully, dynamics, morphometry, Carpathians.

Wprowadzenie

Sufozja jako proces podziemnego wymywania cząstek mineralnych przez wodę prowadzi do powstania form podziemnych i powierzchniowych. Formy powierzchniowe (zapadliska, studnie sufozyjne, ślepe dolinki czy stożki sufozyjne) powstają jako formy wtórne w stosunku do form podziemnych – kanałów sufozyjnych. Niemniej, to dzięki nim najłatwiej i najszybciej można wnioskować o działalności sufozji (Verachtert i in. 2010; Bernatek 2015).

Dynamikę sufozji można określać poprzez oszacowanie tempa cofania się zamknięć dolinek (wąwozów) czy ich poszerzania spowodowanych sufozją (Parker i in. 1990; Poesen i in. 1996), a także poprzez określenie objętości materiału, który uległ wymyciu (Verachtert i in. 2011). Jednak badania ilościowe sufozji i jej geomorfologicznej roli w rozwoju rzeźby podejmowane są rzadko, co przypisywane jest przede wszystkim trudnościom w pomiarach tego podziemnego

procesu (Bryan i Jones 1997). Znacznie częściej dynamika sufozji badana jest w aspekcie hydrologicznym. Woda przepływająca w kanałach sufozyjnych analizowana jest pod kątem jej znaczenia w kształtowaniu całkowitego odpływu ze zlewni (Jones 2010) czy pod kątem zawartości zawiesiny (Botschek i in. 2000; Zhu i in. 2002).

W Polsce badania sufozji, jako jednego z procesów geomorfologicznych, są nieliczne. Na wyżynach lessowych Maruszczak (1953, 1986) podejmował badania nad genezą wertebów, wskazując sufozję jako jeden z procesów prowadzących do ich powstania. W ostatnich latach pojawiają się też prace o znaczeniu sufozji w rozwoju wąwozów na Wyżynie Lubelskiej (Gardziel i Rodzik 2005; Rodzik i in. 2009). W Karpatach Starkel (1960) zwrócił uwagę na działalność sufozji, podkreślając jej rolę w rozwoju dolin. Czepe (1960) podjął szczegółową analizę form sufozyjnych w Bieszczadach. O znaczeniu sufozji w rozwoju rzeźby wspomina się także w pracach przeglądowych dotyczących Bieszczadów (Haczewski i in. 2007; Gorczyca i in. 2014) i całych Karpat (Margielewski i in. 2008). Niemniej, żadna z tych prac nie podejmuje zagadnień dynamicznych – tempa rozwoju form sufozyjnych. Jedynie Galarowski (1976), na podstawie obserwacji w latach 1971–73, podkreślał efemeryczność form sufozyjnych, a także stopniowe zapadanie stropu kanału i powiększanie studni sufozyjnych w obrębie jednego szczegółowo analizowanego systemu.

Celem niniejszej pracy jest przedstawienie zmian w systemie sufozyjnym na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie), które zaszły w latach 2013–2014. Zmiany przedstawiono na podstawie powtórzonych profili podłużnych dolnej części systemu sufozyjnego oraz powtórzonych fotografii wlotu kanału sufozyjnego. Zaprezentowane wyniki skonfrontowano z modelem rozwoju analizowanego systemu (Bernatek i Sobucki 2012).

Obszar badań

Szczegółowe badania przeprowadzono na NE stokach Kińczyka Bukowskiego powyżej granicy lasu. Kińczyk Bukowski (1251 m n.p.m.) położony jest w Bieszczadach Wysokich, w obrębie Bieszczadzkiego Parku Narodowego, na granicy z Ukrainą (Ryc. 1). Bieszczady Wysokie reprezentują góry średnie w klimacie umiarkowanym. Średnia roczna temperatura powietrza wynosi od 4,0°C do 5,0°C (Michna i Paczos 1972), a średnia suma opadów waha się w granicach 1000–1300 mm (Nowosad 1995). Obszar ten zbudowany jest ze skał fliszowych; na stokach Kińczyka Bukowskiego odsłaniają się wychodnie piaskowców otryckich. Występują tu mięszsze pokrywy stokowe o dużej zawartości pyłu, co predysponuje je do działalności sufozji (Starkel 1960). Gleby zostały wykształcone w przemieszczonych pokrywach stokowych (Kacprzak i Skiba 2000). Na NE stokach Kińczyka Bukowskiego dominują gleby brunatne kwaśne typowe i ogle-



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań.

