

Andrzej Karol TEISSEYRE*

PRZEBIEG ZJAWISK FLUWIALNYCH W ZIMIE NA PRZYKŁADZIE MAŁYCH RZEK SUDECKICH

SPIS TREŚCI

Streszczenie	125
Wstęp	126
Warunki klimatyczne, przepływ	126
Przebieg procesów zlodzenia na rzekach górskich	127
Lód prądowy i denny w rzekach górskich	130
Zatory lodowe na rzekach górskich	133
Przebieg procesów fluwialnych w okresie zlodzenia	134
Tajanie pokrywy lodowej i śnieżnej na rzekach górskich	138
Przebieg procesów fluwialnych w okresie tajania.	139
Podsumowanie i wnioski	149
Literatura	151
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers — Summary	153

Streszczenie

W pracy omówiono procesy zlodzenia i tajania lodu i śniegu rzeczno-ego oraz ich wpływ na przebieg zjawisk fluwialnych i stokowych, jakie kształtują strefy aktywnych koryt rzecznych małych rzek górskich. Stwierdzono, że dla wczesnych faz zlodzenia w warunkach słabego jeszcze wychłodzenia wody i spokojnego przepływu charakterystyczny jest przezroczysty lód brzegowy. Lód prądowy i denny wymagają znacznego przechłodzenia wody i efektywnego odprowadzania ciepła krzepnięcia, toteż tworzą się szczególnie obficie w czasie silnych, zimnych wiatrów, nawet jeżeli spadek temperatury powietrza jest nieznaczny (na przykład $-0,5 \div -2^{\circ}\text{C}$). We wczesnych stadiach zlodzenia obie te odmiany lodu mają tę samą strukturę lodu gąbczastego (frazil, spongy ice). Lód denny jest tym silniej przymarznięty do podłoża, im większa jest liczba podobieństwa Froude'a. Stąd zatory lodowe tworzą się w rzekach górskich z lodu dennego i prądowego, i narastają w czasie zamarzania rzeki na bystrzykach lub w zakolach meandrów. Mogą one spowodować znaczne spiętrzenie wody i lokalne stany wyższe niż pełnokorytowe, także w czasie tajania. Tajanie lodu i śniegu rzeczno-ego zachodzi na rzekach górskich zwykle tak prędko, że pasma nurtu uwalniają się od lodu zanim jeszcze nastąpi poważniejszy wzrost przepływu roztopowego. Stąd rzadkość lub

nieobecność w rzekach górskich zatorów odwilżowych. Najważniejsze zmiany w morfologii aktywnych koryt rzecznych zachodzą w czasie roztopów i odwilży. W pracy omówiono głównie erozję uwarunkowaną lub przyspieszoną przez rozwój, a następnie zanik zjawisk lodowych. Obejmują one: 1) drażnienie korytarzy w aluwialnych brzegach rzek (bank piping); 2) rolę ruchów masowych śniegu i lodu jako czynnika erozyjnego; 3) niszczenie brzegów koryta przez wody roztopowe oraz 4) wpływ zjawisk lodowych na układ koryta rzeczno-ego, a w szczególności na proces meandrowania. Drażnienie korytarzy przez wody płynące w gruncie oraz rzeźbienie jam deflacyjnych przez procesy erozji niveo-eolicznej ułatwiają rozwój innych czynników erozyjnych. Osuwanie się lodu i śniegu rzeczno-ego może spowodować zderzenie darni i odsłonięcie dla erozji rzeczno-ego miękkich osadów aluwialnych. Na skarpach łuków wklęsłych proces ten ułatwia rozwój meandrowania, na brzegach wewnętrznych działa zaś w kierunku przeciwnym. Wody roztopowe niszczą brzegi szczególnie aktywnie i w sposób bardzo zbliżony do termoerozji znanej z krajów o klimacie zimnym. Znaczne natężenie erozji związanej z odwilżami i roztopami wynika przede wszystkim z destrukcyjnego działania lodu gruntowego na strukturę i wytrzymałość wszystkich gruntów aluwialnych, a zwłaszcza

* Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego, ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wrocław.

kohezyjnych. W gruntach takich termooerozja działa głównie w strefie brzegu między średnią niską wodą a najwyższym stanem roztopowym. Ubytki erozyjne brzegów rzek spowodowane przez wody roztopowe oraz odwilżowe mogą stanowić 60–90 % migracji całorocznej, zwłaszcza w „suchym” roku hydrolo-

gicznym. W końcu wpływ zjawisk lodowych na proces meandrowania może być różnorodny, lecz najważniejsze i stosunkowo trwałe zmiany mają charakter retrogresywny i prowadzą do degeneracji meandrów przez częściowe ich odcinanie (chute cut-off).

WSTĘP

W pracy niniejszej omówiono przede wszystkim przebieg zjawisk fluwialnych w okresie zimy oraz wpływ, jaki na te zjawiska wywiera zlodzenie rzek i zamrożenie gruntu. Szczególną uwagę zwrócono na przebieg procesów fluwialnych w okresie tajania lodu i śniegu rzecznoego. Jest oczywiste, choć wciąż jeszcze mało zbadane, że procesy fluwialne przebiegają w czasie zimy w zupełnie specyficznych warunkach, z różnym natężeniem, a niekiedy także z innymi skutkami niż w pozostałej części roku hydrologicznego. Celem pracy nie była więc wyczerpująca charakterystyka form zlodzenia i ich rozwoju, a raczej opis i rejestracja obserwowanych zjawisk w takim zakresie, jaki był niezbędny do wyjaśnienia genezy badanych procesów geomorfologicznych. Wyjątkowo w pracy omówiono szerzej te zjawiska zlodzenia, które przebiegają w rzekach górskich odmiennie niż w dużych rzekach nizinnych. Szczególną uwagę zwrócono natomiast na geomorfologiczne i sedimentologiczne skutki różnych zjawisk zimowych, starając się uchwycić ich przebieg, ustalić natężenie i określić skutki oraz wpływ na rozwój procesów fluwialnych. W pracy poruszono

przede wszystkim zjawiska erozji i niektóre formy specyficznego transportu zimowego z pominięciem tych procesów akumulacji, które przebiegają podobnie, jak w pozostałej części roku i których opisy można znaleźć w innych opracowaniach. Badania terenowe prowadzono na małych rzekach i potokach górskich Sudetów, przede wszystkim w dorzeczeniach górnego Bobru i Strzegomki.

Ogólną charakterystykę tych rzek można znaleźć w opracowaniu autora (Teisseyre 1977b) i w innych publikacjach. Wybór terenu badań podyktowany był w dużej mierze faktem, że wspomniane rzeki stanowią — przynajmniej na pewnych odcinkach — dwie ostatnie względnie czyste rzeki w Sudetach (*Atlasy zanieczyszczenia rzek w Polsce* z lat 1967 i 1970; Szpindor 1974). Prowadzone przez autora badania wymagały natomiast przejrzystej wody w celu kontrolowania na miejscu przebiegu obserwowanych procesów, których istota w stosunkowo niewielkim stopniu zależy od rozmiarów koryta i wielkości przepływu. Badania prowadzono systematycznie w ciągu trzech ostatnich zim (1975–1978).

WARUNKI KLIMATYCZNE, PRZEPIYW

Nie jest celem niniejszej pracy opisywanie warunków klimatycznych Sudetów, które można znaleźć w obfitej literaturze przedmiotu i odpowiednich wydawnictwach IMGW. Tu ograniczono się jedynie do stwierdzenia, że mniej lub bardziej zwarta pokrywa śnieżna o grubości do kilku decymetrów utrzymuje się w dolinach badanych rzek zwykle od końca grudnia do marca. W tym samym okresie na badanych rzekach i potokach występują zjawiska zlodzenia oraz gromadzenie się w korytach rzek śniegu. W okresach odwilży, które powracają każdej zimy wielokrotnie, pokrywa lodowa i śnieżna zanika na kilka lub nawet kilkanaście dni. Szczególnie zmienna pogoda była charakterystyczna dla zimy 1976/1977. W czasie zimowego rekonesansu terenowego (23 I—8 II) zanotował autor trzy odwilże związane z wiatrami halnymi, połączone z topnieniem, a nawet całkowitym zanikiem zlodzenia na niektórych odcinkach rzek. W tym samym czasie można było trzykrotnie obser-

wować ponowne zlodzenie rzek i potoków. Temperatury powietrza wahały się od -26°C do $+11^{\circ}\text{C}$.

Wahania temperatury i zmienna pogoda zaznaczyły się też znacznymi wahaniami przepływu badanych rzek. Na dolnej Strzegomce w okolicy Dobromierza, gdzie średni roczny przepływ z wielolecia wynosi $0,551\text{ m}^3/\text{s}$, autor notował następujące przepływy. W listopadzie 1976, w związku z rozlewnymi deszczami jesiennymi, zaznaczył się wzrost przepływu około $0,4\text{ m}^3/\text{s}$ (niżówka jesienna pod koniec października) do $0,8\text{--}1,4\text{ m}^3/\text{s}$ z przepływami maksymalnymi około $2\text{ m}^3/\text{s}$. Podobne przepływy miały miejsce w grudniu z tendencją malejącą, zwłaszcza w ostatniej dekadzie, po wystąpieniu pierwszego zlodzenia. Podczas zlodzenia przepływy były często niższe od średniego. Wezbrania związane z odwilżami styczniowymi mieściły się na ogół w zakresie $1\text{--}15\text{ m}^3/\text{s}$, podczas gdy znaczniejsze wezbrania lutowe osiągały $2,1\text{--}4,5\text{ m}^3/\text{s}$. Wszystkie te przepływy mieściły się w granicach

wciętego koryta, niezależnie od głębokości jego wcięcia. Podobnie kształtowały się przepływy w głównych dopływach górnej Strzegomki: potoku Cisówka (orientacyjny średni roczny przepływ wg pomiarów autora ok. 0,2 m³/s) oraz potoku Chwaliszówka (orientacyjny średni roczny przepływ ok. 0,1 m³/s).

Dla dorzecza górnego Bobru autor dysponuje mniejszą ilością danych pomiarowych. Ustalono, że w warunkach zlodzenia przepływ wynosił niejednokrotnie tylko 60—70 % średniego rocznego przepływu, który w Bukówce wynosi 0,720 m³/s. Wezbrania odwilżowe w odcinku badawczym w Bukówce mieściły się w granicach 2—8 m³/s, przy czym przepływ był

częściowo kontrolowany przez zapórę w Bukówce. Przepływy były prawie wszędzie niepełnokorytowe, z wyjątkiem odcinka powyżej zapory w Bukówce i okolic Lubawki, gdzie spiętrzenie wody na jazie „Watra” i zwężenie zaniedbanego koryta przez wikliny powoduje istotne zagrożenie powodziowe. Na odcinku między Lubawką a Bukówką dochodziło też w czasie odwilży do lokalnych przepływów ponadpełnokorytowych związanych głównie z zatorami lodowymi. Przepływy pomierzone w zimie roku hydrologicznego 1977/1978 nie odbiegały istotnie od wartości wyżej podanych.

PRZEBIEG PROCESÓW ZLODZENIA NA RZEKACH GÓRSKICH (pl. I—III)

Z chwilą obniżenia się temperatury powierzchniowej warstwy wody do punktu krzepnięcia rozpoczyna się zamarzanie rzek i potoków. Jak wszystkie rzeki, strumienie górskie zamarzają od brzegów ku środkowi, a w niektórych miejscach lód zaczyna tworzyć się także wewnątrz koryta, wokół wystających z wody przedmiotów. Ogólnie biorąc w pierwszej fazie zlodzenia można więc wyróżnić lód brzegowy (bank ice) i lód śródkorytowy (mid-channel ice). Proces tworzenia się wczesnego lodu rzecznoego można dobrze prześledzić w czasie pierwszych, niewielkich spadków temperatury w listopadzie i grudniu. Przy brzegach oraz wokół głazów, pni i innych przedmiotów wystających ponad powierzchnię wody, a także na gałęziach zwieszających się do rzeki tworzy się wówczas charakterystyczna sieć igiełkowatych kryształów lodu, czyli lód sieciowy (reticular ice, pl. I, 1). W trójkątnych, sześciobocznych lub wielobocznych oczkach lodu sieciowego widać ciągle jeszcze nie zamarzniętą wodę. Lód sieciowy stanowi więc wczesne stadium przezroczystego lodu brzegowego (ice rind). W pierwszym okresie zamarzania lód sieciowy zachowuje pewną zdolność do odkształceń pod wpływem falowania wody bez utraty zwartości szkieletu igieł lodowych. Dzięki tej właściwości sieć kryształków może obniżyć się w miarę jak stan zamarzającej rzeki opada. Z czasem powierzchnie oczek maleją na skutek postępującej krystalizacji i tworzy się lód rusztowy (grille ice, pl. I, 2). Lód rusztowy jest znacznie mniej elastyczny i odpowiada stadium zamarzania późniejszemu niż lód sieciowy. Z czasem nie zamarznięte oczka lodu rusztowego wypełniają się lodem i powstaje pierwsza, cienka tafła lodu przezroczystego (clear ice rind). Ciemny wygląd tego lodu spowodowany jest jego dużą przezroczystością, na skutek czego odbija on mało promieni światła. Przez lód ten prześwieca natomiast woda i dno rzeki. Z reguły nie pokrywa on całego

zwierciadła wody pozostawiając nurt nie zamarznięty. Widać wówczas doskonale, jak w odcinkach koryt prostych nurt meandruje, a w odcinkach krętych uwidaczniają się zakłócenia przepływu związane z nieregularnościami ukształtowania koryta. Lity lód przezroczysty staje się oczywiście kruchy. Ponieważ zaś przepływ w okresie zlodzenia z reguły maleje i stan wód ulega obniżeniu (zmniejsza się bowiem zasilanie rzeki, a opad gromadzi się na lądzie w postaci śniegu), przeto obserwuje się często resztki przezroczystego lodu brzegowego zawieszane na pewnej wysokości na drzewach i nadrzecznych zaroślach, a nawet przyzmarznięte do stromych, podcinanych skarp. Lód ten tworzy wówczas zawieszane półki lodowe (ice ledges, pl. I, 3), niekiedy występujące na różnych wysokościach ponad aktualną pokrywą lodową. Ostatnio półki takie opisał z rzeki Raduni Rachocki (1974) pod nazwą kołnierzy lodowych.

Przy brzegu koryt można też obserwować nisko zawieszane tafle lodu brzegowego, których wzrost na grubość został zatrzymany przez nagłe, parocentymetrowe obniżenie stanu wód. Lód taki jest białawy, co zdradza obecność pod nim powietrza. Przez cienką warstwę przezroczystego lodu widać niekiedy strukturę jego dolnej powierzchni z przyzmarzniętymi kroplami, listewkowymi półeczkami i innymi tworami lodowymi. W większości utwory te reprezentują typowe struktury szronu i nie będą tu omawiane. Piękne opisy szronu można znaleźć w klasycznej monografii Dobrowolskiego (1923).

