Geologiczne uwarunkowania dynamiki procesów brzegowych rzek zachodniego Podhala

Karol Augustowski[1], Dorota Chmielowska[1], Józef Kukulak[1]

K. Augustowski D. Chmielowska J. Kukulak

Geological controls on the dynamics of riverbank retreat in the western Podhale region. Prz. Geol., 61: 755–763.

A b s t r a c t. The western part of Podhale region is drained by the Czarny Dunajec and the Biały Dunajec rivers, flowing from the Tatra Mts., and streams originating in the region (Cichy Stream, Bystry Stream, Czerwony Stream, Wielki Rogoźnik). River banks are cut in the Podhale Flysch or in the alluvium of these rivers overlain with loam deposits of varied origin. This paper investigates the combined effect of weathering, frost processes and mass movements on the banks of the Czarny Dunajec River and its tributaries typified by different substrate material. Bank retreat due to frost processes was measured during multigelation periods using erosion pins. Grain size distribution and cohesion of the substrate were also determined for alluvial and loam deposits. On flysch cutbanks, we determined joint spacing and the density and direction of fractures, and other structural and textural characteristics of the rocks. The results indicate that the rate of bank retreat decreases from the banks cut in sandy loam deposits, through alluvial loam banks (with high clay content), the banks composed of poorly cemented gravels and shaly flysch, to the banks cut in sandstones and highly cemented Neogene gravels. Bank retreat due to frost processes and mass-wasting was more efficient in the cold half-year.

Keywords: *river banks, erosion, frost weathering, Podhale region*

Brzegi większości rzek należą do dynamicznie zmieniających się elementów rzeźby dna dolin. Największe i najszybsze ich modyfikacje rejestruje się w miejscach czynnych podcięć erozyjnych, na tzw. brzegach nagich (Teisseyre, 1984; Babiński, 1992; Banach, 1998). Ilość takich miejsc generalnie wzrasta wraz z krętością koryt rzecznych i dynamiką procesów fluwialnych (Klimaszewski, 1981; Klimek, 1991), jakkolwiek zależność ta nie potwierdza się w przypadku każdej rzeki.

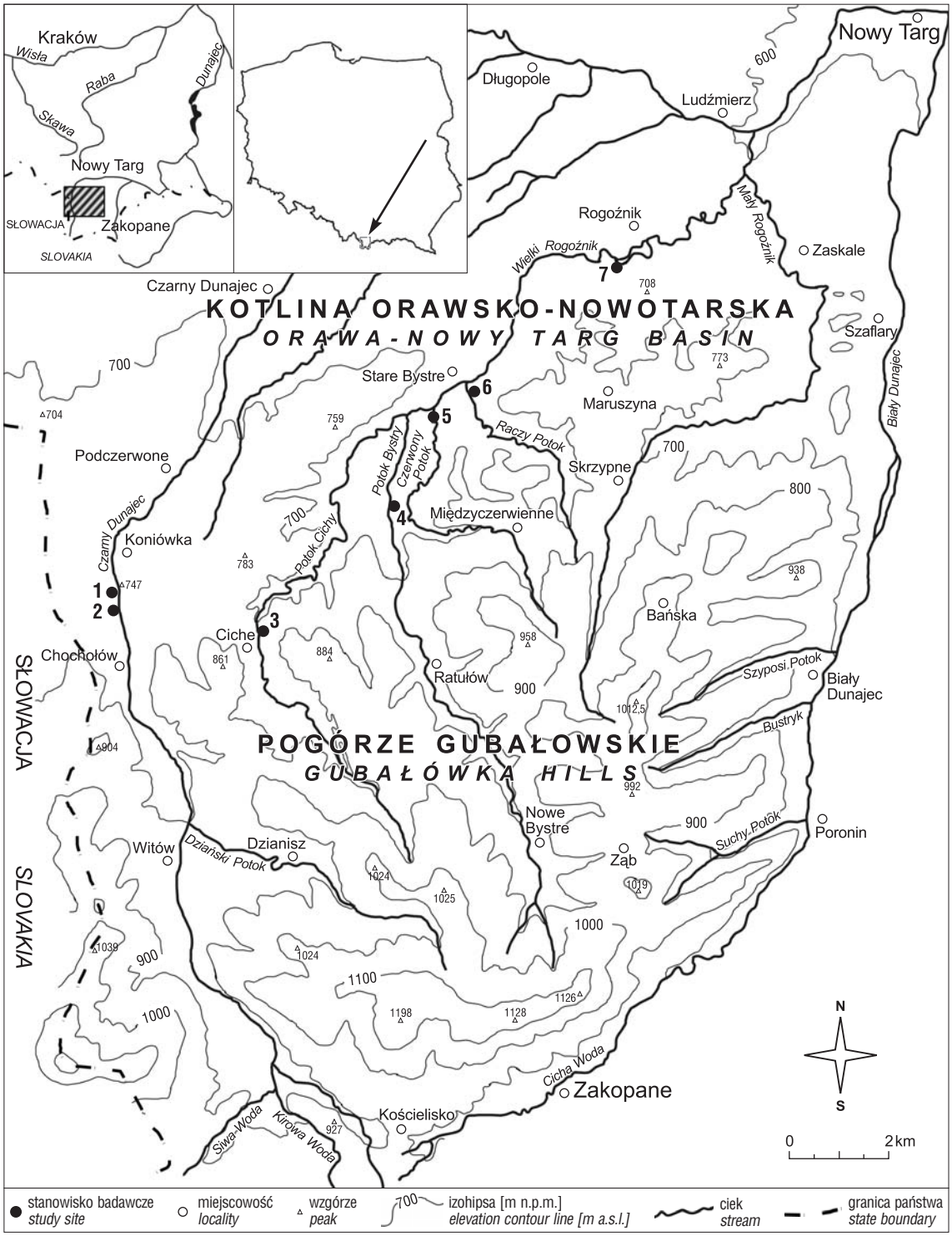
W geomorfologii fluwialnej przyjmuje się, że stabilność brzegów koryt rzecznych jest naruszana głównie wskutek erozji bocznej powodowanej przez płynącą wodę (m.in. Kaszowski & Kotarba, 1967; Klimaszewski, 1981; Krzemień, 1981; Czałow, 1994; Froehlich, 2006). Niszczenie (cofanie) brzegów rzek nie jest jednak wyłącznie funkcją stanów i przepływów rzeki. W rzeczywistości z erozją rzeczną brzegów współdziałają także procesy wietrzenia, procesy stokowe (m.in. Wolman, 1959; Dauksza & Kotarba, 1973; Klimek, 1974; Teisseyre, 1979; Banach, 1998; Owczarek, 2007, 2008) i działalność lodu rzecznego (Rachocki, 1978; Smith, 1979; Gierszewski, 1988; Klimek, 1989; Banach, 2007; Kalinowski i in., 2012). W korytach rzek górskich znaczenie dla stabilności brzegów mogą mieć również lokalne nagromadzenia rumoszu drzewnego (Wyżga i in., 2002–2003; Wyżga & Zawiejska, 2005). Na brzegach rzek nizinnych i wyżynnych dużego znaczenia nabiera obecność roślinności i jej typ (Rachocki, 1978; Banach, 1998; Malik, 2004; Malik & Owczarek, 2005). Wszystkie te czynniki są jednak sterowane przez warunki klimatyczne, których działanie i natężenie zmienia się w poszczególnych porach roku (Teisseyre, 1984; Starkel, 2006). W umiarkowanych szerokościach geograficznych przebieg niszczenia brzegów w sezonie zimowym i letnim nie jest identyczny. Stabilność brzegów zależy od aktywności wielu procesów rzeźbotwórczych działających w określonych warunkach (Ziętara, 1968; Banach, 1973; Krzemień, 1984; Klimek, 1991; Owczarek, 2008).