Fig. 1. Location of study area.

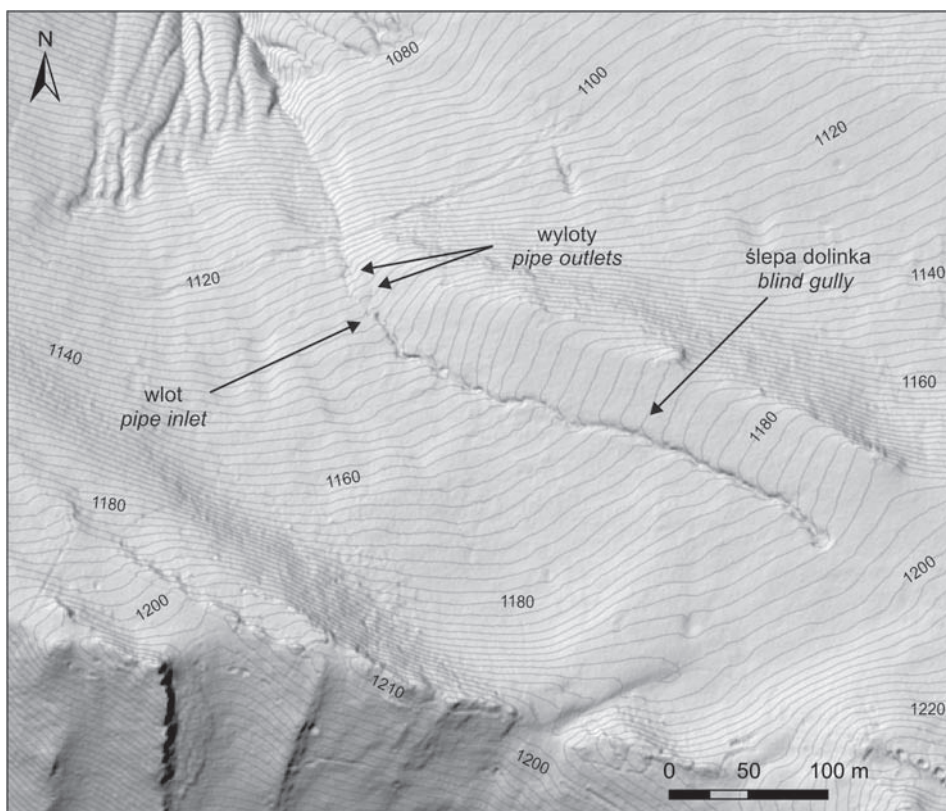
jone, częściowo w obrębie analizowanego systemu sufozyjnego wykształciły się gleby gruntowo-glejowe (Skiba i in. 1998).

Analizowany system sufozyjny wykształcił się w obniżeniu subsekwentnym (Haczewski i in. 2007) i położony jest powyżej dolinki denudacyjnej. Składa się z tzw. ślepej dolinki zakończonej wlotem do kanału sufozyjnego. Kilkanaście metrów poniżej zlokalizowany jest pierwszy wylot, a następnie drugi wylot kanału sufozyjnego, znajdujący się w górnej części dolinki denudacyjnej (Ryc. 2).

Metody badań

W celu określenia zmian w systemie sufozyjnym dwa razy w roku (wiosną i jesienią) w latach 2013–2014 wykonywano pomiary geodezyjne przy wykorzystaniu odbiornika GPS wraz ze stacją bazową (Topcon Hiper II). Pomiary profilu podłużnego dolnego odcinka systemu sufozyjnego wykonywano średnio co 40–50 cm, natomiast profil podłużny całego systemu wykonywany był średnio co 150 cm. Pomiary wykonywane były w każdym załomie profilu podłużnego. Założona osnowa geodezyjna została wyrównana w układzie lokalnym.

Na podstawie pomiarów terenowych wykonano profil podłużny całego systemu – ślepej dolinki (do wlotu kanału sufozyjnego) oraz terenu nad kanałem



Ryc. 2. System sufozyjny na NE stokach Kińczyka Bukowskiego (model terenu na podstawie danych LIDAR).

Fig. 2. Piping system on the NE slope of the Mt Kińczyk Bukowski (DEM based on LIDAR).