Jeżeli ujemne temperatury utrzymują się przez dłuższy czas tafle lodu brzegowego narastają w kierunku nurtu aż do połączenia się z lodem z przeciwległego brzegu, niekiedy za pośrednictwem placków lodu śródkorytowego. Tworzy się w ten sposób pierwsza lita (przynajmniej lokalnie) pokrywa lodowa zbudowana z lodu przezroczystego. W przeciwieństwie do bo-

cznych jej partii, które są zwykle dość równe, środkowa część lodu przezroczystego ujawnia zwykle nierówności, ślady falowania, a nawet prądowania wody (pl. I, 4). Zabliźnianie lodem pasm nurtu odbywa się bowiem przez nieustanne narastanie trójkątnych wypustek lodowych o kształcie asymetrycznych zębów skierowanych pod prąd, gdy prędkość przepływu jest mała, a przy dużych prędkościach — z prądem (pl. II, 1). Obserwacje tych form w warunkach powolnego zlodzenia i przy małych liczbach podobieństwa Froude'a wskazują, że wspomniane wypustki lodowe rozwijają się także wokół sieci igieł lodowych, czyli lodu sieciowego leżącego w płaszczyźnie wody. To właśnie obecność stadium lodu sieciowego, który jest elastyczny, umożliwia zachowanie na powierzchni lodu przezroczystego śladów falowania i prądowania wody. Przy większych prędkościach przepływu i wyższych liczbach Froude'a wypustki lodowe rosną także na grubość, przybierając kształt soplówaty przypominający odlewy jamek wirowych. Z drugiej strony musimy jednak pamiętać, że zamarzanie silnie prądującej wody wymaga znacznego spadku temperatury powietrza lub silnego wiatru zapewniającego odpowiednie przechłodzenie wody (Dobrowolski 1923). W tych warunkach oczka lodu sieciowego prędko wypełniają się lodem przezroczystym lub gąbczastym, na skutek czego wczesne stadium igieł lodowych może być trudno dostrzegalne.

Posuwaniu się pokrywy lodowej ku osi hydrodynamicznej rzeki towarzyszy — jak już wspomniano — obniżanie stanu wód. Obniżanie się zwierciadła wody może być skompensowane przez uginanie tafli lodowej tylko w pewnych granicach. Zazwyczaj prędzej czy później dochodzi do oderwania się wody od pokrywy lodowej, która zmienia się w tafle zawieszoną. Stojąc nad brzegiem rzeki zjawisko to można łatwo obserwować dzięki stopniowemu powiększaniu się pęcherzy powietrza pod lodem. Przy stopniowym opadaniu zwierciadła wody przymarza ona do pokrywy lodowej, od dołu tworząc kolejne warstwy lodu, najczęściej mlecznego, przeświecającego (milky translucent ice). Zmiana wyglądu i właściwości tego lodu wywołana jest obecnością dużej ilości banieczek powietrza. Powietrze uwalniane w procesie krystalizacji nie może ulotnić się, gdyż na przeszkodzie stoi zewnętrzna tafla lodu przezroczystego. W profilu warstwowanego lodu mlecznego ilość banieczek powietrza wzrasta zwykle ku górze (co jest zrozumiałe). W ten sposób lód rzeczny przyrasta na grubość głównie od dołu, dając tafle warstwowanego lodu mlecznego przykrytego od góry przez lód przezroczysty. Na wynurzonych taflach lodu można niekiedy stwierdzić wyklinowywanie się kolejnych warstw ku środkowi rzeki. Uwarstwienie lodu rejestruje więc kolejne etapy zamarzania

i wahania stanu wody. Wzdłuż linii nurtu grubość pokrywy lodowej jest z reguły mniejsza niż przy brzegach. W przekroju poprzecznym pokrywa lodowa jest często wyraźnie wklęsła. Wewnętrzna budowa lodu rzecznoego z tendencją do cienienia i zanikania niektórych warstw ku środkowi koryta przejawia się też na powierzchni lodu występowaniem pasów równoległych do brzegu, a różniących się barwą.

Struktura lodu brzegowego tworzącego się w warunkach nagłego, znacznego przechłodzenia wody (nagły i znaczny spadek temperatury lub huraganowy wiatr połączony z niewielkim spadkiem temperatury) jest nieco inna. Równocześnie z powstaniem na powierzchni lodu sieciowego, który prędko roztę się w lód rusztowy, woda krzepnie poniżej, w warstwie o grubości nawet do dwudziestu kilku centymetrów. Zamarzanie to polega na szybkim narastaniu rozmaicie zorientowanych, blaszkowatych kryształów lodu stanowiących bardzo delikatną, kruchą, trójwymiarową strukturę zbliżoną do lodu prądowego. Lód taki zawiera bardzo dużo wody i wraz z zewnętrzną powłoką lodu rusztowego zachowuje się elastycznie poddając się falowaniu wody. Przypadkowe zawirowania odrywają nieraz całe połacie takiego lodu, które spławiane z prądem zmieniają się w skupienia wędrującego sryżu. Opisywany lód różni się jednak od typowego lodu prądowego miejscem powstania, którym jest brzeg rzeki, a nie woda płynąca; różni się on także pokrojem kryształów lodu, który jest blaszkowy, a nie igiełkowy. Od wędrującego, oderwanego lodu dennego sryż taki różni się natomiast mniejszą zawartością zanieczyszczeń mineralnych i organicznych, a także blaszkowym pokrojem kryształów lodu.

W grudniu 1976 obserwowano na Strzegomce proces szybkiego zamarzania rzeki wzbierającej na skutek deszczu bezpośrednio poprzedzającego zamarzanie. Pokrywa lodowa wytworzona w ciągu kilku do kilkunastu godzin była w przekroju poprzecznym wyraźnie wypukła ku górze. Opadanie wody po utworzeniu lodu spowodowało pocięcie tafli lodowej systemem szczelin, najczęściej w przybliżeniu równoległych do brzegu. Wzdłuż tych szczelin poszczególne kry lodowe przechyliły się tak, że w końcu ukształtowały się wtórny profil wklęsły. Na niektórych odcinkach koryta utworzyły się jednak nieregularne załomy brzegowe z płatami kry ustawionymi pod różnymi kątami i oddzielonymi szczelinami. Struktury te przypominają niekiedy załomy lodu brzegowego spowodowane pływami (tide crack).

Lód rzeczny przyrasta też na grubość od góry, chociaż wydaje się, że proces ten na ogół nie powoduje znacznego pogrubienia pokrywy lodowej. Rzeka nie zamarza bowiem zwykle na całej długości (przynaj-

mniej w pierwszej fazie zlodzenia), a falowanie i działalność wiatru powodują wychłapywanie wody na powierzchnię już utworzonego lodu. Spływając po lodzie woda ta zamarza, niejednokrotnie z utworzeniem terasowych nierówności, zwłaszcza gdy towarzyszy temu wiatr. Przy huraganowym wietrze mogą wówczas tworzyć się bardzo urozmaicone formy lodu falistego (pl. II, 2) lub nieregularne narośla znane pod ludową nazwą kalafiorów. Jeżeli w dodatku wystąpi opad śniegu przymarza on do wilgotnej powierzchni nowo utworzonego lodu, dając charakterystyczne, bardzo nierówne, gruzłowate powierzchnie pokryte różnej wielkości brodawkami adhezyjnymi (adhesion warts, pl. II, 3, 4). Przymarzanie śniegu do zwilżanej przez wodę powierzchni nowego lodu może spowodować dość pokaźny wzrost grubości lodu rzecznoego. W pierwszym etapie tworzy się wtedy brylowata masa rozmokłego śniegu (slush) dająca w wyniku zamarzania nierówny, mleczy, matowy lód górny.

Zamarzanie odcinków krętych, a zwłaszcza meandrów, odbywa się nieco inaczej niż odcinków prostych. O ile w odcinkach prostych lód brzegowy może narastać w przybliżeniu ze stałą prędkością przy obu brzegach, to w meandrach narasta on początkowo prędzej przy brzegu wewnętrznym, czyli przy łasze meandrowej. Obserwacje zamarzających meandrów wykazały, że szczególnie szybko tworzy się lód brzegowy w dużych strefach oderwania prądu poniżej osi meandrów (pl. III, 1). Brzeg zewnętrzny jest początkowo wolny od pokrywy lodowej lub występują tu tylko wąskie półki lodu brzegowego. W późniejszym etapie zamarzania, gdy na rzece pojawia się coraz więcej śryżu, obserwuje się w meandrach odmienne zjawisko. Oto powierzchniowe wiązki przepływu helikoidalnego, skierowane na łuku w stronę brzegu zewnętrznego, znoszą płyty śryżu w pobliże brzegu zewnętrznego, gdzie rozpoczyna się proces przyspieszonego ich zmarzania w litą powłokę lodu (nilas). Jeżeli rzeka niesie głównie śryż talerzowy tworzy się wówczas często poligonalny lód brzegowy. Gdy transportowany jest przeważnie śryż szary (grease ice) lub gąbczasty lód wędrujący (shuga) powstaje „nilas” dający w dalszych etapach zlodzenia lód brzegowy masywny lub smugowany o charakterystycznej matowej powierzchni. W końcu grube pokrywy lodowe mogą tworzyć się też na łachach meandrowych, o ile stan wody w momencie zamarzania był odpowiednio wysoki.

Opisując formy zlodzenia rzeki Raduni Rachocki (1974, str. 35) omawia ciekawy przypadek powstania w zakolu przechylonej tafli lodu nachylonej ku brzegowi wewnętrznemu pod kątem 4°. Pochylenie to odzwierciedla, zdaniem cytowanego autora, przechyłkę zwierciadła wody spowodowaną działaniem siły od-

środkowej. Podobne zjawiska można też obserwować na rzekach sudeckich. Jednakże w warunkach przyspieszonego zamarzania znacznie przechłodzonej wody autor miał wielokrotnie sposobność obserwowania zjawiska odwrotnego. Oto wczesna powłoka lodowa zbudowana w dużej mierze z elastycznego lodu prądowego wykazywała w meandrach pochylenie pod kątem kilku stopni w kierunku brzegu zewnętrznego, a więc przeciwnym niż to wynikałoby z działania siły odśrodkowej. Główną przyczyną tego zjawiska jest systematyczne podnoszenie się zwierciadła wody w pierwszym etapie zamarzania, zanim rzeka ostatecznie stanie pod lodem. Rzeczywisty wzrost stanu jest przy tym spowodowany nie zwiększeniem się przepływu, lecz dławiącym działaniem masowo tworzącego się lodu dennego. Lód denny narasta prędko tak długo, jak długo powierzchnia rzeki nie jest zupełnie pokryta lodem i śryżem, umożliwiając wiatrom niosącym zimne powietrze ustawiczne przechładzanie wody (Dobrowolski 1923). Obserwuje się wtedy w meandrach przyrastanie kolejnych pasm lodu prądowego na coraz to wyższych poziomach w miarę oddalania się od brzegu zewnętrznego. Czasem powstają wówczas systemy małych terasek lodowych (pl. III, 2, 3). W ten sposób poziom kolejnych łuków przyrostowych jest coraz wyższy w miarę posuwania się od brzegu zewnętrznego ku łasze meandrowej. Inną przyczyną wspomagającą wyżej opisany proces jest zmieniona struktura turbulencji, co łączy się znów z narastaniem w przegłębieniu meandrowym lodu dennego. Tworzące się wówczas wiry powodują zakłócanie normalnego przepływu helikoidalnego i osłabiają działanie siły odśrodkowej.

W końcu nierzadkim przejawem zlodzenia jest zwykle oblodzenie spowodowane przez zamarzanie drobnych kropelek wody. Oblodzenie może spowodować opad przechłodzonego deszczu (por. Dobrowolski 1923) lub zwykłe zamarzanie na wychłodzonym gruncie kropelek wody rozbryzgującej się na zatorach roślinnych lub lodowych, na pniach i palach, gałęziach, głazach i innych przeszkodach sterczących z wody. Kropleki wody mogą też powstać na skutek porywania i rozpylania przez wiatr wody rzecznej. Zamarzanie rozpylonej wody powoduje powstanie lodu przezroczystego w formie naskorupień, sopli, narośli, tworów krzaczkowatych na gałęziach i łodygach bądź też nieregularnych narośli na stromych ścianach skarp (pl. III, 4). Gdy narośla te powstają pod wpływem wiatru są charakterystycznie asymetryczne, wskazując tym samym wyraźnie jego kierunek. Powstanie oblodzenia na zatorach roślinnych może stać się pierwszym etapem do tworzenia się w takich miejscach zatorów lodowych, jeżeli w przechłodzonej rzece pojawi się tylko śryż.