Jednym z czynników wpływających na przebieg procesów brzegowych, a tym samym na stabilność brzegów, jest niewątpliwie sama podatność skał budujących brzegi na te procesy (Niemirowski, 1970; Klimek, 1974; Rachocki, 1974; Bieroński & Tomaszewski, 1979; Krzemień, 1981; Banach, 1998; Owczarek, 2007, 2008; Krzaklewski, 2008). Teoretycznie powinna ona być względnie zróżnicowana, ponieważ skały różnią się wieloma cechami strukturalnymi. Równocześnie poszczególne cechy skał mogą sprzyjać określonemu rodzajowi niszczenia lub go utrudniać.

Celem artykułu jest wykazanie, jak warunki geologiczne podłoża mogą wpływać na niszczenie brzegów wybranych rzek w zachodniej części Podhala. Podczas badań terenowych sprawdzono, czy istnieją różnice w sposobie i tempie modyfikowania rzeźby brzegów rzecznych wynikające z ich odmiennej budowy geologicznej. Zbadano, jak przebiega proces cofania się brzegów zbudowanych z trzech typów skał: z litych piaskowców i łupków fliszowych, ze żwirów rzecznych oraz z glin aluwialnych. Starano się ustalić, czy kontrast cech fizyczno-mechanicznych tych skał może się ujawniać w ich zróżnicowanej podatności na procesy erozyjne, wietrzeniowe i stokowe, a tym samym wpływać na stabilność brzegów.

W odróżnieniu od wielu prac traktujących o niszczeniu brzegów rzek zależnie od poprzecznej dostawy materiału stokowego (koluwialnego, zwietrzelinowego) do koryta i trwałości tego materiału w korytach (m.in. Ziętara, 1968; Dauksza & Kotarba, 1973; Teisseyre, 1984; Banach, 1998; Owczarek, 2007, 2008), w tym opracowaniu skoncentrowano się wyłącznie na ubytkach powierzchni brzegów, bez udziału erozji powodowanej przez płynącą wodę, lód rzeczny lub procesy grawitacyjne z nad górnej krawędzi brzegu. Szczególną uwagę zwrócono zwłaszcza na przebieg i skutki działalności procesów mrozowych na powierzchni badanych brzegów. Pomiary erozyjnych ubytków brzegów będących

[1] Uniwersytet Pedagogiczny im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; karolaug@up.krakow.pl, dchmielo@up.krakow.pl, jkukulak@up.krakow.pl.



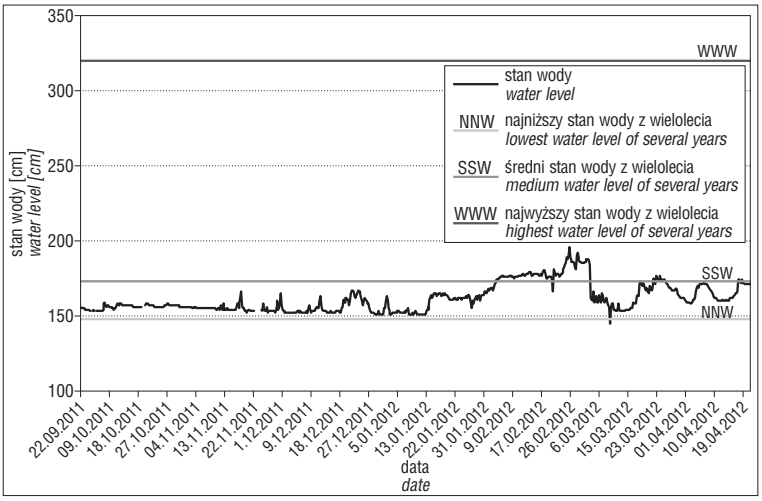
Ryc. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych na brzegach rzek zachodniego Podhala: 1, 2 – stanowisko Chochołów; 3 – stanowisko Ciche; 4 – stanowisko Ratułów; 5, 6 – stanowisko Stare Bystre; 7 – stanowisko Rogoźnik
Fig. 1. Location of the study sites on the riverbanks in western Podhale: 1, 2 – Chochołów site; 3 – Ciche site; 4 – Ratułów site; 5, 6 – Stare Bystre site; 7 – Rogoźnik site

efektem procesów mrozowych prowadzono w sezonie zimowym 2011/2012.

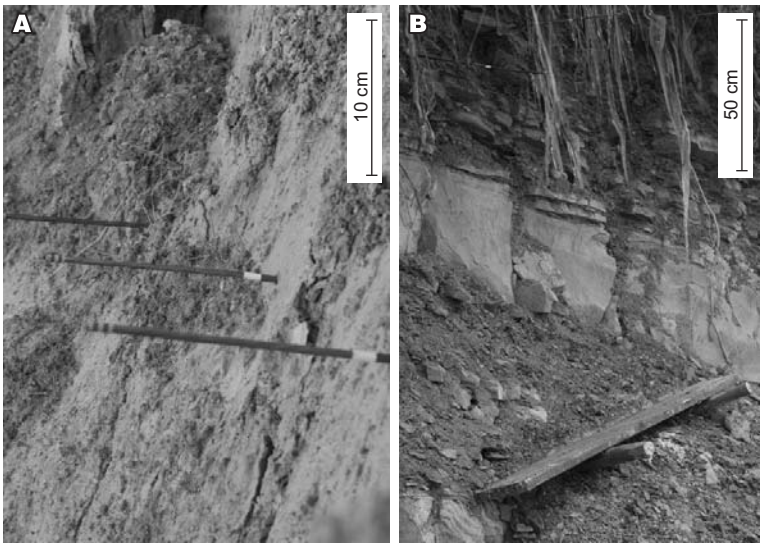
OBSZAR BADAŃ

Do badań wybrano czynne podcięcia brzegów Czarnego Dunajca i jego dopływów – potoków Cichego, Bystrego, Raczego Potoku, Czerwonego Potoku i Wielkiego Rogoźnika – w zachodniej części Podhala. Czarny Dunajec odwadnia głównie zachodnią część Tatr, a jego dopływy – Pogórze Gubałowskie. Stanowiska pomiarowe na czynnych brzegach tych rzek usytuowano w strefie granicznej Pogórza Gubałowskiego i Pasma Skalicowego z Kotliną Orawsko-Nowotarską (ryc. 1).

Podcięte brzegi nad Czarnym Dunajcem (stanowiska 1 i 2) są elementami koryta roztokowego tej rzeki, nad Czerwonym Potokiem (stanowisko 5), Raczym Potokiem (stanowisko 6) i Wielkim Rogoźnikiem (stanowisko 7) należą



Ryc. 2. Wodostany Czarnego Dunajca na stacji Koniówka
Fig. 2. Czarny Dunajec water levels at the Koniówka station



Ryc. 3. A – pręty pomiarowe na stanowisku 1 (Chochołów), **B** – łapacze materiału osypiskowego na stanowisku 3 (Ciche)
Fig. 3. A – measuring pins at site 1 (Chochołów), **B** – bank sediment traps at site 3 (Ciche)

do koryt meandrowych, a nad Potokiem Cichym (stanowisko 3) i Potokiem Bystrym (stanowisko 4) do koryt prostych (Klimaszewski, 1981).

Niektóre spośród badanych brzegów rzek są zbudowane z łupkowo-piaskowcowego fliszu podhalańskiego (stanowisko 3), inne z silnie scementowanych żwirów neogeńskich (stanowisko 4), a jeszcze inne z mniej spoistych, różnowiekowych żwirów tatrzańskich (stanowiska 1, 2) lub fliszowych (stanowiska 5, 6, 7). W ujęciu typologicznym „nagie" podcięcia erozyjne są ścianami skalnymi (stanowiska 3, 4) oraz stokami (czołami) teras plejstoceńskich (stanowiska 1, 7) i holoceńskich (stanowiska 2, 5, 6). Terasy są typu skalno-osadowego (stanowiska 1, 2, 7) lub osadowego (stanowiska 5, 6), a żwirowa pokrywa niektórych teras ma nadbudowę z glin aluwialnych (stanowiska 1, 6, 7).