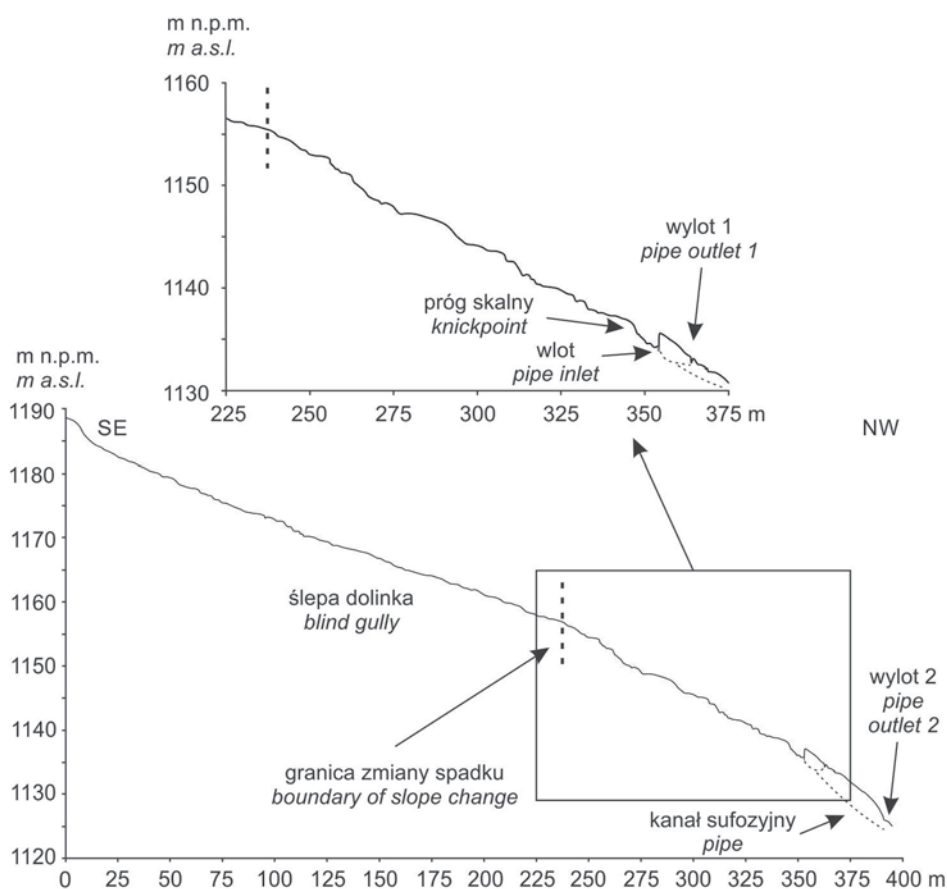
sufozyjnym, aż do jego ostatniego zlokalizowanego wylotu. Ponadto wykonano dokładne profile podłużne dolnej części systemu sufozyjnego – od progu skalnego do najniższego położonego wylotu kanału. Następnie profile te zestawiono i porównano. W trakcie badań wykonywano także powtórzone fotografie wlotu kanału.

Ponadto ciąg danych profilu podłużnego całego systemu sufozyjnego poddano testowi homogeniczności Pettitt'a, który służy do stwierdzenia jednorodności danych oraz w razie odrzucenia hipotezy zerowej pozwala na wyszukanie wartości progowych. Test Pettitt'a stosowany jest m.in. w geomorfologii fluwialnej do automatycznego wyznaczania odcinków jednorodnych w aspekcie strukturalnym pod względem szerokości koryta (Leviandier i in. 2012; Toone i in. 2014) i w aspekcie dynamicznym pod względem zmian szerokości koryta (Liro 2015). W niniejszych badaniach test ten wykorzystano eksperymentalnie, by sprawdzić czy widoczna na profilu podłużnym granica zmiany spadku jest statystycznie istotna.

Wyniki

Długość całego systemu sufozyjnego wynosi 396,2 m, z czego 354,1 m to długość ślepej dolinki do wlotu kanału sufozyjnego, a minimalna długość kanału to ok. 42 m (od wlotu do najniższej położonego wylotu kanału). Należy przy tym podkreślić, że odnalezienie dwóch wylotów sugeruje rozgałęzienie kanału pod powierzchnią terenu, a zatem całkowita długość kanału (kanałów) może być większa niż odległość w linii prostej między wlotem a najniższym położonym wylotem.