LÓD PRĄDOWY I DENNY W RZEKACH GÓRSKICH (pl. IV i V)

Opisane wyżej zjawiska lodowe są charakterystyczne dla pierwszych stadiów zlodzenia, zwłaszcza przy nieznacznym jeszcze spadku temperatury i słabym wychłodzeniu gruntu i wody na początku zimy bądź też krótko po odwilży. Charakterystyczną cechą tego etapu jest nikły udział lub nieobecność lodu prądowego (current ice, floating ice) oraz lodu dennego (anchor ice, ground-gru, lapped-ice, dwie ostatnie nazwy ludowe). Oba te rodzaje lodu wymagają bowiem przechłodzenia wody w warstwie powierzchniowej lub w całej masie i to tym znaczniejszego, im większa jest prędkość przepływu (Dobrowolski 1923). Przy bezwietrznej pogodzie warunki takie mogą zaistnieć przy znacznym spadku temperatury, a zwłaszcza nocą przy mroźnym, suchym powietrzu i bezchmurnym niebie (Dobrowolski 1923). Obserwacje prowadzone przez autora w czasie trzech kolejnych zim wskazują, że lód prądowy i denny tworzy się szczególnie obficie przy silnym lub huraganowym wietrze, nawet gdy spadek temperatury powietrza jest niewielki (na przykład $-0,5 \div -2^{\circ}\text{C}$). Tworzenie się lodu prądowego i dennego jest wówczas zupełnie niezależne od wilgotności powietrza, stanu zachmurze-

nia nieba i pory dnia. Woda ulega wtedy bardzo znacznemu przechłodzeniu w całej swej masie (tab. 1). Z tabeli tej wynika także, że przezroczysty lód brzegowy może tworzyć się na wodzie o temperaturze 0°C , a nawet dodatniej (!), jeżeli tylko temperatura powietrza jest wystarczająco niska. Przechłodzeniu ulega wówczas jedynie powierzchniowa warstewka wody w miejscach bardzo spokojnego przepływu, a lód brzegowy zaczyna narastać na wyziębionych brzegach rzeki. Niczego podobnego nie stwierdzono w przypadku lodu prądowego, który nie tworzy się nawet w silnie przechłodzonej wodzie, jeżeli brak jest wiatru jako czynnika zapewniającego ustawiczne przechładzanie wody i efektywne odprowadzanie ciepła krzepnięcia. Przy silnym mrozie, na przykład -20°C , lód prądowy i denny zaczyna jednak narastać także i przy bezwietrznej pogodzie. W takich warunkach lód prądowy może tworzyć się w całej masie wody, a lód denny teoretycznie wzdłuż całego obwodu zwilżonego (Dobrowolski 1923). Obserwacje terenowe i dane zebrane z literatury wskazują, że lód prądowy i denny przechodzi w procesie zlodzenia swoistą ewolucję. Z geomorfologicznego i geologicznego punktu wi-

Tabela 1

Warunki tworzenia się lodu w rzekach sudeckich
Development of ice in the Sudetic rivers

Data Date	Rzeka River	Temperatura Temperature $^{\circ}\text{C}$		Wiatr Wind m/s	Uwagi Notes
		powietrza air	wody water		
20 XII	Cisówka	-2	-0,4	25-45	obfity lód prądowy much current ice
„	Strzegomka	-2	-0,4	„	„ „ „
„	Chwaliszówka	-2	-0,3	„	„ „ „
„	Polski Potok	-2	-0,2	„	„ „ „
14 I	Polski Potok	-1	+1,5	-	brak lodu prądowego no current ice
16 I	Lesk	-0,5	-0,4	15-25	obfity lód prądowy much current ice
„	Lesk	-0,2	0	lekki faint	brak lodu prądowego no current ice
27 I	Bóbr	-1	-0,25	„	lód prądowy tylko w prądzie rwącym — current ice only in supercritical flow
„	Bóbr	-1	-0,35	„	lód prądowy przy $F_r = 1-2,3$ current ice if $F_r = 1-2,3$
30 I	Bóbr	-5	-0,2	-	brak lodu prądowego no current ice
6 II	Bóbr	-5	0	-	brak lodu prądowego
„	Bóbr	-6	-0,1	-	lód brzegowy — ice rind
„	Dębica	-4,5	+1,2	-	lód brzegowy! — ice rind!
„	Złotna	-4,5	-0,2	-	lód brzegowy, brak lodu prądowego — ice rind, no current ice
„	Bóbr	-5	+0,6	-	lód brzegowy! — ice rind!

dzenia szczególnie istotne są wczesne stadia tych odmian lodu, które są w zasadzie identyczne i mają charakter lodu gąbczastego (frazil, spongy ice, pl. IV, 1). Co więcej, istnieją wszelkie możliwe przejścia między tymi dwoma rodzajami lodu: oderwany lód denny zamienia się w lód prądowy i odwrotnie — lód prądowy zatrzymany przez przeszkodę lub zator przymarza do niej stając się lodem dennym.

Przez lód gąbczasty autor rozumie delikatne, owalne bryłki średnicy kilku do dwudziestu kilku centymetrów, zbudowane z misternej płataniny cienkich igieł lodu, między którymi występuje nadal dużo wymarznętej wody i liczne banieczki powietrza. Igiełki lodu są połączone ze sobą, lecz struktura tego lodu jest tak delikatna, że zwykle bryłek tych nie można wydobyć z wody bez deformacji lub zniszczenia. Lód gąbczasty jest często obciążony osadem, najczęściej piaskiem lub mułem, a nierzadko także żwirem. Kiedy indziej zawiera on znów drobne gałązki, fragmenty glonów i liści oraz inny drobny detritus roślinny. Na skutek zawartości osadu i wzrostu zasolenia wymarznętej wody (Dobrowolski 1923) lód gąbczasty jest zwykle nieznacznie cięższy od wody, toteż płynie na różnych głębokościach: tuż pod powierzchnią, wewnątrz przepływu lub tuż przy dnie. W tym ostatnim przypadku bryłki lodu gąbczastego wykonują czasem długie przeskoki saltacyjne, ulegając przy tym deformacji, a nawet zniszczeniu. Zanurzony lód gąbczasty jest szary lub brunatny, jeżeli zawiera większe ilości zanieczyszczeń mineralnych. Wynurzone bryłki są natomiast śnieżnobiałe, podobnie jak obwódki miazgi lodowej na brzegu śrzyżu talerzowego.

Przy stosunkowo nieznacznym przechłodzeniu wody zbliżony do lodu gąbczastego brzegowy lód blaszkowy tworzy się najchętniej przy wewnętrznym brzegu meandrów, w niektórych przegłębieniach korytowych, w niszach brzegowych, a także na niektórych elementach szorstkich w korycie, jak na kępach glonów, głazach, pniach, palach wbitych w rzekę lub gałęziach zwieszających się do wody. Przy znacznym przechłodzeniu typowy lód gąbczasty tworzy się także w całej masie wody i praktycznie we wszystkich częściach koryta. Migrująca forma lodu gąbczastego odpowiada tej postaci lodu prądowego, którą Kanadyjczycy nazywają „frazil” lub „frazil ice” (z francuskiego „fraisil”), choć istnieją też tendencje do rozszerzenia zakresu tego terminu na każdą postać lodu gąbczastego (Armstrong *et al.* 1973).

Lód gąbczasty stacjonarny, czyli wczesne stadium lodu dennego, narasta początkowo w formie oddzielnych, poduszgowatych narośli przypominających kolonie koralu lub stada owiec (pl. IV, 2), skąd francusko-kanadyjska nazwa „moutonne”. W miejscach, gdzie liczba podobieństwa Froude’a jest niewielka (wg po-

miarów autora $F_r = 0,15-0,30$) lód gąbczasty jest słabo związany z podłożem, wewnętrznie niespójny, łatwo poddaje się falowaniu wody, przy czym poszczególne kolonie wykonują ruchy indywidualne. Stąd też terminy „moutonne”, „ground-gru”, czy „lapped-ice” wydają się bardziej odpowiednie dla tego stadium lodu dennego niż preferowana ostatnio nazwa „anchor ice”. Silniejsze zawirowania turbulenty powodują często odrywanie poszczególnych bryłek lodu gąbczastego i ich spławianie przez prąd wody. Wynurzone płyty i bryłki lodu gąbczastego znane są u nas jako „sowy” (Dobrowolski 1923). Przynajmniej w niektórych miejscach lód gąbczasty stacjonarny przymarza jednak mocno do podłoża, co prowadzi do tworzenia się w takich miejscach zatorów, o których będzie jeszcze mowa niżej. W czasie silniejszych mrozów, utrzymujących się przez pewien czas lód denny pokrywa znaczne połacie dna. Struktury, jakie tworzy wówczas lód denny, naśladują niekiedy zarys lokalnych wirów stacjonarnych. W takich miejscach śrzyżowe powłoki lodowe na powierzchni wody ukazują spiralnie lub współśrodkowo ułożone łuki przyrostu.

Lód gąbczasty, który uległ wynurzeniu — na przykład na skutek opadania stanu zamarzającej rzeki — jest bardzo nietrwały. Prędko ulega on zupełnemu przekształceniu w lód przejrzysty występujący w formie placków, narośli, sopli, utworów dzwoneczkowatych i tym podobnych efemerycznych form lodu brzegowego. Lód gąbczasty stanowi niewątpliwie najmniej trwałą odmianę lodu rzeczno-ego. Znika on prędko skoro tylko ustanie stan przechłodzenia wody (Dobrowolski 1923).

Genetycznie rozpatrując zagadnienie lodu dennego narastającego z lodu gąbczastego należy odróżnić od zanurzonego lodu brzegowego. Lód taki powstaje, gdy stan zamarzającej rzeki podnosi się na skutek masowego tworzenia się lodu dennego. O tym, jak znaczne może być to podniesienie niech świadczy wzrost stanu o 5–10 cm obserwowany w czasie 4-godzinnego rekonensansu na gwałtownie zamarzającym Lesku, który uprzednio był wolny od lodu (średnia głębokość koryta wynosiła 0,55 m). Woda zalewa wówczas niskie brzegi łąch pokryte taflą lodu brzegowego (ice rind), który zamienia się tym samym w lód pograżony. Lód taki ma zupełnie inne właściwości (jest twardy) i inną genezę niż gąbczasty lód denny. Zanurzony lód brzegowy jest mocno przymarznęty do dna, stąd odpowiednia byłaby dla niego nazwa „anchor ice”. Lód taki nie topnieje, gdyż woda w gwałtownie zamarzającej rzece jest zawsze przechłodzona. Może być on przyłączony do nowego lodu brzegowego, który zaczyna natychmiast narastać przy aktualnym poziomie zwierciadła wody. W pewnych miejscach lód taki może jednak odrywać się od dna,

co zdarza się zwłaszcza na dnie dość równym, piaszczystym. Jeżeli na dnie takim występowały pojedyncze żwiry, napławione pnie lub gałęzie i uległy wmarznięciu w lód, spływają one razem z oderwanymi taflami lodu. W ten sposób zanurzony lód brzegowy może stać się ważnym czynnikiem transportu materiału detrytycznego i roślinnego. Na Lesku stwierdzono, że polacie takiego lodu niosą nawet żwiru klasy „cobblestones” (64—256 mm).

Lód gąbczasty płynący na powierzchni wody i pewne inne postacie lodu prądowego powierzchniowego znane są u nas najlepiej pod ludową nazwą śryżu. Spośród różnych odmian śryżu na badanych rzekach notowano formy następujące: śryż szary, czyli muł śryżowy lub papka śryżowa według Dobrowolskiego (1923), lód naleśnikowy zwany też śryżem talerzowym, zwarte masy wędrujących gałek lodu gąbczastego czyli lepa lub tłuka, a z rosyjskiego — szuga oraz pływająca masa śniegu zmieszanego z wodą, czyli papka śniegowa według Dobrowolskiego (1923). Śryż szary (grease ice) stanowi luźną masę igieł lodowych i małych zbitków lodu gąbczastego. Tworzą one mniej lub bardziej gęste kożuch nadający powierzchni wody szary, matowy wygląd i „oleistą” konsystencję. Lód naleśnikowy (pancake ice) występuje w formie talerzy o średnicy do kilkudziesięciu centymetrów otoczonych białawą obwódką miazgi lodowej przepojonej wodą. Obwódki te są wynikiem miazdżenia lodu w wyniku kolizji między pływającymi krążkami śryżu talerzowego. Lód naleśnikowy tworzy się nierzadko przez kruszenie i obtaczanie przezroczystego lodu brzegowego (ice rind). Kiedy indziej tworzy się on znów przez zamarzanie innych form śryżu. Zamarzanie śryżu talerzowego może doprowadzić do powstania lodu poligonalnego (pl. IV, 3). Lepa czyli szuga (shuga) pojawia się lokalnie jako nagromadzenie płynących po powierzchni gałek lodu gąbczastego poczętych zarówno jako lód wędrujący lub stacjonarny. Pojedyncze bryły lodu gąbczastego płynącego na powierzchni są u nas także nazywane „sowami” (Dobrowolski 1923). Według niektórych autorów szuga tworzy się także kosztem śryżu szarego lub papki śniegowo-wodnej. Na badanych przez autora rzekach sudeckich typowa szuga pojawia się mniej często. W końcu bryja śniegowo-wodna (slush) jest typowa dla tych faz zlodzenia, którym towarzyszy silny opad śniegu. W wielu miejscach papka taka płynie niesiona prądem, tworząc przy tym charakterystyczne „fluidalne” smugowanie, niekiedy o skomplikowanym rysunku pasm różniących się nieznacznie barwą (pl. IV, 4). W czasie opadu śniegu z deszczem szarawa papka śniegowo-wodna gromadzi się także na istniejącym już lodzie rzeczonym. Pod nadrzecznymi drzewami, z których ustawicznie spadają duże krople wody,

tworzy się wówczas bardzo chropowaty, nierówny utwór przypominający szugę. Po prostu jamki wybite i wytopione przez spadające krople wody rozdzielają małe, okrągławe wypukłości papki śniegowej o znacznie jaśniejszym zabarwieniu. Lód powstały z zamarzania takiej papki autor proponuje nazwać pseudo-szugą (pl. V, 1, 2).

Akumulacja śryżu — zwłaszcza na wczesnie tworzących się zatorach zamrozowych — prowadzi do powstania jednolitej pokrywy lodowej o specyficznych właściwościach, które są zupełnie odmienne od przezroczystego lodu brzegowego. Pokrywa powstała ze śryżu jest w pierwszej fazie elastyczna i poddaje się falowemu ruchowi wody. Lód ten jest matowy, nierówny, często usiany drobnymi białawymi grzbiecikami wałków śryżu talerzowego lub wydłużonymi grzbiecikami przyrostu. Z wyjątkiem wspomnianych grzbieców lód ten jest w pierwszym stadium ciemny i w miarę grubienia staje się coraz jaśniejszy, mleczny. Lód ten znany jest jako „nilas” (ang. nilas). Przez charakterystyczne ułożenie grzbieców przyrostu nilas ujawnia nierzadko strukturę turbulencji z okresu zamarzania. I tak obserwowano nilas ze współśrodkowo ułożonymi grzbiecikami przyrostu ponad zstępującymi wirami stacjonarnymi o osi pionowej. W meandrach grzbiecy przyrostu są albo równoległe do brzegów, albo układają się w charakterystyczne skośne łuki przyrostowe prostopadłe do powierzchniowych wiązek przepływu helikoidalnego (pl. V, 3, 4). Ten ostatni przypadek zachodzi zwłaszcza, gdy meander ulega zatamowaniu przez współcześnie tworzący się zator zamrozowy. W końcu śryż może też podpląć i przymarznąć od dołu do już utworzonej pokrywy nilasu lub tafli lodu brzegowego, powodując tym samym wzrost jej grubości.

Podsumowując można stwierdzić, że przezroczysty lód brzegowy (clear ice rind) jest charakterystyczny dla powolnego zamarzania odcinków rzek i potoków o względnie małym spadku (poniżej 0,02). W typowej formie lód taki powstaje tylko przy małych liczbach podobieństwa Froude’a (często poniżej 0,1). W strumieniach o dużym spadku i znacznych prędkościach przepływu lód ten występuje podrzędnie lub nawet w ogóle go brak. W rzekach takich dominuje bowiem zawsze lód prądowy i lód denny, które tworzą się, gdy tylko woda jest dostatecznie przechłodzona, a ciepło krzepnięcia może być efektywnie odprowadzane. Konieczność znacznego przechłodzenia silnie prądującej wody sprawia, że w czasie lekkich zim rzeki górskie mogą być częściowo lub całkowicie wolne od lodu, mimo że w tym samym czasie zlodzenie występuje na podgórszych i nizinnych biegach rzek. Na wielu rzekach górskich występują jednak wszystkie wyżej opisane formy lodu w proporcjach zmiennych miejscami.