Podnóża teras i ścian skalnych sięgają poziomu średnich lub niskich stanów wód rzecznych. Spadki podłużne rzek wzdłuż badanych brzegów są niewielkie (2,5–4,5‰). Erozja rzeczna brzegów i odprowadzenie rumowiska następuje w tych rzekach dopiero przy większych wezbraniach (Wyżga i in., 2002–2003). W analizowanym okresie, czyli od września 2011 r. do kwietnia 2012 r., większe wezbrania na Czarnym Dunajcu nie wystąpiły ani razu (ryc. 2), co eliminuje znaczący udział wód płynących z rocznego bilansu erozji badanych brzegów. W okresie zimowym 2011/2012 górne powierzchnie teras pokrywała warstwa śniegu (okresowo do 0,5 m), ale na stromych stokach teras i ścianach skalnych śnieg zalegał krótko i cienką pokrywą. Nawisy śniegu tworzyły się jedynie w górnej, przykrawędziowej części teras (stanowiska 1, 2, 7). Głębokość zamarzania gruntu sięgała w ciągu zimy do 0,3–0,5 m (maksymalnie w części przykrawędziowej brzegów). Występowały wielokrotne oscylacje temperatury powietrza i gruntu wokół 0°C, zwłaszcza w porze kwietniowych roztopów i podczas w trzech kilkudniowych okresach w miesiącach zimowych (początek stycznia, połowa lutego, przełom lutego i marca).

METODY BADAŃ

Podstawową metodą rejestracji zdarzeń i rozmiarów erozji brzegów były obserwacje i pomiary prowadzone na siedmiu stanowiskach badawczych (ryc. 1). Do kontrolowania momentów aktywności procesów i wielkości ubytku skał z powierzchni brzegów, tak wskutek procesów mrozowych, jak i stokowych, zastosowano metodę ich zapisu na stalowych prętach pomiarowych (ryc. 3A). Wyskalowane barwnie pręty zamocowano na czołach brzegów w ciągach poziomych, zarówno w warstwach łupkowego fliszu, jak i w mocniej i słabiej scementowanych żwirach i piaskach oraz w grubej pokrywie glin, poniżej warstwy gleby przy górnej krawędzi teras rzecznych. W chłodniejszej połowie roku hydrologicznego 2011/2012 wielokrotnie dokonywano pomiarów mrozowego lub grawitacyjnego ruchu gruntu przy prętach. Wyniki pomiarów korelowano z wahaniami temperatury gruntu odczytanymi na termometrze gruntowym zamontowanym w sąsiedztwie prętów.

Kubaturę ubytku materiału skalnego ze ścian brzegów szacowano, opierając się na kontrolnych pomiarach materiału zatrzymanego na „łapaczach". Na drewnianych półkach, zamontowanych poziomo w dolnej części stoku, podczas odwilży i roztopów gromadził się materiał osypiskowy, złaziskowy i osuwiskowy, będący pochodną działalności procesów mrozowych (ryc. 3B).

W pokrywie gliniastej rejestrowano zimą obecność żył lodowych i szczelin poziomych, a latem układ i gęstość pionowych szczelin kontrakcyjnych z wysychania. W pokrywach żwirowych określono ogólne zróżnicowanie granulometryczne otoczaków i oceniono stopień zwięzłości całej pokrywy. Na wychodniach fliszu w brzegu Potoku Cichego (stanowisko 3) wykonano pomiary położenia warstw oraz orientacji i gęstości szczelin w ławicach piaskowcowych i łupkowych. Wzdłuż górnej krawędzi brzegów rejestrowano także obecność i rozciągłość kierunkową szczelin grawitacyjnych oraz występowanie okapów darniowych.

BUDOWA GEOLOGICZNA STANOWISK BADAWCZYCH

Czarny Dunajec – stanowiska 1 i 2 (Chochołów)

Między miejscowościami Chochołów i Koniówka rzeka Czarny Dunajec podcina terasy skalno-osadowe o wysokościach 2 m, 3–4 m, 6–7 m i 9–10 m, których krawędzie dochodzą miejscami do koryta rzeki. Na lewym brzegu rzeki analizowano czynne podcięcia teras 9–10-metrowych (stanowisko 1) i 6–7-metrowych (stanowisko 2), które mają budowę trójczłonową: skalny cokół tworzą iły, powyżej zalega pokrywa żwirowa, a jej nadkładem jest warstwa glin (ryc. 4). Odsłaniające się iły są wychodniami neogeńskich kompleksów iłowcowo-mułowcowych zapadliska orawskiego (Watycha, 1977). Przy powierzchni brzegu utraciły one już budowę łupkową, stały się homogeniczne i podatne na przemieszczenia grawitacyjne nadległych osadów.

Nadkład żwirowy składa się głównie z materiału tatrzańskiego. W terasie holoceńskiej (stanowisko 2) partie żwirów o różnej wielkości mają ciasne lub normalne upakowanie. W terasie plejstoceńskiej (stanowisko 1) żwiry piaszczyste są przeważnie luźno upakowane i niewysortowane wielkościowo. Krystaliczne otoczaki i głazy tworzą ziarnowy szkielet nierównomiernie rozmieszczony w piaszczystej masie wypełniającej. W żwirach na obu stanowiskach występują pojedyncze, cienkie soczewki piasków. Całość aluwiów jest słabo scementowana, podatna na penetrację wody lub lodu gruntowego. Wzdłuż kontaktu z iłami neogeńskimi występują okresowe wypływy wody gruntowej.

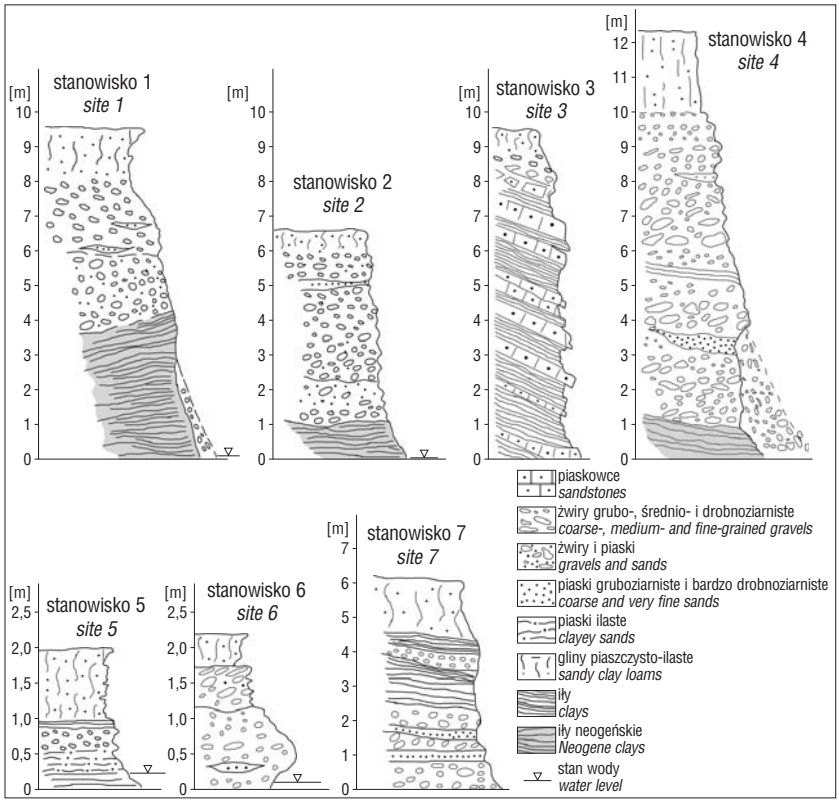
Warstwa glin (ok. 2,5 m miąższości) nad żwirami ma poziomy bardziej ilaste, mułowe lub piaszczyste z domieszką drobnych żwirów. Wilgotność warstwy wykazuje duże sezonowe wahania, tym większe, im bardziej ilastych i bliższych powierzchni brzegu poziomów dotyczy. W stanie suchym w poziomie bardziej ilastym występuje gęsta sieć szczelin kontrakcyjnych z wysychania.