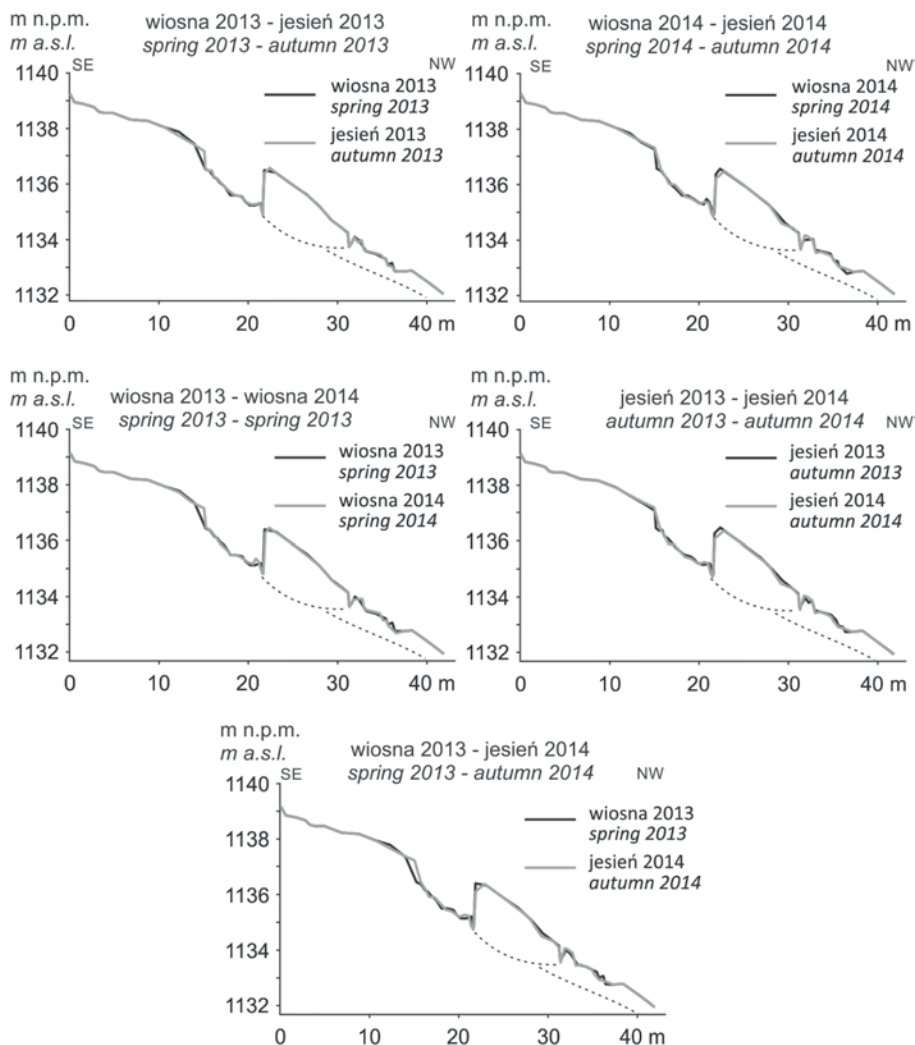
Na podstawie przeprowadzonego testu homogeniczności Pettitt'a można stwierdzić, że widoczna w profilu podłużnym granica zmiany spadku jest istotna statystycznie (Ryc. 3). Test wykazał, że zmiana spadku następuje w odległości ok. 238 m od początku dolinki (na poziomie istotności $\alpha = 0,05$, przy p-wartości



Ryc. 3. Profil podłużny systemu sufozyjnego obejmujący dno dolinki oraz teren nad kanałem sufozyjnym (prawdopodobny przebieg kanału sufozyjnego zaznaczono przerywaną linią).
Fig. 3. Longitudinal profile of the blind gully and terrain above the pipe (dashed line shows the probable course of pipe).

<0,01). Spadek w górnej części systemu wynosi 13%, a w dolnej 20%. Warto też podkreślić, że profil podłużny od tej granicy do wlotu kanału jest wypukły i niewyrównany w porównaniu z odcinkiem wyżej położonym.

Zestawienie powtórzonych profili podłużnych dolnej części systemu sufozycznego (Ryc. 4) wskazuje, że w ciągu analizowanego okresu (2 lata)



Ryc. 4. Profile podłużne dolnego odcinka systemu sufozycznego (od progu skalnego do pierwszego wylotu kanału sufozycznego) w latach 2013–2014 (prawdopodobny przebieg kanału sufozycznego zaznaczono przerywaną linią).