ZATORY LODOWE NA RZEKACH GÓRSKICH (pl. VI)

Wspomniano wyżej, że istnieją w rzece miejsca, w których lód gąbczasty nie zatracając swojej struktury jest od początku mechanicznie bardziej wytrzymały i mocno przymarznięty do podłoża. Miejscami takimi są zwłaszcza bystrzyki i wszelkie duże elementy szorstkie koryta, na których tworzą się chętnie zatory lodowe. Pomiar wykonany przez autora wskazuje, że warunki tworzenia się gąbczastego lodu dennego mogą być scharakteryzowane liczbą podobieństwa Froude'a. I tak na przykład w odcinku badawczym Lesku w Jaczkowie (Q_{sr} ok. $1 \text{ m}^3/\text{s}$, $d = 0,1-1,7 \text{ m}$, $V = 0,2-1,6 \text{ m/s}$, $w = 4-8 \text{ m}$) stwierdzono, że denny lód gąbczasty nie tworzy się, jeżeli liczba podobieństwa Froude'a jest mniejsza niż 0,15. Dalej ustalono, że lód ten, jest tym mocniej przymarznięty do dna, im większa jest liczba Froude'a. W szczególności w miejscach tworzenia się zatorów liczba Froude'a już od początku jest wysoka ($F_r = 0,3-1$) lub przepływ jest rwący ($F_r > 1$). W końcu stwierdzono także, że w miejscu rosnącego zatoru liczba Froude'a wzrasta w miarę jego narastania, co spowodowane jest postępującym dławieniem przepływu i wzrastającym spiętrzeniem wody na zatorze. W takich miejscach gąbczasty lód denny jest od początku silnie przyrośnięty do podłoża i twardnieje prędko, co wcale nie oznacza, że grunt pod zatorem musi być koniecznie zamrożony. Zbita i wytrzymała struktura takiego lodu jest zrozumiała, jeżeli weźmiemy pod uwagę znaczne wartości naprężenia stycznego wywieranego na taki lód przez przepływ o dużej prędkości. Tendencja do szybkiego narastania w takich miejscach lodu gąbczastego wynika prawdopodobnie w dużej mierze z faktu, że znaczne natężenie przepływu zapewnia tu trwałe przechłodzenie wody przez natychmiastowe odprowadzanie ciepła krzepnięcia (Dobrowolski 1923). Można więc powiedzieć, że analogicznie do tzw. kryterium Kivisilda ($F_r = 0,08-0,09$), wyrażającego warunki tworzenia się na rzekach zatorów odwilżowych zbudowanych z wędrującej kry, wysokie wartości liczby Froude'a określają warunki i miejsca tworzenia się zatorów powstających z lodu gąbczastego. Zatory takie autor nazywa zatorami zamrozowymi.

Na rozrastających się koloniach dennego lodu gąbczastego stanowiących zalążki zatorów gromadzi się śryż, a także spławiane prądem tafle oderwanego lodu brzegowego. W ten złożony sposób powstają na rzecze górskiej zatory zamrozowe. Zatory takie powstają szczególnie na żwirach bystrzyków, łachach poprzecznych i mikrodeltach, głazach, drzewach i krzewach, zatorach roślinnych, a niekiedy nawet na wierzbach zwieszających się do wody lub położonych na skutek osuwania się kry lodowej w czasie uprzedniej

odwilży. W lokalnych odcinkach roztokowych zatory tworzą się zwykle w płytszych lub bardziej krętych ramionach roztok oraz u wlotu do zamierających koryt w odcinkach meandrująco-roztokowych. Ponadto w meandrach istnieje tendencja do tworzenia zatorów w miejscu osi zakrętu, bezpośrednio powyżej lub poniżej osi, a więc ogólnie biorąc w strefie, w której płytkie, szerokie koryto przechodzi w przegłębienie meandrowe. Gromadzenie się w wymienionych miejscach lodu gąbczastego powoduje blokowanie przepływu i wyłapywanie coraz to większych ilości śryżu dopływającego nieustannie z góry. W pierwszym etapie zator rozrasta się zatem głównie pod prąd. Dalsze blokowanie przepływu sprzyja piętrzeniu wody i powoduje wzrost wysokości zatoru. Konsekwencją spiętrzenia wody jest silne przyrastanie grubości pokrywy lodowej tworzącej się równocześnie powyżej zatoru. Spiętrzenie wody na zatorach zamrozowych może być bardzo znaczne. Na Złotnej stwierdzono na przykład, że wzrost głębokości spiętrzonej w ten sposób rzeki może przekraczać 300 % lokalnej średniej głębokości z okresu średniej wody. W ten sposób miejscami mogą powstać stany wyższe niż pełnokorytowe, połączone z zalewaniem przyległej części terasy zalewowej. Z drugiej strony stopniowe przyrastanie grubości pokrywy lodowej powyżej zatoru prowadzi do tworzenia się potężnych czopów lodu warstwowego, których grubość może również znacznie przekraczać lokalną średnią głębokość rzeki. Czopy te odgrywają następnie zasadniczą rolę w okresie tajania lodu rzeczno, o czym będzie jeszcze mowa niżej.

Struktura lodu tworzącego zatory powstałe z lodu gąbczastego jest masywna, lód jest raczej niewarstwowy, mleczny od dużej zawartości pęcherzyków powietrza i lokalnie zanieczyszczony materiałem osadowym przyniesionym w gałkach lodu gąbczastego. Woda przepływa przez zator systemem skomplikowanych i krętych korytarzy, a często także ponad jego powierzchnią, gdzie mogą utworzyć się małe wodospady, niekiedy przykryte cienką taflą lodu przezroczystego. Poniżej zatorów rzeka jest często nie zamrożona, co spowodowane jest zwiększonymi prędkościami przepływu i wzmożoną turbulencją wody spiętrzonej na zatorze. Przy znacznym spadku temperatury zamarzają także i te miejsca. W pełni rozwinięty zator wyłapuje praktycznie cały lód gąbczasty i śryż napływający z góry. Ilość lodu prądowego zmniejsza się jednakże w miarę jak powierzchnia wody pokrywa się lodem. Ponieważ zatory rosną głównie na koszt lodu prądowego jest jasne, że wysokość i rozmiary poziome, jakie one osiągają, zależą w pew-

nym stopniu od czasu zamarzania rzeki. Im dłuższy jest okres zamarzania, tym wyższe i większe są zatory.

Zatory zamrozowe są w rzekach górskich zjawiskiem bardzo powszechnym i na potokach mogą występować nawet co kilkadziesiąt metrów. Tworzenie się zatorów jest zjawiskiem kapryśnym i trudnym do przewidzenia. Na przykład w czasie dwutygodniowego rekonesansu terenowego w odcinku badawczym Bobru

między Błazkową a granicą państwa (23 I—8 II 1977) stwierdzono powstawanie kolejnych zatorów w coraz to innych miejscach. Niektóre zakola były od nich wolne, w innych występowały po dwa, a nawet trzy zatory. Co więcej w tych samych miejscach, w czasie kolejnych faz zlodzenia po odwilżach związanych z wiatrem halnym, raz tworzyły się zatory, a kiedy indziej nie.

PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH W OKRESIE ZŁODZENIA (pl. VII)

W okresie zlodzenia, gdy utrzymują się niskie temperatury i przepływ w zamarzniętych rzekach maleje, procesy erozji fluwialnej ulegają wydatnemu zmniejszeniu. Wydaje się także, że natężenie transportu obciążenia zawieszinowego i dennego jest wówczas minimalne. Skarpy zarośnięte lub bronione zaspami nawianego śniegu są zabezpieczone przed erozją. Przy słabym mrozie możliwa jest podlodowa erozja niektórych sypkich lub słabo kohezyjnych gruntów, jak np. piasków, piasków gliniastych i silnie piaszczystych glin. Świadczy o tym występowanie poniżej meandrów smugowanego lodu brzegowego zanieczyszczonego w różnym stopniu ziarnami mineralnymi wymytymi bez wątpliwości z wyżej położonych brzegów wklęsłych. Natężenie tej erozji jest prawdopodobnie stosunkowo nieznaczne.

Z oceną natężenia i skutków erozji podlodowej wiąże się bezpośrednio zagadnienie zamarzania brzegów i dna rzeki poniżej aktualnego zwierciadła wody. W czasie badań terenowych stwierdzono, że brzegi zbudowane ze żwirów lub gliniastych piasków istotnie zamarzają poniżej poziomu wody, co najmniej na parę centymetrów w głąb. Natomiast zanurzone gliny i ily nie zamarzają nawet w warunkach silnego przechłodzenia wody, toteż w pewnych przypadkach istotnie mogą być rozmywane. W przypadku dna żwirowego wypada stwierdzić, że jest ono zazwyczaj nie zamarznięte, z wyjątkiem stref zanurzonego lodu brzegowego. Pojedyncze otoczaki i głazy mogą być natomiast silnie przymarznione do dna. Grube żwiry przymarzają do dna tym łatwiej, im większa jest ich średnica i ciemniejsza powierzchnia. Jak bardzo delikatna jest równowaga termiczna zamarzającej rzeki niech świadczy fakt, że na tej samej powierzchni dna można obserwować silnie przymarznione otoczaki ciemne, podczas gdy jasne żwiry tej samej wielkości nie są przymarznione. Nigdy nie stwierdzono zamarzania piasków i gruboziarnistych mułów tworzących na dnie cienkie, lokalne łachy. Nie wykryto też zależności między występowaniem lodu dennego a miejscami, w których pojawiają się żwiry przymarznione do dna rzeki.

Na małą skalę niszczenie stromych, nagich skarp brzegów rzek zachodzi też na skutek odłamywania się przymarzniętych półek lodowych. Bez porównania większe zniszczenia takich brzegów powoduje jednak erozja niveo-eoliczna (por. Jahn 1969). Erozja niveo-eoliczna atakuje przede wszystkim gliny aluwialne, piaski i piaski gliniaste. W stanie zamarzniętym grunty te stają się krucho, a w przeciwieństwie do gleby są co najwyżej słabo bronione przed wywiewaniem przez rzadką sieć głęboko sięgających korzeni. Ziarenka i bryłki gliny aluwialnej są wykruszane i odrywane od brzegu przez wiatr przy aktywnym współdziałaniu niesionego prądem powietrza śniegu i kryształków lodu (Jahn 1969). Nie ulega też wątpliwości, że deflacyjne działanie zimnego wiatru jest efektywnie wspomagane przez eksfoliację mrozową. Szczególnie intensywną erozję niveo-eoliczną powodują silne i mroźne wiatry orawskie. Ponieważ wiatry te wieją ogólnie z południa, przeto erozja niveo-eoliczna atakuje głównie nagie skarpy o ekspozycji południowej. Erozja ta — jak każda erozja — działa selektywnie i prowadzi przede wszystkim do żłobienia głębokich bruzd i nieregularnych jam deflacyjnych w miejscach z pewnych przyczyn do tego szczególnie predysponowanych. Jeżeli gliny lub piaski aluwialne są wyraźnie warstwowe, a zwłaszcza jeżeli zawierają wkładki sypkich, nie wypełnionych piasków, erozja niveo-eoliczna może doprowadzić do powstania brzegu sterasowanego z półkami materiału odporniejszego na wywiewanie. Ogólnym wynikiem erozji niveo-eolicznej jest powstawanie brzegów przewieszonych z wysuniętymi półkami gleby, bronionymi przed deflacją przez rozwiniętą sieć korzeni. W czasie jednej z wycieczek terenowych stwierdzono powstanie w drugim dniu huraganowego wiatru orawskiego (przy temperaturze powietrza tylko -2°C) zagłębień deflacyjnych głębokich na 25—18 cm w ścianie gliny aluwialnej, która uprzednio była równa na skutek spłukiwania przez deszcze. Wykruszony materiał osadowy zalegał na półce lodu brzegowego, gdzie gromadził się razem z nawianym śniegiem. Erozja niveo-eoliczna ustaje oczywiście z chwilą wyciszenia wiatru. Nawet słabe wiatry działają jednak

erozyjnie, jak o tym świadczy przyprószenie glebą i gliną śniegu w sąsiedztwie podcięć brzegowych, podczas gdy pola oddalone od nagich skarp pozostają śnieżnobiałe. Stwierdzono też, że erozyjna działalność wiatru maleje silnie, lecz bynajmniej nie ustaje z chwilą, gdy temperatura powietrza wzrośnie powyżej 0°C. Nierówna, poszarpana przez erozję niveo-eoliczną powierzchnia skarpy staje się następnie miejscem ożywionej erozji rzecznej i ruchów masowych w okresie odwilży i tajania.

Spośród czynników powodujących cofanie się brzegów rzek w okresie zimowym dominuje niewątpliwie destrukcyjne działanie na grunt mrozu. Rola tego czynnika jest bez porównania większa niż erozji niveo-eolicznej. Lód gruntowy działa niszcząco na wszystkie rodzaje gruntów aluwialnych w stopniu uzależnionym od ich własności litologicznych. Stosunkowo najslabiej niszczone jest gleba, głównie dzięki wzmacniającemu ten grunt działaniu korzeni. Odnosi się to zarówno do stoków łagodnie nachylnych, jak i stromych skarp porośniętych gęsto trawą i innymi roślinami. Najbardziej spektakularnym zjawiskiem obserwowanym na powierzchni gleby, a genetycznie związanym z działaniem lodu włóknistego, jest tzw. rośnięcie kamieni (Dobrowolski 1923). W czasie tajania gęsta sieć korzeni zabezpiecza glebę przed poważniejszą erozją, chyba że znajdzie się ona w zasięgu wód roztopowych. Zamarzanie gruntu prowadzi natomiast zawsze do poważnych następstw w przypadku stromych, nagich skarp lub stoków pokrytych tylko rzadką roślinnością. Struktura takich gruntów ulega w wyniku zamarzania zniszczeniu i to zarówno na skarpach wolnych od lodu i śniegu, jak i na brzegach bronionych — zdawałoby się — przez zaspy śniegu. W wielu podcięciach meandrowych można było nawet stwierdzić, że niszczenie przez mróz gruntów przykrytych śniegiem jest wyraźnie większe, niż takich samych gruntów wolnych od śniegu.