Brzeg zbudowany z tych trzech typów skał ma profil typu schodowego (ryc. 4). Warstwa glin tworzy pod stropowymi okapami darniowymi wyraźną wklęsłość i jest na profilu najbardziej cofnięta. Niżej zalegające żwiry budują wystający stopień o nierównej powierzchni. Wychodnie iłów neogeńskich miejscami tworzą wypukłość profilu lub nawiązują do powierzchni żwirów.

Potok Cichy – stanowisko 3 (Ciche)

Podcięty prawy brzeg Potoku Cichego ma ponad 9 m wysokości i na długości 20 m odsłania się w nim flisz podhalański (stropowy odcinek warstw zakopiańskich; Watycha, 1977). Warstwy fliszu są nachylone (30–32°) w górę koryta, a ich bieg (80–85°) jest do koryta nieco skośny (ok. 30°). Niższa część odsłoniętego profilu warstw zakopiańskich jest bardziej łupkowa (ryc. 4). Zespoły łupków są tam poprzedzielane pojedynczymi ławicami piaskowców o miąższości 0,1–0,4 m. W tej części odsłonięcia występują wycieki wody gruntowej. Wyższa część profilu jest w przewadze piaskowcowa, zalega tam zespół kilku bardzo grubych (0,5–1,1 m) ławic piaskowców, bez przewarstwień łupkowych. Wszystkie warstwy fliszu są gęsto spękane tektonicznie, tym gęściej, im cieńsze są to warstwy.

Profil morfologiczny tego brzegu ujawnia większą odporność warstw piaskowcowych względem łupkowych, ale zdecydowane załamania profilu nie występują. Tylko pojedyncze ławice piaskowców wyraźniej wystają z łupków. Cofanie się brzegu postępuje na całej długości odsłonięcia, chociaż w nierównym tempie w obu jego częściach.



Ryc. 4. Profile geologiczne badanych brzegów (stanowiska 1–7 – zob. ryc. 1)
Fig. 4. Geological profiles of the analysed banks (sites 1–7 – see Fig. 1)

Potok Bystry – stanowisko 4 (Ratułów)

Analizowano prawy brzeg Potoku Bystrego, który podcina Czerwoną Górę w jej odcinku kulminacyjnym. W tym miejscu brzeg ma wysokość 12–15 m. Wysoki brzeg rzeki jest prawie w całości wycięty w kompleksie żwirowym, jedynie jego najniższa część jest ilasta (Birkenmajer, 1958; Plewa, 1969). W najwyższej części brzegu zalega ok. 2-metrowa warstwa czerwonych glin zwietrzelinowych (ryc. 4). Materiał stożka jest głównie pochodzenia fliszowego, większość otoczaków tworzą piaskowce. Otoczaki są różnej wielkości, od bardzo grubych (ponad 0,5 m) do drobnych. W żwirach występują soczewki piasków. W bezładnej budowie kompleksu żwirowego słabo widoczne jest jego ogólne pochylenie ku NW. Żwiry są silnie scementowane, ale mocno zwietrzałe i gęsto spękane tektonicznie.

Profil brzegu jest trzyczęściowy: prawie pionowy w stropowych glinach, bardzo stromy i niewyrównany na wychodniach żwirów oraz wyraźnie złagodzony na osypisku luźnych żwirów u podnóża skarpy.

Czerwony Potok – stanowisko 5 (Stare Bystre)

Na prawym brzegu Czerwonego Potoku (ok. 1,3 km przed ujściem do Wielkiego Rogoźnika) budowa podcinanej terasy o wysokości 1,6–1,7 m jest trójdzielna. W jej części spągowej zalegają osady ilasto-mułowe, popielate, bogate w detrytus roślinny. Na nich leży zespół (łącznie 0,45 m) trzech warstw drobnych żwirów porozdzielanych mułami z piaskiem. Górną część terasy buduje zespół (łącznie 0,4 m) osadów drobnoziarnistych (warstwowane muły z iłem lub z piaskiem; ryc. 4). Oba wyższe zespoły osadów są rozdzielone powierzchnią erozyjną. W pionowym profilu brzegu odporność na erozję boczną Czerwonego Potoku wzrasta ku dołowi, od łatwo rozmywanych mułków stropowych po odporne spągowe iły i muły. Stok terasy ma powierzchnię niewyrównaną, złożoną z występów i wklęsłości erozyjnych.

Raczy Potok – stanowisko 6 (Stare Bystre)

Prawy brzeg Raczego Potoku (ok. 350 m powyżej ujścia do Wielkiego Rogoźnika) ma wysokość 2,2 m. Jego dolną część (1–1,2 m) budują drobne, silnie scementowane żwiry piaskowcowe z soczewkami piasku. W stropie żwiry są ścięte erozyjnie i zalega na nich warstwa (0,5–0,6 m) średnio- i gruboziarnistych żwirów piaskowcowych, których cementacja jest bardzo słaba. Przykrywa je warstwa (0,3–0,5 m) piaszczystej gliny aluwialnej. Profil pionowy brzegu jest dwuczęściowy – wypukły w warstwie żwirów dolnych i wyraźnie cofnięty w żwirach górnych (wklęsły) i glinie (pionowy; ryc. 4).

Wielki Rogoźnik – stanowisko 7 (Rogoźnik)

Prawy brzeg Wielkiego Rogoźnika, ok. 200 m powyżej ujścia Potoku Trawnego, ma budowę dwuczłonową. W podciętym brzegu (terasa o wysokości 6 m) odsłaniają się żwiry piaskowcowe, wapienne i krzemionkowe z nadkładem aluwialnej i deluwialnej gliny (1,2–2,0 m miąższości). Żwiry są drobnej i średniej wielkości (większość 2–5 cm średnicy, pojedyncze do 20 cm), mają różny stopień obtoczenia i zalegają bezładnie. Od żwirów 6-metrowej terasy nad Czarnym Dunajcem (stanowisko 2) odróżnia je względnie silna cementacja, prawie taka jak w żwirach neogeńskich nad Potokiem Bystrym (stanowisko 5). Niezwykle miąższa jest także nadległa warstwa gliny, która ma podobną budowę jak nad Czarnym Dunajcem (stanowisko 1). Górny poziom tej warstwy (0,5–0,8 m) tworzy glina piaszczysto-pylasta i pylasto-ilasta ze szczelinami kontrakcyjnymi. Niżej zalega poziom gliny piaszczystej (0,7–1,2 m) z pojedynczymi okruchami gruzu i otoczakami. Górna krawędź terasy ma przebieg zatokowy, powstały wskutek erozji glin przez wody spływające bruzdami na granicach pól. W pionowym profilu powierzchni brzegu bardziej wypukłą (dolną) część tworzą żwiry, a wklęsłą (górną) gliny (ryc. 4).