Fig. 4. Longitudinal profiles through lower part of the piping system (from knickpoint to the first pipe outlet) in 2013–2014 (dashed line shows the probable course of pipe).

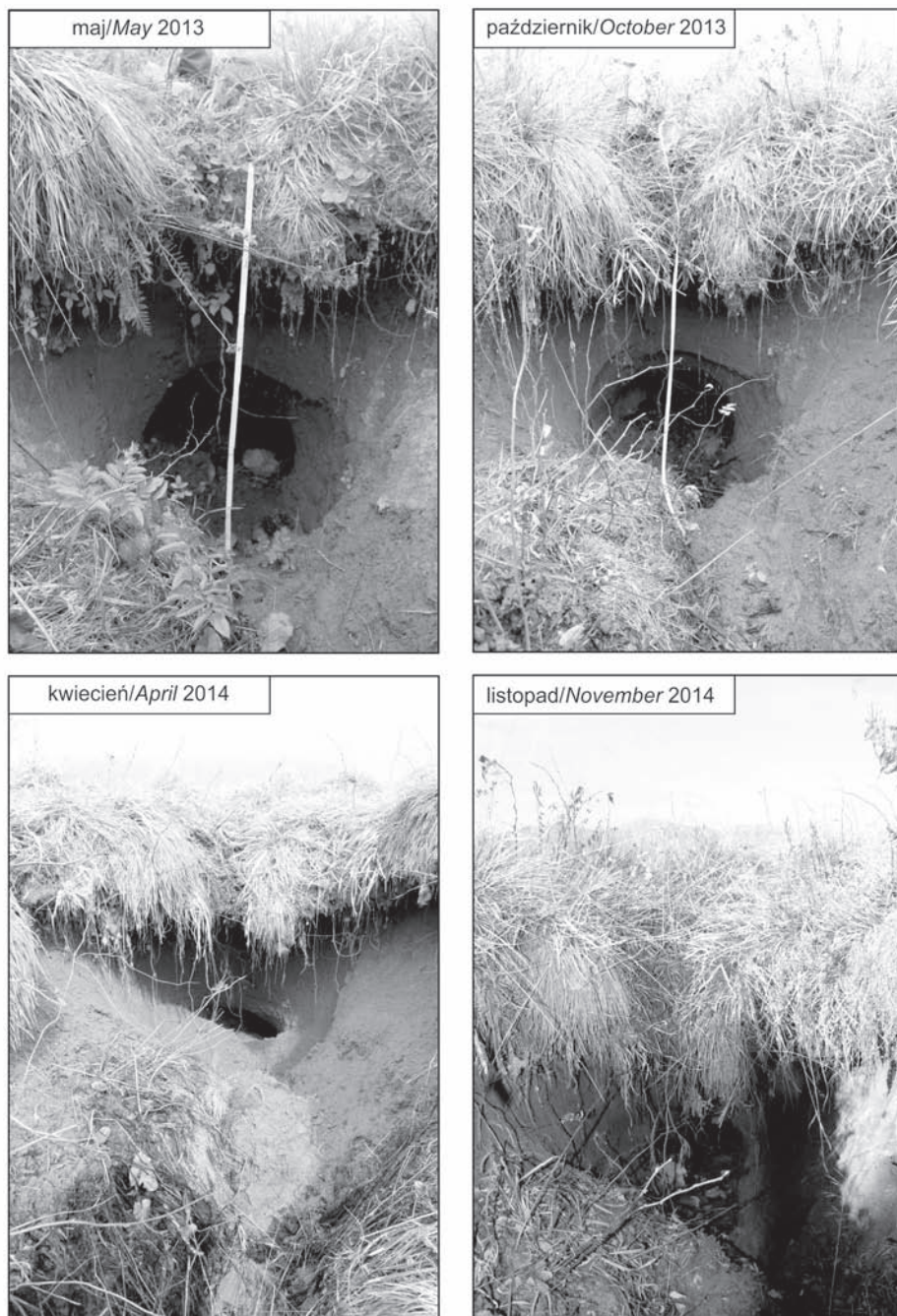
zmiany w obrębie systemu sufozyjnego są niewielkie. Najbardziej odznacza się przegłębienie przy wlocie kanału sufozyjnego (ok. 12 cm) oraz nieznaczne pogłębienie w miejscu pierwszego wylotu.