Niszczące działanie lodu gruntowego zależy bardzo od właściwości litologicznych gruntu. W glinach i iłach zawierających wodę zamarzającą w niskich temperaturach ($-1,5 \div -78^\circ\text{C}$, Grabowska-Olszewska, Siergiejew 1977) lód gruntowy tworzy charakterystyczną sieć igieł tnących glinę na małe, wieloboczne bryłki. Powoduje to niszczenie struktury powierzchniowej warstwy gliny, a także jej złuszczenie się wywołane przez eksfoliację mrozową. Na stromych stokach skarp złuszczone i wymarzniete fragmenty odrywają się od ściany i spadają, tworząc u jej podstawy lub na zawieszonych półkach lodowych okresowe nagromadzenia o charakterze małych stożków osypiskowych (fig. 1). Pomiary wykonane zimą 1978 r. w skarpach z wbitymi stalowymi prętami wykazały, że opisane zjawiska powodują cofanie

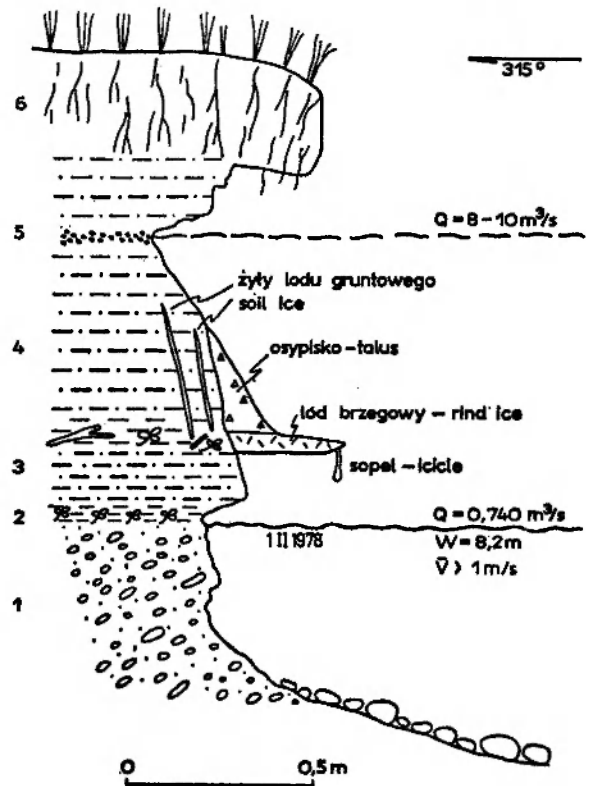


Fig. 1

Zjawiska lodowe na lewym brzegu Bobru, odcinek badawczy w Błażkowej. Objętość osypiska utworzonego w okresie 30 XII 1977 — 1 II 1978 wynosi 0,023 m³ gliny aluwialnej na 1 m bieżący brzegu

1 — żwir (4–64 mm), piaszczysty (osad lachy ponadplatformowej); 2 — ciemna glina piaszczysta z drobnym detritusem roślinnym; 3 — ciemnoszara glina piaszczysta (osad odciętego koryta); 4 — brunatna glina piaszczysta z przejściami do piasku gliniastego (osady pozakorytowe); 5 — drobny żwir (osad glifu krewasowego); 6 — gleba

Uwaga: na wszystkich rysunkach skale pozioma i pionowa są równe

Ice phenomena on left bank of the River Bóbr, Błażkowa study reach. The volume of talus developed from 30 XII 1977 till 1 II 1978 is about 0.023 m³ alluvial loam per 1 running metre of the bank

1 — sandy pebble gravel (supraplatform-bar deposit); 2 — dark sandy loam with fine plant fragments; 3 — dark-grey sandy loam (cut-off channel deposits); 4 — brown sandy loam and loamy sand (overbank deposit); 5 — fine gravel (crevasse splay deposit); 6 — soil

Attention: in all the figures scales vertical and horizontal are equal

się stromych ścian w tempie 0,5–8 cm w jednym okresie zlodzenia/odwilży. Ilość wytworzonego w ten sposób materiału jest niewielka i z powodzeniem może być usunięta przez rzekę w czasie pierwszego wezbrania roztopowego. Zerodowany materiał stanowi prawie wyłącznie obciążenie zawieszinowe rzeki, ponieważ przemarznieły materiał kohezyjny jest zawsze bardzo podatny na rozmywanie.

Silnie piaszczyste g'iny i piaski g'iniaste ulegają działaniu mrozu w jeszcze większym stopniu. Po pierwsze jako utwory zawierające wodę wolną zamarzają

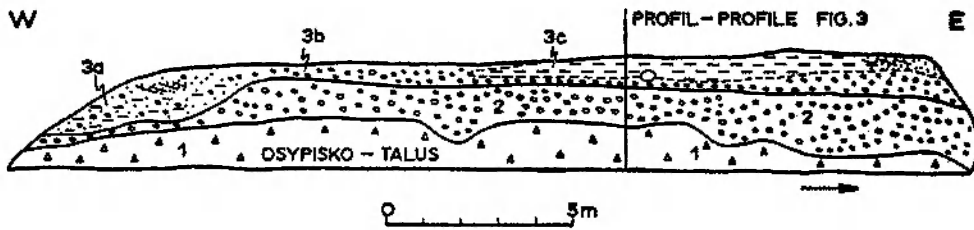


Fig. 2

Powstanie osypiska w wyniku eksfoliacji mrozowej w okresie 15 XI 1977—15 I 1978. Lewy, podcinany brzeg Polskiego Potoku na południe od Bogaczowic

1 — osypisko, luźny żwir 4–256 mm; 2 — żwir 64–256 mm, zwięzły, rdzawy (plejstocen?-holocen); 3a — drobny żwir z piaskiem i gliną — ślad zasypanego koryta; 3b — żwir; 3c — glina z przejściami do gliny piaszczystej i piasku gliniastego (holocen)

Scree apron formed in two months (15 XI 1977—15 I 1978) on left bank of the Polski Potok Brook, south of Bogaczowice

1 — scree apron, loose pebble-cobble gravel; 2 — pebble-cobble gravel, semiconsolidated, rusty (Pleistocene?-Holocene); 3a — pebble gravel with sand and loam — channel-fill deposit; 3b — gravel; 3c — loam passing to sandy loam and clayey sand (Holocene)

one znacznie łatwiej niż gliny, bo już w temperaturze $-0,1 \div -0,5^{\circ}\text{C}$. Po drugie spora zawartość w tych utworach wody wolnej powoduje, że powstaje w nich typowy lód włóknisty dający soczewki i skupienia o grubości co najmniej do kilku centymetrów. Po trzecie ilość lodu włóknistego wyraźnie wzrasta w tych gruntach ku powierzchni (Dobrowolski 1923). Powierzchniowa warstwa takiego gruntu jest więc zwykle pokryta gęstą i nieregularną siecią szczelin zwiężających się w głąb. Do tego dołączają się wymarznęte i wypchnięte z gruntu otoczaki, a także warstwy i soczewki lodu włóknistego lub rusztowego, przebiegające niekiedy w kilku poziomach równoległe do powierzchni gruntu. Powolne wytapianie lodu włóknistego bądź też sublimacja powodują powstanie bardzo nieregularnych, nadzwyczaj kruchych szkieletów gruntowych o wyglądzie sitowym i żuźlowatej powierzchni (pl. VII, 1, 2). W czasie szybkiego tajania cały zaburzony w ten sposób grunt spływa soliflukcyjnie. Grubość zniszczonej w ten sposób warstwy jest różna i zależy od głębokości zamarzania gruntu. Najczęściej jednak waha się od kilku centymetrów do 2–3 decymetrów w jednym cyklu zlodzenia/odwilży. W niektórych lekkich, piaszczystych gruntach grubość usuniętej w ten sposób warstwy była jednak większa i dochodziła do 0,4, a nawet 0,7 m. Ilość produkowanego w ten sposób materiału detrytycznego jest znaczna. Niemniej — o ile tylko nie zawiera on żwirów — cały ten materiał jest zwykle od razu usuwany przez rzekę w czasie pierwszego wezbrania roztopowego.

Trzeci przypadek erozji związanej z zamarzaniem gruntu wymaga dokładniejszego omówienia, gdyż prowadzi do bardziej trwałych zmian w morfologii koryta rzecznej. Ma to miejsce, gdy rzeka podcina wysoką skarpe zbudowaną z średniego lub grubego

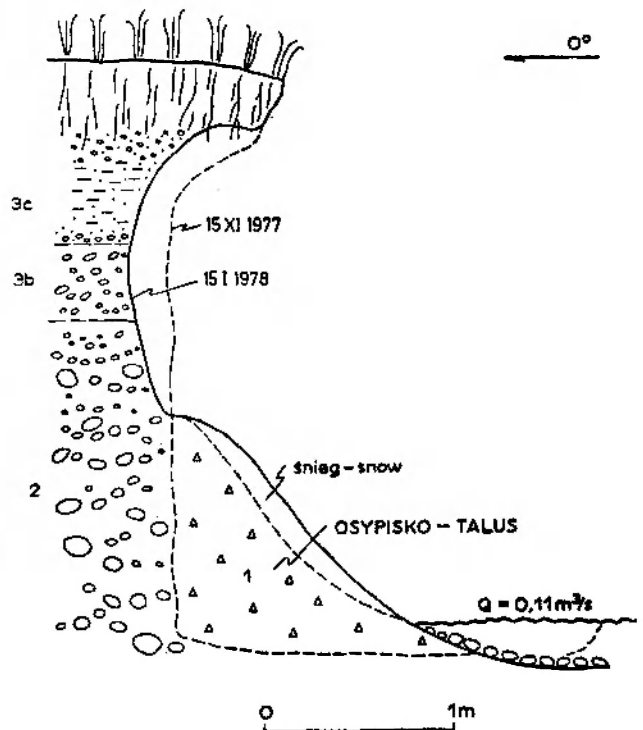


Fig. 3

Przekrój poprzeczny przez skarpe i osypisko pokazane na figurze 2. Objaśnienia znaków jak na figurze 2

Transversal cross-section through the cutbank and scree apron illustrated in figure 2. See figure 2 for explanation

żwiru (por. Klimek 1972). Jako przykład może posłużyć skarpa nowo powstającego meandru na Polskim Potoku ($Q_{sr} = 0,05-0,06 \text{ m}^3/\text{s}$, $d = 0,05-0,4 \text{ m}$, $w = 1,4-1,9 \text{ m}$, spadek ok. 0,04). Wysoka skarpa podcinanego brzegu (fig. 2, 3) zbudowana jest tu prawie wyłącznie ze żwiru z pojedynczymi blokami. Brzeg ten cofa się prędko tylko w czasie wyjątkowych powodzi, które miały tu miejsce ostatnio w latach

1958, 1964 i 1977. Jednorazowe cofnięcie brzegu może wynosić wówczas nawet 2,5 m, czyli 1,35 w. W okresach międzypowodziowych średnie tempo migracji bocznej omawianego brzegu wynosi mniej niż 0,1 m/rok (czyli mniej niż 0,05 w/rok). Po ostatniej powodzi w sierpniu 1977 r. powstała tu pionowa skarpa, która przetrwała bez istotnych zmian aż do listopada, do czasu wystąpienia pierwszych mrozów. W okresie 15 XI 1977 do 15 I 1978 skarpa przekształciła się zasadniczo w wyniku dwóch głównych cykli zlodzenia/odwilży. Zamarzanie żwiru powodowało rośnięcie większych otoczków i eksfoliacyjne rozkruszanie powierzchniowej warstwy żwiru, który osypując się utworzył u podstawy skarpy fartuch stożków osypiskowych (fig. 2, 3; pl. VII, 3, 4). Objętość osypiska w dniu 15 I 1978 wynosiła około 10 m^3 luźno upakowanego żwiru częściowo zmieszanego ze śniegiem. Oznacza to, że na 1 m bieżący brzegu przypadało $0,4 \text{ m}^3$ żwiru. Ze względu na duże rozmiary ziarn tego żwiru utworzone osypisko jest dość trwałe i nie może być w całości usunięte przez wezbrania roztopowe. W sumie efekt geomorfologiczny opisanych procesów jest co najmniej trojaki: po pierwsze profil skarpy powyżej osypiska zmienił się na wyraźnie wklęsły, zaś w strefie osypiska utworzył się mało stabilny stok pod kątem naturalnego zsypania żwiru. Po drugie osypisko zabezpieczyło dolną część skarpy przed erozją, a uprzednio wykonane badania wskazują, że zabezpieczenie to jest trwałe aż do następnej powodzi, jakie występują tu średnio co 7–12 lat. Po trzecie osypisko spowodowało przesunięcie się wewnętrznego i zewnętrznego brzegu potoku o 1 m w kierunku łacy meandrowej (czyli 0,55 w) i rozmycie części zdeponowanych tam osadów powodziowych. W ten sposób, w skrajnym przypadku, ruchy masowe wyzwolone przez mróz mogą działać w kierunku przeciwnym, niż procesy fluwialne w czasie powodzi. Obserwacja omawianego meandra w ciągu ostatnich dwudziestu lat (1958–1977) wskazuje jednak niezbicie, że w dłuższym okresie wypadkowy efekt działania ruchów masowych i erozji rzecznej kształtuje się na korzyść tej ostatniej.

Wędrujący lód gąbczasty staje się też czynnikiem transportu osadu, na co zwrócił już uwagę Dobrowolski (1923), choć wydaje się, że przecenił jego rolę w ogólnym bilansie transportu rzeczno-geologicznego. Obserwacje kolonii dennego lodu gąbczastego prowadzone przez autora na górnym Bobrze wydają się wskazywać, że rola tego lodu w procesie powstawania mieszanin lodowo-osadowych jest raczej bierna. Dzięki bardzo porowatej strukturze lód gąbczasty naładowuje się piaskiem i drobnym żwirem niesionym przez rzekę w zawieszynie, przez trakcję i saltację. Wniosek ten potwierdza też fakt, że naprądowe części kolonii

lodu gąbczastego zawierają zwykle najmniej materiału osadowego, który gromadzi się przede wszystkim w zaprądowej części gałek, a zwłaszcza w koloniach usytuowanych w pęcherzach oderwania prądu za większymi przeszkodami dna. Niekiedy materiał piaszczysty gromadzi się w tak dużej ilości, że pokrywa cienką warstwą całe podwodne łaki lodu gąbczastego. W krajach polarnych w ten właśnie sposób mogą powstawać pokłady lodu kopalnego (Dobrowolski 1923; Jahn 1966, 1971). Poważniejszym czynnikiem transportu może być natomiast zanurzony lód brzegowy. Lód taki ma tendencję do odrywania się od dna, skoro tylko ustanie stan przechłodzenia wody. Spore kawały lodu wynurzają się wtedy lub płyną wewnątrz przepływu, transportując w dół rzeki wmarznięte w lód żwiru, fragmenty roślinne i piasek.