PRZEBIEG PROCESÓW BRZEGOWYCH W UTWORACH GLINIASTYCH

Utwory gliniaste tworzą pokrywę stropową większości badanych brzegów i na wszystkich stanowiskach pozostają poza zasięgiem wód wezbraniowych. Niezależnie od ich genezy, wieku i składu mechanicznego są one najmniej trwałym elementem podcinanych brzegów. Jako materiał kohezyjny łatwo poddają się procesom niszczącym. W cyklu rocznym procesy te działają wymiennie. W okresie zimowym w glinach dominują procesy mrozowe, w letnim – procesy stokowe. Największe skutki procesów niszczących rejestruje się jednak w okresach przejściowych – jesienią w warunkach przesuszenia gruntu i przymrozków oraz wiosną podczas odwilży lub nawrotów mrozu. Letnie deszcze lub upały powodują na gliniastych częściach brzegów spłukiwanie, spływanie, odpadanie i linijne rozcinanie, jednakże ich efekty są mniejsze od działalności lodu gruntowego (tab. 1).

Zimą 2011/2012, nawet pod izolacyjną pokrywą śniegu, brzegi gliniaste przemarzały do głębokości 0,3–0,4 m. W styczniu 2012 r. temperatura gruntu brzegowego nad Czarnym Dunajcem (stanowisko 2) na głębokości 0,25 m była jednak tylko nieznacznie niższa od 0°C, nawet podczas kilkudniowych silnych mrozów na powierzchni. W glinach na podcinanych brzegach rozwijał się lód włóknisty i powstawały żyły lodu segregacyjnego, a w szczelinach kontrakcyjnych tworzył się lód sieciowy. Przypowierzchniowa warstwa gliny została silnie spojona lodem i napęczniała. Na kontrolnych prętach wielkość tego napęcznienia wynosiła 2–3 cm. Następstwem działania żył lodu segregacyjnego w glinach było powstanie w nich sieci spękań poziomych i pionowych (równoległych do powierzchni oziębiania). Ich największe zagęszczenie zarejestrowano na głębokości 0,2–0,4 m poniżej powierzchni terenu. Obecność tych spękań na podobnej głębokości ujawniła się szczególnie podczas wiosennych roztopów i stopniowego wysychania gruntu. Wtedy zaczynał się proces wytapiania poziomych brył lodu segregacyjnego, a w konsekwencji następował bryłowy rozpad gliniastego gruntu i wyschnięte grudy odpadały z powierzchni brzegów. Duże ubytki gliny w tej części brzegu były przyczyną powstania pomrozowych przewieszek darniowych na górnych krawędziach brzegów i wytworzenia przykrawędziowych szczelin grawitacyjnych na powierzchni teras. Przewieszki darniowe, które tworzyły się przede wszystkim w czasie odmarzania gliny, uległy w większości obrywom w porze wiosennej i letniej.

W porze letniej gliniaste części brzegów ulegały niszczeniu przez grawitacyjne obrywy i osuwanie nie tylko przewieszek darniowych, ale także niższych warstw spękanej gliny. Proces ten postępował szczególnie intensywnie w glinach bardziej ilastych, o głębszym zasięgu szczelin kontrakcyjnych z wysychania (stanowiska 1, 2, 4, 6, 7). Podczas ulew na niezadarnionych brzegach zachodziło także spłukiwanie gliny. Latem wysokie temperatury powietrza powodowały stopniowe wysychanie gliny w głąb brzegu i tworzenie nowych pionowych szczelin kontrakcyjnych. Układ szczelin i ich gęstość wykazywały wyraźną zależność od składu mechanicznego gliny, ekspozycji i stromości brzegu. Na brzegach stromych, eksponowanych dosłonecznie i zbudowanych z materiału drobniejszego dominowały liczniejsze i głębsze spękania pionowe, a płytsze i wieloboczne występowały na brzegach łagodniejszych. Odstępy między szczelinami pionowymi w bardziej ilastych poziomach gliny wahały się od 15 cm do 30 cm. Obecność w glinie szczelin kontrakcyjnych wyraźnie zmniejszyła odporność powierzchni brzegu na erozję.

PRZEBIEG PROCESÓW BRZEGOWYCH W ALUWIACH ŻWIROWYCH

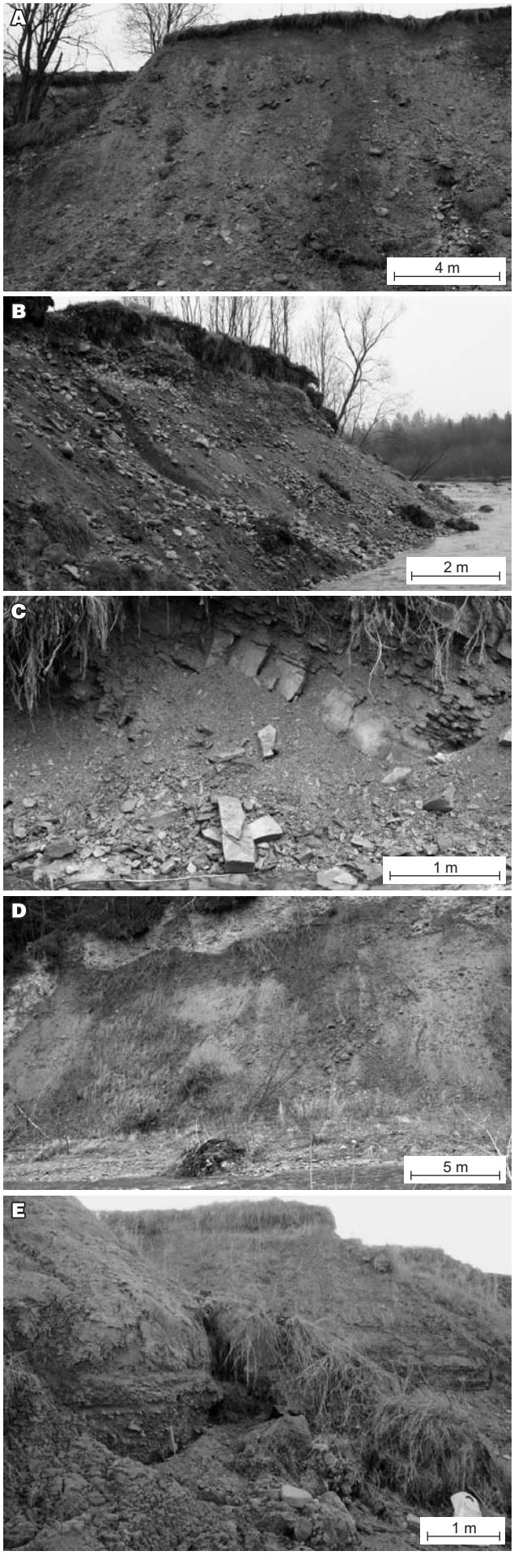
Żwiry w badanych brzegach różnią się nie tylko składem petrograficznym, granulometrycznym, ale przede

Tab. 1. Sezonowy rozkład procesów brzegowych w roku hydrologicznym 2011/2012 na tle litologii badanych brzegów
Table 1. Seasonal variability of bank processes in the hydrologic year of 2011/2012 and lithology of the surveyed riverbanks