Najbardziej dynamiczny element analizowanego systemu sufozyjnego – wlot do kanału – był również monitorowany poprzez wykonywanie powtórzonych fotografii (Ryc. 5). Dzięki temu widać, iż materiał znajdujący się nad wlotem uległ znacznemu wymyciu. Niemniej zmiany te nie są do tej pory dobrze widoczne na profilu podłużnym, gdyż nad wlotem utrzymuje się miększy poziom przerośnięty korzeniami (darń). Na kolejnych profilach podłużnych dopiero zarysowuje się powolne obniżanie darni (Ryc. 4).

System sufozyjny w analizowanych latach cechuje się względną równowagą pomiędzy ilością zapadającego się materiału (nad wlotem oraz dostarczanego ze zboczy) a ilością materiału wyniesionego przez wodę płynącą w dolince, a następnie w kanale sufozyjnym. Na profilach podłużnych z wiosennych pomiarów 2013–2014 można zaobserwować nagromadzenie materiału przy samym wlocie. Natomiast w profilach podłużnych z pomiarów jesiennych 2013–2014 widać, że materiał ten jest wyniesiony i nie ma wyraźnego nagromadzenia przed wlotem (Ryc. 4). Można to zauważyć na powtórzonych fotografiach (Ryc. 5), gdzie zwłaszcza wiosną 2014 r. światło kanału zostało w dużym stopniu zasłonięte nagromadzonym materiałem. Jesienią znaczna część tego materiału została już odprowadzona.

Rozwój form sufozyjnych

Badania zmian w kształceniu kanałów sufozyjnych w kontekście geomorfologicznej roli sufozji w rozwoju rzeźby są rzadko podejmowane. Na uwagę zasługuje praca Zhu (2003) z Wyżyny Lessowej w Chinach. Zhu na podstawie 12-letniej serii pomiarowej stwierdził, że materiał wynoszony z kanałów pochodzi przede wszystkim z zapadania i osuwania się materiału przy wlocie kanału, a nie poszerzania samych kanałów. Przeprowadzone 2-letnie badania na stokach Kińczyka Bukowskiego potwierdzają tę prawidłowość. Rozwój analizowanego systemu sufozyjnego następuje przy wlocie. Natomiast Galarowski (1976), analizując przez cztery lata jeden system sufozyjny w Bereźnicy Wyżnej (Bieszczady), stwierdził, że najintensywniejszy rozwój form sufozyjnych następuje w czasie wczesnowiosennych roztopów i późnojesiennych deszczów ulewnych. Rozwój systemu na stokach Kińczyka Bukowskiego poprzez zapadanie materiału przy wlocie następuje w czasie roztopów. Nie odnotowano za to wzmożonej aktywności sufozji jesienią, co można przypisywać małej ilości opadów w tym okresie. Odprowadzanie materiału w systemie następuje w trakcie opadów letnich.



Ryc. 5. Zmiany w obrębie wlotu kanału sufozyjnego w latach 2013–2014.
Fig. 5. Changes within the pipe inlet in 2013–2014.

Na stokach Kińczyka Bukowskiego jeden wlot łączy się z dwoma wylotami, co sugeruje rozgałęzienie się kanału. Przeciwnie jest natomiast na Wyżynie Lessowej w Chinach, gdzie odnotowano, że dwa kanały mogą łączyć się przy wlocie w jeden. Nie znaleziono za to żadnego miejsca, gdzie jeden wlot łączyłby się z dwoma wylotami (Zhu i in. 2002).

Wnioski

Przeprowadzone badania pozwalają wnosić o kierunku rozwoju systemu oraz wyznaczyć miejsca o największej dynamice. Analizowany system sufozyjny rozwija się przede wszystkim przy wlocie kanału, gdzie dochodzi do zapadania i stopniowego odprowadzania nagromadzonego materiału. Dostarczanie materiału do systemu jest widoczne przede wszystkim w okresie wiosennym, co ma związek z roztopami (duża ilość wody umożliwia głęboką infiltrację). Natomiast odprowadzanie materiału następuje w okresie letnim, na co wskazują wyniki pomiarów jesiennych (przy wlocie brak wyraźnych wypukłości związanych z nagromadzeniem materiału). Wymywanie materiału w tym okresie następuje w wyniku opadów letnich.