Stwierdzono też, że masowe tworzenie się dennego lodu gąbczastego przy znacznym spadku temperatury może powodować lokalnie silne rozmywanie dna. Przyczyną jest zmieniona struktura turbulencji spowodowana przez narastanie lodu dennego. Gdy rzeka na dłuższych odcinkach pokryje się już lodem dochodzi miejscami do powstania przepływu pod ciśnieniem. Na górnym Bobrze stwierdzono, że w takim przypadku rozmywane może być nawet dno zbudowane ze średniego żwiru (64–256 mm). Prawdopodobnie erodowanie i przemieszczanie tak grubych żwirów jest po części wynikiem wzmoczonej eluwacji, czyli wymywania drobniejszego materiału z podłoża brykowania korytowego.

Ustalenie natężenia transportu materiału detrytycznego w zamarzniętej rzece jest trudne i nie było przedmiotem systematycznych badań autora. Niemniej zebrano pewne obserwacje, które pozwalają na przybliżone, jakościowe scharakteryzowanie zjawiska. Przedstawione niżej wyniki dotyczą przede wszystkim dolnej części górskiego biegu Strzegomki w rejonie Dobromierza. W badaniach tych posłużył się autor określanym megaskopowo stopniem zmaczenia wody w połączeniu z obserwacją ruchu materiału dennego oraz form dennych towarzyszących temu transportowi. Stwierdzono, że w Strzegomce przepływy rzędu $0,5\text{--}0,8 \text{ m}^3/\text{s}$ (średni roczny przepływ = $0,551 \text{ m}^3/\text{s}$) powodują tylko bardzo nieznaczny transport piasku i drobnego żwiru w formie płaskiego ruchomego dna ustroju spokojnego, podwodnych smug i riplemarków. Stopień zmaczenia wody jest wówczas nieznaczny co wskazuje na znikome zasilanie rzeki obciążeniem zawieszinowym i na małą aktywność erozji wzdłuż podcinanych skarpi. W zakresie przepływów $0,8\text{--}2,5 \text{ m}^3/\text{s}$ woda stopniowo traci przejrzystość i w końcu staje się silnie mętna. Piasek, muł i il pochodzące z erozji gleby i podcinania stro-

mych skarp są wówczas transportowane prawie wyłącznie w zawieszynie. W trakcji pozostaje głównie drobny i średni żwir (4–64 oraz 64–128 mm). Lokalnie rzeka transportuje także bloki (ponad 256 mm). Piasek jest miejscami transportowany także w trakcji dennej, a zwłaszcza w dużych strefach oderwania prądu, w niszach brzegowych i przy brzegu wewnętrznym meandrów poniżej osi zakrętów. Wzmógłony transport piasku powoduje szybkie narastanie w tych miejscach podwodnych łąch pokrytych, riplemarkami i podwodnymi diunami (Teisseyre, 1978). Przepływy w zakresie 3–4,5 m³/s i większe powodują transport wszelkich klas wielkości żwirów (słychać głuchy łoskot toczącego żwiru). W czasie dwóch wezbrań roztopowych w lutym 1977 ($Q = 4,5$ i $2,5$ m³/s) Strzegomka przetoczyła w rejonie Dobromierza słup drogowy z betonu zbrojonego o wymiarach $0,12 \times 0,12 \times 0,95$ m na odcinku 15 m. Transport odbywał się osiǎ A prostopadle do kierunku prądu.

W czasie przepływów niższych niż średnie transport materiału jest znikomy, lecz bynajmniej nie ustaje. Rzeka niesie wówczas głównie małe ilości obciążenia

zawiesinowego i bardzo drobnoziarnisty piasek w trakcji dennej. Woda jest zupełnie czysta. Niemniej nawet po kilku dniach takiego przepływu dno żwirowe i formy denne ocalałe z okresów wyższej wody pokrywają się pod wodǎ cienkǎ warstwǎ brunatnego namułu, niekiedy wzbogaconego w drobne szczǎtki roślinne. Osad ten jest bardzo podobny do namułów popowodziowych, którymi często pokrywają się wynurzające się łachy. Oczywiście namuł występujący pod wodǎ w aktywnym korycie średniej wody ma znikome szanse zachowania się w stanie kopalnym, chyba że zostanie przechwycony między żwirami bruku korytowego i następnie zasypany lub wprowadzony w pory osadu dennego. W ten sposób osady korytowe, które są z reguły dobrze przemyte i często dość dobrze wysortowane, mogą ulegać skontaminowaniu mułem jako składnikiem genetycznie obcym. Wynikają stąd dwa wnioski, a mianowicie, że powłoczki mułowe tworzą się też pod wodǎ w obrębie aktywnych koryt i że płynǎca woda zawsze transportuje pewne ilości materiału detrytycznego, nawet w zakresie najniższych przepływów.

TAJANIE POKRYWY LODOWEJ I ŚNIEŻNEJ NA RZEKACH GÓRSKICH (pl. VIII)

Z nastaniem dodatnich temperatur powietrza w czasie odwilży zimowych oraz wczesnǎ wiosnǎ zaczyna się topnienie lodu i śniegu nagromadzonego w korytach potoków i rzek górskich. Śnieg staje się ciężki i siada, lód mięknie i pokrywa się cienkǎ warstwǎ wody (Dobrowolski 1923). W lokalnych zagłębieniach pokrywy lodowej i śnieżnej pojawiają się pierwsze kałuże. Wczesnǎ oznakǎ przyboru wody roztopowej jest wydobywanie się przez szczeliny w lodzie rzeczonym powietrza, tworzą się banieczki, a lokalnie także piana. Powietrze pochodzi z podlodowych komór, jakie powstają między taflą zawieszzonego lodu brzegowego a zwierciadłem wody, której stan w czasie zlodzenia był niski. Stosunkowo mała pojemność tych komór sprawia, że etap ten jest krótkotrwały i przechodzi prędko w następny, w którym przez wspomniane szczeliny zaczyna wydobywać się woda. Lód rzeczny dalej mięknie, a zakłęśłość jego powierzchni pogłębia się. Rzeka jest jednak ciągle jeszcze skuta lodem, toteż w warunkach ustawicznego przyboru wód dochodzi lokalnie do powstania przepływu pod ciśnieniem. Z niektórych szczelin woda wybija na kilka lub kilkanaście centymetrów. Wzdłuż brzegów wolnych już od lodu i śniegu można obserwować przepływ wody korytarzami kreta i szczura wodnego. Woda płynie także wzdłuż systemów korzeniowych nadrzecznych drzew wybijając się w róż-

nych miejscach brzegów lub w pobliżu pni. Coraz większe ilości wody wypływające spod lodu powodują na jego wklęśłej powierzchni powstanie wartkiego strumienia. Działalność takich strumieni powoduje bardzo szybkie wytapianie lodu rzecznego, a zwłaszcza przyczynia się do szybkiego usuwania zalegającego jǎ śniegu. Lód nadal osiada, a szczeliny, którymi wypływa woda, prędko ulegają rozszerzeniu i zamieniają się w owalne dziury. Lód pęka, czemu towarzyszy charakterystyczny, głuchy jęk. Tafle kry lodowej ulegają nachyleniu, szczeliny widoczne przy brzegu prędko otwierają się. W tej fazie tajania na pewnych odcinkach rzeki woda nadal płynie po nie stopionej krze, w innych znów miejscach ciągle jeszcze płynie pod lodem. W związku z tym istnieją w tym etapie tajania dwa rodzaje otworów w krze: otwory, przez które woda wydobywa się spod lodu pod ciśnieniem oraz otwory, przez które woda znów znika pod lodem. W tym drugim przypadku tworzą się lokalne, potężne wiry stacjonarne zstępujące o osi pionowej i dużej prędkości wirowej. Powodują one powstanie na powierzchni wody głębokich lejów. W miejscach, gdzie woda wydobywa się spod lodu pod ciśnieniem przeważają bardzo zmienne wiry o osiach poziomych lub ukośnych. Wiry zstępujące tworzą się zwłaszcza w strefie spiętrzenia powyżej zatorów zamrozowych, które puszczają zwykle prędkiej od środka niż z po-

wierzchni. Niekiedy spiętrzenie wody powyżej zatoru zamrozowego jest tak znaczne, że dochodzi do przepływów pełnokorytowych lub większych. Wówczas rzeka rozlewa się systemem tworzących się ad hoc krewas, występując na przyległą powierzchnię równiny zalewowej (pl. VI, 2). Podkreślić jednak należy, że zatory powodujące lokalne powodzie pochodzą prawie zawsze z okresu zamarzania i zbudowane są z przekrystalizowanego lodu gąbczastego. Lokalnie zatory takie mogą być nadbudowane przez sprasowany lód powstający z tafli płynącej kry (pl. VI, 4). Na badanych rzekach płynąca kora pojawia się zwykle tylko lokalnie. Przyczyn takiego zachowania się rzeki górskiej jest kilka. Po pierwsze lód rzeczny jest na małych rzekach górskich zwykle silnie zakotwiczony przy brzegu, zwłaszcza na głazach, pniach, korzeniach, gałęziach i innych dużych elementach szorstkich. Po drugie dość gęsto rozmieszczone zatory zamrozowe — a zwłaszcza potężne czopy lodowe występujące powyżej tych zatorów — stanowią istotną przeszkodę dla ruchu i spływu lodów, nawet jeżeli pływająca kora wystąpi. Po trzecie w czasie odwilży wartko płynące rzeki górskie wytapiają lód tak prędko, że zanim dojdzie do znacznego podniesienia stanu wód roztopowych rzeka jest już wolna od lodu na długich odcinkach. W konsekwencji rzeka górską puszcza najpierw wzdłuż swej osi hydrodynamicznej, czyli na odcinku prostym w środku rzeki, gdy tymczasem rzeka nizinna zaczyna puszczać najpierw przy brzegu (Dobrowolski 1923). Co więcej lód rzeczny jest na rzekach nizinnych tak gruby, a wytapianie tak powolne, że pokrywa lodowa pęka dopiero w wyniku znacznego podniesienia stanu wód roztopowych połączonego z oderwaniem lodu od brzegu. Lód pęka, łamie się, zaczyna

się masowy pochód kry, która w miejscach spokojnego przepływu tworzy zatory (Dobrowolski 1923). Dziś wiemy już, że zatory odwilżowe powstają zwłaszcza w miejscach, w których liczba podobieństwa Froude'a spada do około 0,08—0,09 (tzw. kryterium Kivisilda; Bolsenga 1968; Gerritsen 1971; *Task Committee...* 1974 i in.).

W późniejszym stadium rozmarzania niektóre odcinki rzeki są już zupełnie wolne od lodu, a stan wód roztopowych silnie rośnie. W innych znów odcinkach nadal ma miejsce wytapianie zatorów zamrozowych i czopów lodowych, które są tak grube, że nie mogą spłynąć nawet w wezbranej rzece. Jednocześnie rozmarznięcie powierzchniowej warstwy gruntu powoduje osuwanie się do rzeki potężnych zasp śniegu, szreni lub firnu, zwłaszcza wzdłuż erodowanych, stromych skarp na wklęsłych łukach rzeki. Opisane wyżej zjawiska mogą przebiegać bardzo prędko. W czasie silnej odwilży, a zwłaszcza związanej z wiatrem halnym, rzeka może całkowicie uwolnić się od lodu i śniegu, nawet w ciągu kilkunastu godzin. Przy mniejszym wzroście temperatury, a zwłaszcza gdy nocą nadal utrzymuje się mróz, proces tajania trwa oczywiście odpowiednio dłużej. Strumienie górskie przypominają wówczas rzeki obszarów glacialnych lub alpejskich z wyraźnym dobowym wahaniem przepływu w zależności od aktualnej temperatury powietrza. Najwyższe stany obserwuje się zwykle wczesnym popołudniem. Późnym popołudniem i nocą dochodzić może nawet do powtórnego, słabego zlodzenia, zazwyczaj jednak tylko z utworzeniem przezroczystego lodu brzegowego (ice rind). Jednocześnie przepływ ulega zmniejszeniu aż do następnego dnia odwilży.

PRZEBIEG PROCESÓW FLUWIALNYCH W OKRESIE TAJANIA (pl. IX, X)

Gwałtowne odwilże zimowe i roztopy wiosenne są szczególnie ważnym, jeżeli nie najważniejszym okresem rozwoju rzeki górskiej, przede wszystkim ze względu na duże natężenie procesów erozji i transportu oraz związane z tym poważne zmiany morfologiczne w strefie koryta rzecznoego. O ile jednak transport obciążenia przebiega w rzece w przybliżeniu jednakowo w ciągu całego roku hydrologicznego (jeśli nie brać pod uwagę niewielkich, lecz wyraźnie wyczuwalnych zmian form dennych spowodowanych zmianami lepkości wody), to zjawiska erozji przebiegają w czasie odwilży w warunkach zupełnie specyficznych, nieporównywalnych z innymi porami roku. Z tego też względu w artykule niniejszym autor ograniczy się głównie do omówienia procesów erozji z pominięciem zagadnień transportu i sedymentacji.

Formy akumulacyjne okresu roztopowego nie różnią się w sposób istotny od form powstających wiosną i zostaną przedstawione w innym opracowaniu. W tej pracy zostaną natomiast omówione następujące procesy związane genetycznie z gromadzeniem się, a następnie zanikiem lodu i śniegu w aktywnych korytach rzek: 1) drażnienie korytarzy w aluwialnych brzegach rzek; 2) rola ruchów masowych śniegu i lodu rzecznoego jako czynnika erozyjnego; 3) niszczenie brzegów koryta przez wody roztopowe (termoerozja) oraz 4) wpływ zjawisk lodowych na układ koryta rzecznoego, a w szczególności na proces meandrowania.

1. Drażnienie korytarzy w aluwialnych brzegach rzek (bank piping) zachodzi szczególnie aktywnie w pierwszych etapach tajania lodu i śniegu rzecznoego,

kiedy to w rzece stojącej jeszcze pod lodem dochodzi do przepływu pod ciśnieniem. Woda wykorzystuje w tym celu głównie korytarze szczura wodnego i kreta, a także drąży tunele wzdłuż korzeni nadrzecznych drzew i wykorzystuje pustki powstałe w gruncie na skutek wypróchnienia obumarłych korzeni. Boczny zasięg tego procesu nie został zbadany, z literatury jednak wiadomo, że należy się liczyć z drążeniem tuneli w strefie o szerokości co najmniej do kilkudziesięciu metrów po obu stronach koryta (Leopold *et al.* 1964). Bezpośrednie efekty tej erozji są zapewne niewielkie. Niemniej brzeg pocięty jamami ulega później znacznie łatwiej erozji rzecznej czy antropogenicznej, niż brzeg nietknięty przez te procesy. Woda płynąca podziemnymi przewodami wymywa prawdopodobnie tylko najdrobniejszy materiał, jak muł i drobny piasek. Świadczą o tym małe stożki materiału iluwalnego osadzone czasem u wylotu niektórych korytarzy lub w miejscach obfitych wysięków wód podskórnych. Zjawiska podziemnej eluwacji rozwijają się głównie w drobnoziarnistych i raczej słabo kohezyjnych gruntach, jak w glebie i w różnego rodzaju glinach aluwialnych tudzież w gliniastych piaskach drobnoziarnistych. Udział tego materiału — jakkolwiek trudny do ustalenia — powinien być niewątpliwie

brany pod uwagę w ogólnym bilansie erozyjno-akumulacyjnym strefy koryta rzecznego.