Stanowiska badawcze *Study sites*	**Rodzaj materiału budującego brzeg (stratygrafia)** *Type of rock material in the river bank (stratigraphy)*	**Stopień odporności skał na procesy brzegowe** *Degree of resistance of rocks to the bank processes*	**Dominujące procesy** *Dominant processes*	
			półrocze letnie *summer half-year*	**półrocze zimowe** *winter half-year*
Czarny Dunajec/ stanowisko 1 (Chochołów)	plejstoceńskie gliny aluwialno-deluwialne *Pleistocene alluvial-deluvial loams*	niska *poor*	obrywanie i wymywanie glin, osuwanie glin i żwirów na iłach *falling and washing out of loams, sliding of loams and gravels on clays*	zamarzanie i pęcznienie glin, spojenie lodem żwirów i iłów, rozmarzanie glin *freezing and expansion of loams, ice consolidation of gravels and clays, thawing of loams*
	żwiry plejstoceńskie *Pleistocene gravels*	średnia *medium*		
	iły neogeńskie *Neogene clays*	średnia *medium*		
Czarny Dunajec/ stanowisko 2 (Chochołów)	holoceńskie gliny aluwialne *Holocene alluvial loams*	niska *poor*	spłukiwanie, odpadanie i osypywanie glin i żwirów *washing out and gravity falling of loams and gravels*	mrozowe spękanie i pęcznienie glin, cementacja żwirów i iłów *loams frost heaving and cracking cementation of gravels and clays*
	żwiry holoceńskie *Holocene gravels*	niska *poor*		
	iły neogeńskie *Neogene clays*	średnia *medium*		
Potok Cichy/ stanowisko 3 (Ciche)	piaskowce paleogeńskie *Paleogene sandstones*	wysoka *high*	odpadanie, obrywanie, osypywanie *gravity falling*	działalność lodu sieciowego w szczelinach skał *activity of needle ice in rock cracks*
	paleogeńskie łupki mułowcowe i ilaste *Paleogene silty and clayey shales*	średnia *medium*		
Potok Bystry/ stanowisko 4 (Ratułów)	czwartorzędowe gliny zwietrzelinowe *Quaternary regolith loams*	niska *poor*	zmywanie lub wysychanie glin latem, odpadanie i obrywy żwirów wiosną i latem *drying or washing out of loams in summer, gravity falling of gravels in spring and summer*	przemarzanie glin, spojenie żwirów lodem, przy odwilżach odpadanie, multigegacja podczas przymrozków *freezing of loams, ice consolidation of gravels, gravity falling during thaw, multigelation during ground frost*
	żwiry neogeńskie *Neogene gravels*	średnia *medium*		
Czerwony Potok/ stanowisko 5 (Stare Bystre)	holoceńskie muły z iłami i żwirami *Holocene muds with clays and gravels*	niska *poor*	osypywanie wyschniętych i spękanych mułów *gravity falling of dried and cracked muds*	zamarzanie i pęcznienie mułów, cementacja żwirów *freezing and heaving of muds, gravels cementation*
	holoceńskie żwiry drobnoziarniste *Holocene fine gravels*	niska *poor*		
	holoceńskie muły z piaskiem *Holocene muds with sand*	niska *poor*		
Potok Raczy/ stanowisko 6 (Stare Bystre)	holoceńskie gliny aluwialne *Holocene alluvial loams*	niska *poor*	spłukiwanie i osuwanie się glin, odpadanie i osypywanie żwirów *washing out and sliding of loams, gravity falling of gravels*	działalność lodu włóknistego w glinach i lodu cementacyjnego w żwirach *needle ice activity in loams and ice consolidation of gravels*
	holoceńskie żwiry średnioziarniste *Holocene medium gravels*	niska *poor*		
	holoceńskie żwiry drobnoziarniste *Holocene fine gravels*	średnia *medium*		
Wielki Rogoźnik/ stanowisko 7 (Rogoźnik)	czwartorzędowe gliny deluwialne *Quaternary deluvial loams*	niska *poor*	erozja, spłukiwanie obrywanie glin, abrazja żwirów *loams erosion, sheet wash and falling, gravels abrasion*	przemarzanie glin, cementacja żwirów *freezing of loams, gravels cementation*
	plejstoceńskie żwiry średnio- i drobnoziarniste *Pleistocene medium and fine gravels*	średnia *medium*		

wszystkim stopniem scementowania. Im wcześniejsza była ich depozycja (stanowisko 4), tym cementacja jest silniejsza. Nie jest to jednak regułą, bowiem zaskakująco mocna jest cementacja żwirów 6-metrowej terasy nad Wielkim Rogoźnikiem (stanowisko 7), a nawet dolnego poziomu żwirów młodej terasy o wysokości 2,2 m nad Raczym Potokiem (stanowisko 6). Prawdopodobnie jest ona następstwem dopływu do aluwiów roztworów bogatych w węglany z pobliskiego Pasa Skalicowego. Silniejsza cementacja żwirów osłabia skuteczność ich niszczenia przez procesy mrozowe i stokowe. W okresach najchłodniejszych zimy 2011/2012 warstwy żwirów były spojone lodem gruntowym do głębokości ok. 0,4–0,5 m, tym głębiej, im luźniejsze było ich upakowanie. W drobnych żwirach i piaskach luźniej upakowanych powstały wówczas poziome żyły lodu segregacyjnego, który doprowadził do wytworzenia w aluwiach szczelin poziomych. Brak było lodu włóknistego, bowiem taki w ogóle w żwirach nie powstaje (Teisseyre, 1984).

Największe ubytki brzegów żwirowych odnotowano w okresach wahań temperatury ich powierzchni wokół 0°C, tak podczas zimowych odwilży, jak i wiosennych roztopów. W czasie krótkotrwałych odwilży pojedyncze otoczaki odspajały się z rozmrożonej powierzchni brzegu i odpadały lub zsuwały się grawitacyjnie do jej podnóża, tworząc tam pasy lub stożki żwirowe (ryc. 5). Szczególnie dynamicznie proces ten postępował podczas wiosennych roztopów. Rozmrożenie gruntu było wtedy szybsze i głębsze, wzrastała



miąższość warstwy rozluźnionej pęcznieniem lodowym i silnie zwilgoconej po stopieniu lodu. Cofnięcie się powierzchni brzegu zbudowanego ze żwirów na stanowiskach 1 i 2 sięgało wówczas 7–70 cm. Bardzo ruchliwe były tam także żwiry zalegające luźno w stożkach osypiskowych pod stromymi ścianami. Wskutek rozmrożenia gruntu żwiry zsuwały się pojedynczo lub warstwowo wzdłuż stoku. Część materiału zatrzymała się na płatach okapów darniowych w dolnych częściach brzegu, a pozostały materiał nadbudował starsze osypiska lub uformował nowe stożki żwirowe (stanowiska 1, 2). Kubatura luźnego materiału nagromadzonego po zimie 2011/2012 na odcinku 20 m brzegu sięgała 12 m^3. W okresie letnim żwirowe brzegi były niszczone przede wszystkim przez spłukiwanie, osuwanie i obrywanie (stanowiska 2, 5, 6, 7), spowodowane głównie opadami (tab. 1).

PRZEBIEG PROCESÓW BRZEGOWYCH NA BRZEGACH SKALISTYCH

Wychodnie fliszu na podciętych brzegach rzek są względnie najbardziej odporne na działalność procesów niszczących. Jednak zarówno piaskowce i łupki fliszu podhalańskiego (stanowisko 3), jak i iły neogeńskie (stanowiska 1, 2, 4) poddają się łatwo procesom wietrzeniowym i stokowym. Podatność zwiększa gęste spękanie tektoniczne i wietrzeniowe tych skał. Zamarzająca w nich woda poszerza spękania w łupkach i szczeliny w piaskowcach. W miejscach wypływu wody gruntowej tworzą się na podcięciach stromego brzegu lodospady. W podciętym brzegu Potoku Cichego (stanowisko 3) łupki kruszyły się płytkowo, a piaskowce dzieliły się blokowo i po ustąpieniu spojenia lodem gruntowym ze skalnego brzegu odpadał gruz różnej wielkości. Rozpad i osypywanie się łupków były intensywniejsze, a ich wychodnie cofały się szybciej. Ze ściany wystawały jedynie ławice piaskowców, które później grawitacyjnie wyłamywały się wzdłuż istniejących szczelin. Osypiskowy i obrywowy materiał gromadził się na wystających niżej ławicach piaskowców lub u podnóża ściany. Nagromadzone płytki łupków miały ułożenie dachówkowe, a kohezyjne właściwości ich wilgotnego materiału sprawiały, że osypiska nabierały profilu wypukłego, o nachyleniu przewyższającym kąt naturalnego zsypu tych osadów w stanie suchym. Na stanowisku 3 łączna kubatura takiego materiału po zimie 2011/2012 wynosiła ok. 3,5 m^3, a wbite w skalną ścianę stalowe pręty odsłoniły się o 10–52 cm. Podczas wiosennych wezbrań potok przemył materiał do poziomu maksymalnego stanu wody (0,5 m), zabierając drobniejsze okruchy. Na miejscu pozostały tylko pojedyncze głazy, których ciężar przekraczał możliwości transportowe potoku. Małe letnie wezbrania w 2012 r. nie spowodowały znaczących ubytków powierzchni brzegów.