Analiza profilu podłużnego całego systemu sufozyjnego pozwala wysunąć hipotezę, że miejsce zmiany spadku wyznacza pierwotny zasięg kanału sufozyjnego. Świadczyć o tym może także niewyrównany profil poniżej tej granicy, który prawdopodobnie kształtował się częściowo jeszcze pod powierzchnią terenu, przed zapadnięciem stropu kanału. Ponadto obecne badania wskazują, że rozwój systemu postępuje w dół stoku poprzez zapadanie się terenu bezpośrednio przy wlocie kanału sufozyjnego. Z czasem dojdzie zatem do całkowitego zniwelowania kanału, a istniejąca poniżej systemu sufozyjnego dolina denudacyjna zyska powierzchniowe połączenie z dotychczasową ślepą dolinką i wydłuży się o prawie 400 m (długość całego systemu sufozyjnego). Tym samym przedstawiona w 2012 r. hipoteza dotycząca dalszego rozwoju systemu (Bernatek i Sobucki 2012) znajduje potwierdzenie w niniejszych badaniach. Należy też podkreślić, że wypukły odcinek ślepej dolinki rozwija się obecnie poprzez działanie procesów powierzchniowych, w tym m.in. erozji wstecznej.

Pierwsze wyniki badań monitoringowych wskazują konieczność ich kontynuowania w następnych latach, by móc określić tempo rozwoju systemu. Inną otwierającą się perspektywą badań jest analiza podziemnego przebiegu kanału (kanałów) sufozyjnych, gdyż na podstawie pomiarów powierzchniowych można wnioskować tylko punktowo o miejscach ich istnienia oraz minimalnej długości. Rzeczywista długość i przebieg kanału (kanałów) pozostają nieznane.

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2012/05/N/ST10/03926. Dane pochodzące z lotniczego skaningu laserowego pozyskano z Centralnego Ośrodka Dokumentacji Geodezyjnej i Kartograficznej w Warszawie.

Literatura

- Bernatek A. 2015. The influence of piping on mid-mountain relief: a case study from the Polish Bieszczady Mts. (Eastern Carpathians). *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences* 10 (1): 107–120.
- Bernatek A., Sobucki M. 2012. Wykształcenie form sufozyjnych na stokach Kińczyka Bukowskiego (Bieszczady Wysokie). *Roczniki Bieszczadzkie* 20: 247–253.
- Botschek J., Maimann B., Skowronek A. 2000. Stofftransporte und Reliefformung durch Tunnelerosion im Bergischen Land. *Zeitschrift fuer Geomorphologie N.F. Suppl.-Bd.*: 45–61.
- Bryan R., Jones J.A.A. 1997. The significance of soil piping processes: inventory and prospect. *Geomorphology* 20: 209–218.
- Czepe Z. 1960. Zjawiska sufozyjne w glinach zboczowych górnej części dorzecza Sanu. *Biuletyn Instytutu Geologicznego, Z badań czwartorzędu IX*: 297–324.
- Galarowski T. 1976. New observations of the present-day suffosion (piping) processes in the Bereźnica catchment basin in The Bieszczady Mountains (The East Carpathians). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 10: 115–124.
- Gardziel Z., Rodzik J. 2005. Rozwój wąwozów lessowych podczas wiosennych roztopów na tle układu pól (na przykładzie Kazimierza Dolnego). W: *Współczesna ewolucja rzeźby Polski* (red. A. Kotarba, K. Krzemień, J. Świąchowicz). VII Zjazd Geomorfologów Polskich, Kraków, 19–22 września 2005, Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Instytut Geografii AP, Kraków, ss. 125–132.
- Gorczyca E., Izmailow B., Kłapyta P., Krzemień K., Wrońska-Wałach D. 2014. Polskie badania geomorfologiczne w Karpatach Wschodnich i znaczenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego dla ochrony walorów przyrody nieożywionej. *Roczniki Bieszczadzkie* 22: 141–167.
- Haczewski G., Kukulak J., Bąk K. 2007. Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Wydawnictwo Naukowe AP, Kraków, 155 ss.
- Jones J.A.A. 2010. Soil piping and catchment response. *Hydrological Processes* 24: 1548–1566.
- Kacprzak A., Skiba M. 2000. Uziarnienie i skład mineralny jako wskaźniki genezy utworów macierzystych gleb w katenie stokowej Małej Rawki (Bieszczady Zachodnie). *Roczniki Bieszczadzkie* 9: 169–181.
- Leviandier T., Alber A., Le Ber F., Piégay H. 2012. Comparison of statistical algorithms for detecting homogeneous river reaches along a longitudinal continuum. *Geomorphology* 138: 130–144.
- Liro M. 2015. Gravel-bed channel changes upstream of a reservoir: The case of the Dunajec River upstream of the Czorsztyn Reservoir, southern Poland. *Geomorphology* 228: 694–702.
- Margielewski W., Świąchowicz J., Starkel L., Łajczak A., Pietrzak M. 2008. Współczesna ewolucja rzeźby Karpat fliszowych. W: *Współczesne przemiany rzeźby Polski* (red. L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień). Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, IGiGP UJ, IGiPZ PAN, Instytut Geografii AP, Kraków, ss. 57–133.
- Maruszczak H. 1953. Wertebry obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS, sec. B, 8, 4*: 123–267.