Tworzenie się małych, krótkotrwałych stożków iluwalnych obserwowano w korytach Lesku w Jaczkowie i w Czarnym Borze oraz w łożyskach Chwaliszówki i Polskiego Potoku w Starych Bogaczowicach. Formy te rozwijają się szczególnie wiosną, toteż zostaną omówione w innym artykule. Tu można jedynie dodać, że duże obrywy ziemne spowodowane przez wody roztopowe w korycie Lesku w Jaczkowie odsłoniły bardzo piękne przykłady osadów iluwalnych zdeponowanych w korytarzach utworzonych wzdłuż wypróchniałych korzeni (fig. 4). Obserwacje te wskazują, że podziemne zjawiska eluwacji i iluwacji mogą odgrywać istotną rolę w modelowaniu brzegu rzecznego. Obserwacje zimowe wskazują też, że proces drążenia korytarzy (piping) działa zarówno na brzegach nagich, jak i zarośniętych. W tym ostatnim przypadku działalność przepływów podziemnych uchodzi zazwyczaj uwadze nawet spostrzegawczego obserwatora.

2. Osuwanie się płatów starego, przekrystalizowanego śniegu i kry lodowej powoduje prawie zawsze niszczenie brzegów rzeki, chyba że osady brzegu są bronione przez systemy korzeniowe nadrzecznych

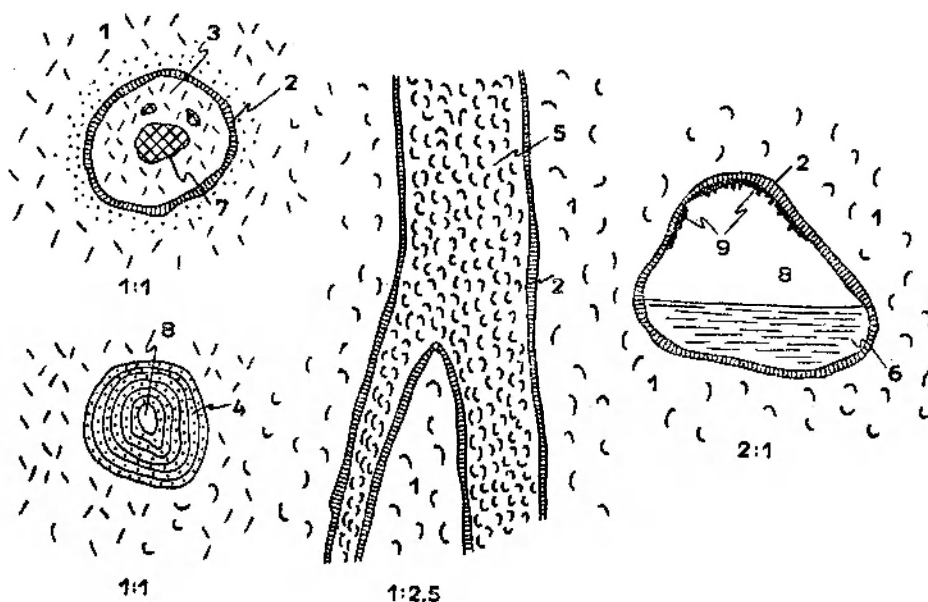


Fig. 4

Przejawy krążenia wód podziemnych wzdłuż butwiejących korzeni widziane w przekroju pionowym na ścianach erodowanych skarp w odcinku badawczym Lesku w Jaczkowie

1 — brunatna glina aluwialna; 2 — zewnętrzna obwódka wodorotlenków żelaza z resztkami próchnicy; 3 — glina szara; 4 — współśrodkowo warstwowany utwór limonitowo-mulasty; 5 — ciemna gleba; 6 — cienko laminowany mułek ilasty; 7 — resztki butwiejących tkanek; 8 — puste przestrzenie; 9 — wodorotlenki manganu

Features resulting from circulation of ground water along rotten roots as seen in vertical section on river cutbanks of the River Lesk (Jaczków study reach)

1 — brown alluvial loam; 2 — outer rim of ferric hydroxide associated with humus; 3 — grey loam; 4 — concentric deposit composed of mud and ferric hydroxides; 5 — dark soil; 6 — laminated clayey silt; 7 — remnants of rotten plant tissues; 8 — empty space; 9 — Mn-hydroxide

drzew lub zarośli wierzbowych. Obserwacje prowadzone w czasie kilku ostatnich zim wskazują, że trawy nie stanowią w tym przypadku żadnego zabezpieczenia brzegu, zwłaszcza przed erozyjną działalnością kry lodowej. Względnie dobre zabezpieczenie brzegu przed tego rodzaju erozją stanowią natomiast zwarte systemy korzeniowe lepiężnika. Odnosi się to przede wszystkim do niskich brzegów wewnętrznych, a zwłaszcza łach meandrowych, które są głównym siedliskiem tej rośliny. Nieodporność na erozję lodową pokrywa darniowych wynika z faktu, że trawa przymarza silnie do dolnej powierzchni lodu, a także starego, zrekrystalizowanego śniegu. W czasie odwilży darń osuwa się razem z płatami śniegu lub taflami kry. Powierzchnia ścinania leży wówczas z reguły w głębi gruntu, często poniżej zasięgu strefy korzeni, prawdopodobnie na granicy gruntu jeszcze zamrożonego i nie zamrożonego lub w aktualnej strefie frontu rozmarzania, gdzie grunty kohezyjne są spęczniałe, uplastycznione i wykazują zmniejszoną spójność. Osuwanie się śniegu i lodu działa oczywiście na stokach o odpowiednim nachyleniu i wysokości. Stąd erozja związana z tym procesem atakuje przede wszystkim brzegi wysokie o stromym nachyleniu ($50-80^\circ$) i nie bronione dostatecznie przez roślinność. W przeciwieństwie do procesów fluwialnych erozyjna działalność osuwającego się śniegu i lodu niszczy brzegi bez względu na ich położenie w obrębie aktywnego koryta. Gdy tylko istnieją sprzyjające ku temu warunki erozja ta może atakować zarówno brzegi wklęsłe, wypukłe, jak i proste. Powierzchnie brzegu uformowane przez proces osuwania pokryte są charakterystycznymi rysami biegnącymi na ogół zgodnie ze spadkiem powierzchni (pl. VIII, 2). Rysy te mogą się utrzymywać przez wiele dni, a nawet kilka tygodni.

Ponieważ gromadzenie się zasp śniegu jest do pewnego przynajmniej stopnia sprawą ekspozycji stoku jasne jest, że najlepiej rozwinięte zasy spotyka się w miejscach ocienionych od wiatru o ekspozycji północnej (Jahn 1969). Bardzo dobrze można to obserwować w odcinkach rzek i potoków płynących w kierunku równoleżnikowym lub zbliżonym. Stoki skarp o ekspozycji północnej wykazują wówczas dobrze rozwinięte i długo utrzymujące się zasy, podczas gdy stoki o ekspozycji południowej mają zasy mniejsze lub są od nich nawet zupełnie wolne. W rzekach płynących w kierunku południkowym czynnik ekspozycji gra mniejszą rolę. Tutaj zasy gromadzą się szczególnie chętnie w niszach brzegowych, gdzie ablacja jest nieco mniejsza oraz w tych częściach podcięć brzegowych, które zwrócone są ku północy. Niszczące działanie osuwających się zasp starego śniegu występuje szczególnie na skarpach

stromo nachylonych, lecz nie pionowych i nie przewieszonych. Jeżeli są to nagie lub słabo porośnięte brzegi erodowane przez rzekę wówczas erozyjne efekty osuwania dodają się od razu do efektów erozji rzecznej. Jeżeli osunięcie się brzegu wraz z darnią miało miejsce na brzegu dotychczas nie aktywnym, wówczas odsłonięcie miękkich osadów aluwialnych może stać się bodźcem do zapoczątkowania w takim miejscu erozji rzecznej.

Pomiary terenowe wskazują, że grubość warstwy gruntu zdartej na skutek osuwania się płatów starego śniegu lub kry lodowej waha się najczęściej od kilku centymetrów do 2–3 decymetrów. Grubość zdartej warstwy jest zupełnie niezależna od szerokości koryta rzeki i wielkości przepływu. Stąd w korytach małych rzek i potoków usunięta w ten sposób warstwa brzegu może stanowić pokaźną część średniego rocznego tempa bocznej migracji koryta. I tak na przykład w korytach Polskiego Potoku i Chwaliszówki, w których średnie roczne tempo migracji bocznej wynosi 0,05–0,3 m (czyli odpowiednio około 0,06–0,16 średniej szerokości koryta, w) omawiana erozja może stanowić w pewnym etapie rozwoju skarp czynnik decydujący. Jednocześnie przepływ roztopowy wynoszący w tych potokach zwykle 0,3–0,7 m³/s jest zdolny usunąć dostarczony do koryta materiał w ciągu kilku dni lub kilku tygodni.

Podsumowując powyższe uwagi można powiedzieć, że obok erozji rzecznej, erozji antropogenicznej i krowiej (spowodowanej wypasem bydła na nadrzecznych łąkach) erozja związana z osuwaniem się lodu i śniegu rzecznej stanowi ważny czynnik odpowiedzialny za niszczenie brzegów rzek i rozwój podcięć brzegowych. Skarpy ukształtowane pod przemożnym wpływem takiej erozji wykazują zwykle następujące cechy: stromy stok ($50-80^\circ$) o dość równym profilu, występowanie charakterystycznych, pionowych rys typowych dla powierzchni ścinania oraz często brak nawiasów darniowych. Dwie ostatnie cechy mogą być krótkotrwałe.

Nieco inaczej przebiega niszczenie brzegów niskich o wysokości nie przekraczającej kilku decymetrów do 1 metra. Zjawiska osuwania odgrywają tu rolę raczej podrzędną. Znaczne zniszczenia może natomiast spowodować odłamywanie się tafli kry lodowej. Zjawiska takie na rzece Raduni opisał Rachocki (1974). Powierzchnia ścinania leży wówczas z reguły wewnątrz gruntu, u góry brzegu jest stroma lub pionowa, po czym nachylenie jej maleje w miarę zbliżania się do zwierciadła wody. W rzekach badanych przez autora ten rodzaj erozji odgrywa mniejszą rolę. Z względu na głębokie na ogół wcięcie badanych rzek atakuje on przede wszystkim brzegi wewnętrzne, a zwłaszcza wypukłe brzegi łach meandrowych. Wpływ takiej

erozji na układ koryta rzecznego będzie poruszony niżej.

3. Niszczenie zamrożniętych brzegów przez wody roztopowe (termoerozja) jest przez swą powszechność i duże natężenie zjawiska ważnym czynnikiem kształtującym morfologię strefy aktywnych koryt rzecznych. W szczególności rozwój podcięć brzegowych stanowi osobne i złożone zagadnienie, które nie sposób tu wyczerpująco omówić. Spośród czynników kształtujących podcinany brzeg rzeki na czoło wysuwają się procesy erozji rzecznej oraz ścinanie prowadzące do rozwoju ruchów masowych. Natężenie, rozmiary i charakter współdziałania tych procesów zależą zarówno od budowy litologicznej brzegu, jak i jego wysokości.

Erozja rzeczna obejmuje przede wszystkim rozmywanie powierzchniowe, głównie gruntów drobnoziarnistych, kohezyjnych, wymywanie drobnego materiału, czyli eluwiację działającą najsilniej na sypkie grunty gruboziarniste oraz procesy tworzenia i usuwania osadów rezydualnych, a więc głównie bruków korytowych. Obserwacje terenowe wskazują, że procesy te mogą być w istotny sposób modyfikowane i przyspieszane na skutek działania na grunty brzegów mrozu i wód roztopowych, i tylko te aspekty zagadnienia będą poruszane w niniejszym artykule. Ponieważ działanie tych czynników na grunty aluwialne jest w dużym stopniu uzależnione od litologii omówiono osobno przykłady termoerozji brzegów zbudowanych z gliny aluwialnej, piasku i piasku gliniastego oraz żwiru.

Przykład erozji brzegu zbudowanego z gliny aluwialnej ilustruje figura 5. Rysunek ukazuje prawy, podcinany brzeg meandry B-1 na Bobrze, w odcinku badawczym powyżej zapory w Bukówce. Wzniesienie zapory spowodowało podniesienie lokalnej bazy erozyjnej co najmniej o 0,6 m i odpowiednią agradację w wyżej położonej części doliny (zaporę jest normalnie sucha, przepust znajduje się na wysokości przyziemia muru). Wspomniana agradacja spowodowała, że żwiry głębszych warstw normalnego profilu holocenijskiego leżą tu poniżej zwierciadła wody. Gлина budująca brzegi jest dość jednorodna, brunatna, słabo warstwowana lub zgoła homogeniczna, piaszczysta, plastyczna w stanie wilgotnym. Lokalnie zawiera ona wkładki i soczewki gruboziarnistego piasku i drobnego żwirku, które reprezentują typowe osady glifów krewasowych, wg terminologii zaproponowanej przez Gradzińskiego i współpracowników (1976). Rysunek ilustruje stan brzegów z dnia 15 X 1977 i 30 XII 1977 po silnej odwilży i wezbraniu roztopowym w dniach 25–29 XII 1977. Stan wody z okresu maksymalnego wezbrania rejestruje górna krawędź niszy erozyjnej. Orientacyjny przepływ wynosił wówczas co najmniej 7–8 m³/s (średni roczny przepływ = 0,720 m³/s).