Względnie odporne na erozję okazały się iły neogeńskie (stanowiska 1, 2). W okresie zimowym spęczniały one i zostały mocno spojone lodem gruntowym. Na ich powierzchni powstała też gęsta sieć spękań i powłoka pylastej zwietrzeliny. Przy rozmarzaniu iły nabierały wilgotności i plastyczności. W suchych okresach lata traciły wilgoć i pękały bryłowo, dając jednak mało zwietrzeliny. ←

Ryc. 5. Badane brzegi: **A** – stanowisko 1 (Chochołów); **B** – stanowisko 2 (Chochołów); **C** – stanowisko 3 (Ciche); **D** – stanowisko 4 (Ratułów); **E** – stanowisko 7 (Rogoźnik)

Fig. 5. Analysed banks: **A** – site 1 (Chochołów); **B** – site 2 (Chochołów); **C** – site 3 (Ciche); **D** – site 4 (Ratułów); **E** – site 7 (Rogoźnik)

Podobnie odporne na erozję były iły neogeńskie w najniższych częściach brzegów, w zasięgu letnich stanów wód Czarnego Dunajca. Ich słaba erozja wynikała zapewne z dużej gęstości i kohezji. Ponadto niski jest w nich wznios kapilarny i płytki zasięg wód filtracyjnych.

OCENA STABILNOŚCI BADANYCH BRZEGÓW

Z terenowych obserwacji i pomiarów niszczenia czynnych brzegów wynika, że stabilność tych form jest nierówna i w dużej mierze zależna od litologiczno-odpornościowych cech utworów budujących brzegi. W latach 2011–2012 najszybciej cofały się gliniaste partie brzegów (70–100 cm w badanym okresie). Proces ten przebiegał nierównomiernie w ciągu roku. W półroczu chłodnym więcej ubywało glin z podglebia, a trwalsza była ich część przystropowa, wzmocniona systemem korzeniowym roślin (zwłaszcza drzew). Efektem nierównego cofania się powierzchni gliniastego brzegu było wytworzenie w tym okresie okapów darniowych przy górnej krawędzi teras. Po roztopach i letnich deszczach okapy te obrywały się i w lecie 2012 r. zalegały płatami na stokach teras lub u ich podnóży.

Bardziej stabilne były brzegi w utworach żwirowych. Cofanie się powierzchni brzegu postępowało szybciej w żwirach słabo spoistych (7–70 cm w badanym okresie) niż w silnie spoistych (zaledwie 0,5 cm) lub na wychodniach litych skał (10–52 cm). Silne scementowanie żwirów neogeńskich na stanowisku 4 potencjalnie sprzyjało stabilności brzegu, ale osłabiało ją jednak duże zwietrzenie żwirów oraz gęste i głębokie spękanie tektoniczne zarówno całego kompleksu, jak i pojedynczych otoczaków (Kukulak, 1999). Wysoka żwirowa skarpa nad Potokiem Bystrym (stanowisko 4) nie należy do stabilnych. Nad Raczym Potokiem (stanowisko 6) silniej scementowane żwiry w dolnej części brzegu zdecydowanie bardziej opierają się erozji potoku podczas wezbrań niż mniej spoiste żwiry i gliny w części stropowej. Współudział w cofaniu się brzegów żwirowych miały procesy mrozowe i grawitacyjne zimą oraz spłukiwanie, osuwanie i odpadanie w półroczu ciepłym (tab. 1). Materiał z niszczonych brzegów został częściowo lub okresowo zdeponowany w stożkach osypiskowych na powierzchni brzegów i u ich podstawy. Ważnym impulsem dla aktywności procesów brzegowych w warstwie żwirów były punktowe wypływy wody gruntowej.

W cyklu rocznym stabilność brzegów była naruszana wielokrotnie. W półroczu zimowym 2011/2012 naruszały ją głównie procesy mrozowe, aktywne szczególnie w każdym cyklu zamarzania/odmarzania gruntu (multigelacji). Czynna była wówczas cała powierzchnia brzegu, niezależnie od jej wielkości i litologii podłoża. Najbardziej aktywnie procesy mrozowe zachodziły w miejscach pozbawionych śniegu i eksponowanych termicznie (możliwe oscylacje temperatury powierzchni brzegu wokół 0°C w ciągu doby). Trzy cykle multigelacji zimą oraz wiosenne roztopy sprawiły, że ubytki brzegów były bardzo duże. Procesy mrozowe przygotowały także podłoże dla procesów stokowych czynnych w cieplejszej połowie roku. Gliny spękane zimą w wyniku rozwoju lodu gruntowego, a latem kontrakcji z wysychania, zmieniły swoją strukturę i stały się jeszcze bardziej podatne na osypywanie i erozję. Otwarcie spękań i poszerzenie szczelin w litych skałach ułatwiło działalność procesom grawitacyjnym w obrębie czynnych brzegów w ciągu wiosny i lata.

Od jesieni 2011 r. do lata 2012 r. aktywność procesów brzegowych była dużo mniejsza jesienią i latem niż zimą i wiosną. Podobnie różniły się rozmiary ubytków materiału brzegowego w tych okresach. Większa stabilność badanych miejsc przypadła zatem na półrocze letnie. Nie można jednak tego zjawiska uznać za powtarzalne corocznie, ponieważ wskazane lata były wyjątkowe pod względem braku dużych wezbrań rzek podhalańskich. Wielkie wezbrania w latach poprzednich (np. 2009 r.) wyraźnie odmłodziły rzeźbę badanych miejsc, jakkolwiek mniej w zakresie erozyjnego cofnięcia brzegów, a bardziej poprzez uprzątnięcie nagromadzonego uprzednio materiału z ich podnóży.

WNIOSKI

W niszczeniu brzegów potoków i rzek podhalańskich istotny udział miały zjawiska wietrzenia mrozowego i procesy stokowe kontrolowane klimatycznie (tab. 1). Procesy te w roku hydrologicznym 2011/2012 oddziaływały na powierzchnie brzegów intensywniej i niezależnie od nikłej działalności wód rzecznych. W badanych brzegach tempo procesów niszczących było uwarunkowane głównie litologią i cementacją podłoża. Mniej odporne na te procesy były podcięcia w glinach niż w żwirach lub na ścianach skalnych. Kontrasty odporności ujawniają się nierównościami powierzchni brzegów. W poszczególnych typach skał różnice zaznaczyły się także w sposobie działania procesów mrozowych i kubaturze materiału wyerodowanego. Nawet w samych żwirach ubytki były różne, silniejsza cementacja żwirów starszych (neogeńskich i plejstoceńskich) zdecydowanie spowalniała tempo niszczenia w porównaniu ze żwirami mniej spoistymi (holoceńskimi). Na procesy brzegowe nie miały wpływu ani petrograficzny skład żwirów, ani ich wielkość.