- Maruszczak H. 1986. Tendencje sekularne i zjawiska ekstremalne w rozwoju rzeźby małopolskich wyżyn lessowych w czasach historycznych. *Czasopismo Geograficzne* 57(2): 271–282.
- Michna E., Paczos S. 1972. *Zarys klimatu Bieszczadów Zachodnich*. Lubelskie Towarzystwo Naukowe, Zakład Narodowy im. Ossolińskich, Wydawnictwo PAN, 72 ss.
- Nowosad M. 1995. *Zarys klimatu Bieszczadzkiego Parku Narodowego i jego otuliny w świetle dotychczasowych badań*. *Roczniki Bieszczadzkie* 4: 163–183.
- Parker G.G., Higgins C.G., Wood W.W. 1990. Piping and pseudokarst in drylands. W: *Groundwater Geomorphology: The Role of Subsurface Water in Earth-Surface Processes and Landforms* (red. C.G. Higgins, D.R. Coates). Geological Society of America, Boulder, CO, ss. 77–110.
- Poesen J., Vandaele K., Van Wesemael B. 1996. Contribution of gully erosion to sediment production on cultivated lands and rangelands. W: *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. IAHS Publication 236, ss. 251–266.
- Rodzik J., Furtak T., Zgłobicki W. 2009. The impact of snowmelt and heavy rainfall runoff on erosion rates in a gully system, Lublin Upland, Poland. *Earth Surface Processes and Landforms* 34: 1938–1950.
- Skiba S., Drewnik M., Prędki R., Szmuc R. 1998. *Gleby Bieszczadzkiego Parku Narodowego*. *Monografie Bieszczadzkie*, t. II, Ustrzyki Dolne, 88 ss.
- Starkel L. 1960. *Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie*. *Prace Geograficzne IG PAN* 22: 1–239.
- Toone J., Rice S.P., Piégay H. 2014. Spatial discontinuity and temporal evolution of channel morphology along a mixed bedrock-alluvial river, upper Drôme River, southeast France: contingent responses to external and internal controls. *Geomorphology* 205: 5–16.
- 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: 339–348.
- Verachtert E., Maetens W., Van Den Eeckhaut M., Poesen J., Deckers J. 2011. Soil loss rates due to piping erosion. *Earth Surface Processes and Landforms* 36: 1715–1725.
- Zhu T.X. 2003. Tunnel development over a 12 year period in a semi-arid catchment of the Loess Plateau, China. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 507–525.
- Zhu T.X., Luk S.H., Cai Q.G. 2002. Tunnel erosion and sediment production in the hilly loess region, North China. *Journal of Hydrology* 257: 78–90.

Summary

Piping refers to the mechanical removal of subsurface soil particles by concentrated water flow, causing the formation of underground channels called pipes. The traces of piping are visible on the surface when the pipe roof collapses. Piping as a morphogenetic process has an influence on gully development. However, research about dynamics of piping forms development is limited.

This paper shows preliminary results of geomorphological monitoring of selected piping system on NE slope of the Mt Kińczyk Bukowski. The geodesic

measurements using electronic total station (Topcon Hiper II) were performed twice a year (after spring thaw and after summer rainfalls) in 2013–2014. The longitudinal profile of the whole piping system and longitudinal profiles of the lower part of the system were done.

The research allowed to indicate the direction of piping system development and point out the most active element of this system. The development of selected piping system will proceed down the slope resulting in the collapse of the terrain above the pipe inlet. It will be continued up to the total collapse of the pipe. It confirms the hypothesis presented in 2012 (Bernatek and Sobucki 2012). The pipe inlet is the most variable element of the system. The soil particles are supplied to the piping system primarily in a spring thaw, whereas are discharged during summer rainfalls.

The presented research should be continued in order to indicate the growth rate of piping forms and possible pace of gully development induced by piping.