W cyklu rocznym zaznaczyła się przewaga działalności procesów niszczących w zimnej połowie roku. Skutki działalności wietrzenia mrozowego i ruchów masowych (odpadanie, obrywanie, osuwanie, spłukiwanie) przewyższyły w tym roku hydrologicznym efekty erozji brzegów przez wody rzeczne. Stabilność badanych brzegów była więc sezonowo nierówna.

Opracowanie wykonano w ramach działalności statutowej tematu realizowanego w latach 2011–2012 w Zakładzie Geografii Fizycznej Instytutu Geografii Uniwersytetu Pedagogicznego im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie.

LITERATURA

BABIŃSKI Z. 1992 – Współczesne procesy korytowe dolnej Wisły. Pr. Geogr., 157: 1–171.

BANACH M. 1973 – Budowa geologiczna a powierzchniowe ruchy masowe na prawym zboczu doliny Wisły między Płockiem a Włocławkiem. Prz. Geogr., 45: 353–371.

BANACH M. 1998 – Dynamika brzegów dolnej Wisły. Dokum. Geogr., 9: 1–74.

BANACH M. 2007 – O zachwianiu procesu ewolucji brzegów zbiornika Włocławek. Słup. Pr. Geogr., 3: 95–105.

BIEROŃSKI J. & TOMASZEWSKI J. 1979 – Procesy korytowe w dolinie Białego Strumienia (Grzbiet Lasocki – Sudety Zachodnie). Probl. Zagosp. Ziem Górskich, 20: 163–184.

BIRKENMAJER K. 1958 – Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym, cz. 1, Szkic geologiczny pasa skałkowego. Wyd. Geol., Warszawa: 1–134.

CZAŁOW R.S. 1994 – Razmywy riecznych bieriegow, ich swiaz' s rusłowymi processami. Gieoekołogija, 4: 100–110.

DAUKSZA L. & KOTARBA A. 1973 – An analysis of the influence of fluvial erosion in the development of a landslide slope (using the application of the Queueing theory). Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica, 7: 91–104.

FROEHLICH W. 2006 – Efektywność geomorfologiczna i wartości progowe procesów hydromorfologicznych w beskidzkim systemie fluwialnym. [W:] Kostrzewski A. & Szpikowski J. (red.) Funkcjonowanie geoekosystemów zlewni rzecznych 4. Procesy ekstremalne w środowisku geograficznym. UAM, Poznań–Storkowo: 29–33.
GIERSZEWSKI P. 1988 – Zmiany brzegów wywołane termicznymi ruchami lodu na przykładzie zbiornika włocławskiego. Prz. Geogr., 60: 657–674.
KALINOWSKI A., GLIŃSKA-LEWCZUK K., BURANDT P. & BANASZEK Ż. 2012 – Wpływ zjawisk lodowych na erozję brzegów koryta rzecznego na przykładzie rzeki Łyny. Inż. Ekol., 31: 57–71.
KASZOWSKI L. & KOTARBA A. 1967 – Charakterystyka morfodynamiczna koryta Sanu koło Myczkowiec. Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica, 1: 53–73.
KLIMASZEWSKI M. 1981 – Geomorfologia. PWN, Warszawa, s. 1098.
KLIMEK K. 1974 – The structure and mode of sedimentation of the flood-plain deposits in the Wisłoka valley (south Poland). Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica, 8: 137–151.
KLIMEK K. 1989 – Flood plains activity during floods in small mountain valleys, the Bieszczady Mts, the Carpathians, Poland. Quaest. Geogr., Spec. Issue, 2: 93–100.
KLIMEK K. 1991 – Typy koryt rzecznych i ich funkcjonowanie. [W:] Dynowska I. & Maciejewski M. (red.) Dorzecze górnej Wisły, cz. 1. PWN, Warszawa–Kraków: 231–259.
KRZAKLEWSKI P. 2008 – Rola zdarzeń ekstremalnych w kształtowaniu meandrowych koryt górskich na przykładzie Czarnej Orawy w okresie 2007–2008. Landf. Anal., 8: 45–48.
KRZEMIEŃ K. 1981 – Zmienność subsystemu korytowego Czarnego Dunajca. Z. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 53: 123–137.
KRZEMIEŃ K. 1984 – Współczesne zmiany modelowania koryt potoków w Gorcach. Z. Nauk. UJ, Pr. Geogr., 59: 83–96.
KUKULAK J. 1999 – Orientacja spękań i uskoków w południowo-wschodniej części zapadliska orawskiego. Prz. Geol., 47: 1021–1026.
MALIK I. 2004 – Rola lasu nadrzecznego w kształtowaniu koryta rzeki meandrującej na przykładzie Małej Panwi (Równina Opolska). Pr. Nauk. Uniw. Śl., 2245: 1–94.
MALIK I. & OWCZAREK P. 2005 – Wykorzystanie odsłoniętych korzeni drzew do określania przebiegu erozji zboczy dolin i depozycji zwietrzelin w korytach rzek górskich (Sudety Wschodnie). [W:] Kocel K. (red.) Human impact on mid mountain ecosystems, 1. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec: 45–54.
NIEMIROWSKI M. 1970 – Erozja rzeczna w potokach Jaszcze i Jamne. Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 4: 63–82.
OWCZAREK P. 2007 – Transformacja koryt rzecznych w warunkach dostawy grubofrakcyjnego materiału stokowego (na przykładzie średniogórskich dopływów Odry i Wisły). Pr. Nauk. Uniw. Śl., 2510: 1–133.
OWCZAREK P. 2008 – Hillslope deposits in gravel-bed rivers and their effects on the evolution of alluvial channel forms: a case study from the Sudetes and Carpathian Mountains. Geomorphology, 98: 111–125.
PLEWA K. 1969 – Analiza pokryw żwirowych w Domańskim Wierchu. Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 3: 101–114.
RACHOCKI A. 1974 – Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni. Dokum. Geogr., 4: 1–117.
RACHOCKI A. 1978 – Wpływ roślinności na ukształtowanie koryt i brzegów rzek. Prz. Geogr., 50: 469–481.
SMITH D.G. 1979 – Effects of channel enlargement by river ice processes on bankfull discharge in Alberta, Canada. Water Resour. Res., 15: 469–475.
STARKEL L. 2006 – Geomorphic hazards in the Polish Flysch Carpathians. Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica, 40: 7–19.
TEISSEYRE A.K. 1979 – Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich. Geol. Sudet., 14 (1): 125–157.
TEISSEYRE A.K. 1984 – Procesy fluwialne i rozwój koryta górnego Bobru na odcinku badawczym w Błażkowej (1967–1982). Geol. Sudet., 19 (1): 7–71.
WATYCHA L. 1977 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Czarny Dunajec (1048). Wyd. Geol., Warszawa.
WOLMAN M.G. 1959 – Factors influencing erosion of a cohesive river bank. Am. J. Sci., 257: 204–216.
WYŻGA B., KACZKA R.J. & ZAWIEJSKA J. 2002–2003 – Gruby rumosz drzewny w ciekach górskich – formy występowania, warunki depozycji i znaczenie środowiskowe. Fol. Geogr., Ser. Geogr.-Phys., 33–34: 117–138.
WYŻGA B. & ZAWIEJSKA J. 2005 – Wood storage in a wide mountain river: case study of the Czarny Dunajec, Polish Carpathians. Earth Surf. Proc. Land., 30: 1475–1494.
ZIĘTARA T. 1968 – Fazy erozji, transportu i akumulacji wód powodziowych w Beskidach Zachodnich. Stud. Geomorphol. Carpatho-Balcanica, 2: 77–83.

Praca wpłynęła do redakcji 15.01.2013 r.
Akceptowano do druku 24.07.2013 r.