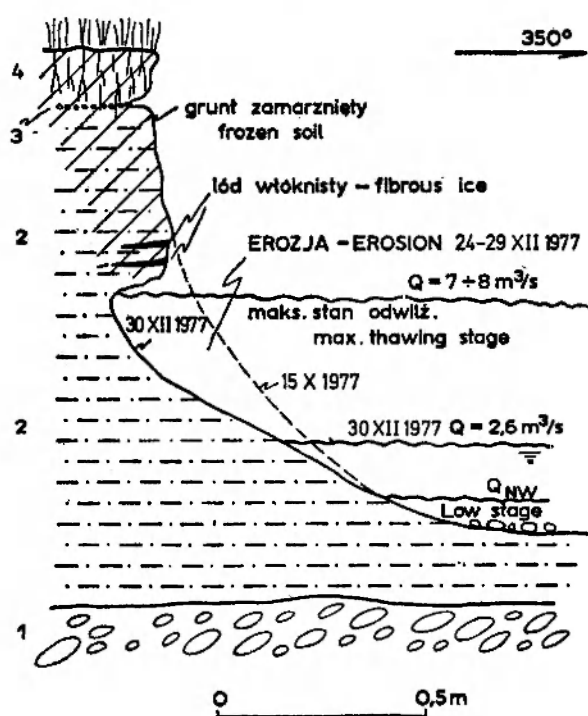


Fig. 5

Erozja odwilżowa (termoerozja) na prawym brzegu meandry B-1 na górnym Bobrze, odcinek badawczy w Bukówce
1 - żwir 64–256 mm (osad bruku korytowego); 2 - brunatna, piaszczysta glina aluwialna (osad pozakorytowy); 3 - drobny żwir (osad glifów krewasowych); 4 - gleba

Thermal erosion (during thawing) on right bank of the upper River Bóbr, meander B-1 in the Bukówka study reach
1 - cobble gravel (channel-lag deposit); 2 - brown sandy loam (overbank deposit); 3 - fine gravel (erevasse-splay deposit); 4 - soil

Dzięki systematycznym obserwacjom wbitych w brzeg prętów żelaznych można było stwierdzić, że cały niemal ubytek brzegu pokazany na rysunku był dziełem wspomnianego wezbrania roztopowego. W naukach technicznych erozję taką charakteryzuje się podając rozmywającą prędkość rzeki i intensywność rozmywania (Grabowska-Olszewska, Siergiejew 1977). Zastosowanie w naszym przypadku tych wskaźników wydaje się mało celowe, a to z dwóch co najmniej przyczyn. Po pierwsze liczbowe wartości obydwóch wskaźników są zmienne w czasie, toteż mają wartość jedynie w sensie statystycznym. Po drugie dla geomorfologa i geologa o wiele ważniejsze są liczby określające bezwzględne i względne (w stosunku do średniej lokalnej szerokości koryta, w) cofanie się brzegu, charakteryzujące szybkość migracji bocznej koryta oraz objętość i masę materiału, który na drodze erozji dostaje się do rzeki. W omawianym przypadku głębokość rozmycia odwilżowego wahała się od paru centymetrów do 0,74 metra (fig. 6), czyli odpowiednio około 0,01 i 0,15 w. Średnia głębokość rozmycia wynosiła 0,2 m, czyli 0,04 w. Objętość materiału zerodowanego przez wody odwilżowe wynosiła średnio 0,082 m³ gliny na

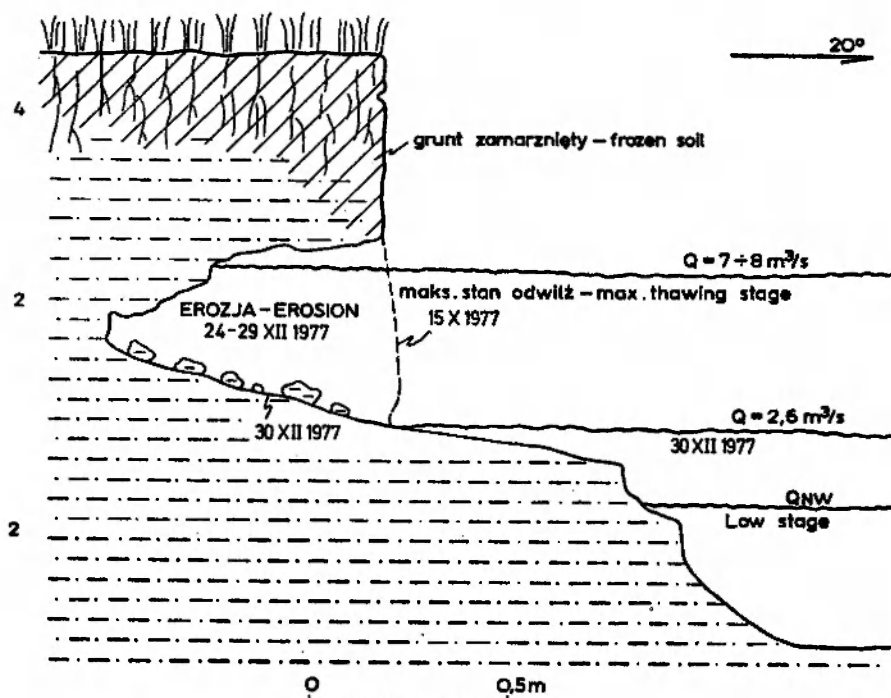


Fig. 6

Erozja odwilżowa (termoerozja) na prawym brzegu meandru B-1 w strefie osi zakrętu. Górny Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce. Objaśnienia jak na figurze 5

Thermal erosion on right bank of meander B-1 in zone of meander axis. River Bóbr, Bukówka study reach. See figure 5 for explanation

1 m bieżący brzegu, maksymalnie zaś $0,21 \text{ m}^3$ gliny/1 m bieżący brzegu. Biorąc pod uwagę parametry określające wielkość rzeki ($Q_{sr} = 0,890 \text{ m}^3/\text{s}$, $w = 0,5 \text{ m}$) są to ilości pokaźne, gdyż na odcinku 30-metrowej skarpy meandru B-1 otrzymał Bóbr w ciągu kilku dni około $2,5 \text{ m}^3$ gliny aluwialnej. Zerodowany materiał stanowił w ponad 95 % obciążenie zawieszinowe rzeki i w przeważającej mierze został od razu odprowadzony poza odcinek badawczy. W meandrze B-1 średnie tempo migracji bocznej koryta w okresie 1945-1977 wynosi około $0,5 \text{ m}/\text{rok}$. W latach 1971/1977 tempo to wzrosło do $0,75 \text{ m}/\text{rok}$ w związku ze zmniejszeniem promienia łuku i spadkiem wskaźnika r_m/w_m . Wynika stąd, że w przypadku skrajnym erozyjny efekt jednej silnej odwilży może spowodować boczne przesunięcie brzegu zewnętrznego równe średniej migracji całorocznej. Średnie cofnięcie się brzegu w czasie omawianej odwilży wynosiło $0,2 \text{ m}$, co odpowiada około 27 % średniej migracji całorocznej. Pomiarzy wykonane przez autora w innych meandrach wspomnianego odcinka badawczego wskazują, że jest to liczba miarodajna dla całego odcinka doliny Bobru powyżej zapory w Bukówce. W bezpośrednio sąsiadującym z Bobrem ujściowym odcinku Żółtej stwierdzono w okresie 30 XII 1977 - 6 II 1978 średni ubytek brzegu gliniastego wynoszący 8 cm . Na odcinku podcinanej skarpy o długości 7 m rzeka otrzymała w ten sposób $0,3 \text{ m}^3$ gliny aluwialnej

stanowiącej tu wyłącznie obciążenie zawieszinowe rzeki ($Q_{sr} = 0,4 \text{ m}^3/\text{s}$, $w = 3 \text{ m}$). W ten sposób w wyniku kilku słabych odwilży, jakie miały miejsce we wspomnianym pięciodniowym okresie, rzeka przesunęła się bocznie o około $0,03 \text{ w}$. Średnie tempo migracji bocznej koryta wynosi tu w ostatnich latach około $0,2 \text{ m}/\text{rok}$, czyli $0,07 \text{ w}$.

Przyczyną tak znacznego tempa migracji brzegu zbudowanego z gliny aluwialnej są oczywiście szczególne własności tego gruntu i łatwość usuwania przez rzekę górską zerodowanego materiału. Co się tyczy własności glin aluwialnych wypada podkreślić, że zamarzają one w temperaturze poniżej zera i fakt ten jest znany od bardzo dawna (Dobrowolski 1923). Wynika to z właściwości wody kapilarnej, osmotycznej i związanej, która zamarza w temperaturach od $-1,5 \div -78^\circ\text{C}$ (Grabowska-Olszewska, Siemiejew 1977; Glazer 1977). Dlatego też brzegi rozmarznięte do wysokości zwilżenia przez stosunkowo ciepłe wody odwilżowe nie zamarzają nocą, mimo spadku temperatury do kilku stopni poniżej zera. Rozmarznięta glina jest więc erodowana przez cały czas trwania odwilży, także w nocy. Po drugie własności gliny poddawanej wielokrotnemu zamarzaniu i rozmarzaniu są zupełnie inne niż takiej samej gliny, na którą mróz nie działał (np. poniżej zwierciadła wody lub w głębi skarpy). W opisywanym przypadku glina była silnie spęczniała, miękkoplastyczna, a jej spój-

ność znacznie osłabiona. Strefa gliny w stanie miękkoplastycznym pokrywała się z zasięgiem niszy erozyjnej pokazanej na figurach 5 i 6, tj. mieściła się między linią niskiej wody a najwyższym stanem roztopowym; na głębokość zaś niewiele przekraczała strefę zamrożonego gruntu sprzed odwilży. Jednocześnie powyżej niszy erozyjnej grunt był nadal zamrożony, co zapewniało stateczność przewieszek darniowych. Istotnie przewieszki takie obrywają się zwykle dopiero w końcu zimy lub nawet wczesną wiosną.

Brzeg ukształtowany przez rozmywanie odwilżowe jest z reguły wklęsły z przewieszonymi półkami zbudowanymi z podobnego materiału (fig. 5, 6). Takie ukształtowanie brzegu jest po części wynikiem samego procesu erozji rzecznej: rzeka rozmywa bowiem najsilniej w strefie tuż powyżej i tuż poniżej aktualnego zwierciadła wody (Lambor 1971; Wołoszyn 1974). Jeżeli więc granica glina/żwir leży poniżej dna rzeki wówczas tworzy się zwykle podwodna półka zbudowana z gliny bądź też cały system półek na różnych wysokościach odpowiadających różnym stanom wody. Powstanie tych półek spowodowane jest tym, że stale zanurzona, a więc nie wysuszana i zasadniczo nie zamrażająca glina jest zawsze bardziej spójna i bardziej wytrzymała na rozmywanie, niż taka sama glina powyżej zwierciadła wody (Grabowska-Olszewska, Siergiejew 1977; Glazer 1977). W szczególności glina stale zanurzona nie wykazuje takiej skłonności do rozmakania, jak glina pozostająca w zasięgu stanów roztopowych. Przyczyną wyjątkowej słabości mechanicznej gruntu i skłonności do rozmakania, a nawet upłynniania, jest więc destrukcyjny wpływ na strukturę i wytrzymałość gliny wielokrotnie powtarzającego się zamrażania i rozmarzania oraz wysuszenia i namakania. Zjawiska te są zresztą znane już co najmniej od początków naszego stulecia (Dobrowolski 1923). Pozwalają one zrozumieć powszechność spływów soliflukcyjnych w klimatach zimnych przy nikłej tylko tendencji do płynięcia glin i ilów w klimacie tropikalnym, mimo że są one zwykle bogatsze w minerały ilaste i znacznie silniej zawodnione (Dobrowolski 1923; Jahn 1970).

Należy też wspomnieć, że w warunkach utrzymującej się przez dłuższy czas temperatury w pobliżu zera (jak w styczniu i lutym 1978) natężenie termorozyjji jest w dużej mierze uzależnione od ekspozycji skarp nadrzecznych. Grunt nie taje wówczas w cieniu, o czym można się dobitnie przekonać nawet na skarpach o ekspozycji południowej, lecz częściowo ocienionych przez nawisy darniowe. Widać wówczas osypywanie się, spływanie i rozmywanie gruntu nasłonecznionego, podczas gdy w cieniu przewieszek ziemia jest nadal zamrożona.

Brzegi zbudowane z piasku lub piasku gliniastego

są niszczone w dwojaki sposób. Pierwszy z nich polega na niszczeniu przez lód gruntowy struktury gruntu piaszczystego niejako w całej jego masie. Prowadzi to do powstania spulchnionego utworu lodowo-mineralnego o szkieletowej strukturze i żuźlowatej powierzchni. Powolne tajanie lub sublimacja lodu gruntowego daje w wyniku bardzo nietrwałe grunty szkieletowe (pl. VII). Silna odwilż powoduje natomiast spływanie całej warstwy zniszczonego w ten sposób gruntu. Grubość zerodowanej w ten sposób warstwy brzegu dochodzi co najmniej do kilkunastu centymetrów w jednym cyklu zlodzenia/odwilży; zależy ona głównie od głębokości zamrażania gruntu. Stwierdzono też, że grunty szkieletowe tworzą się szczególnie chętnie pod zaspami nawianego śniegu. Drugi ze wspomnianych sposobów polega na wymarzaniu

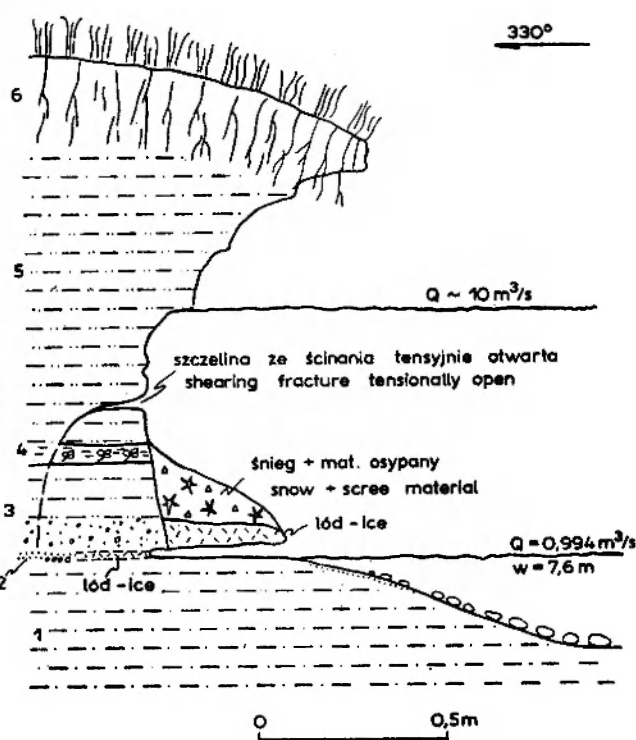


Fig. 7

Erozja odwilżowa (termorozyja) na lewym brzegu Bobru, odcinek badawczy w Błażkowej. Podcinanie brzegu następuje wzdłuż łatwo wymywanego gliku piaszczysto-żwirowego (2)
 1 — glina aluwialna (osad pozakorytowy); 2 — gliniasty piasek na żwirku (osad gliku krewasowego); 3 — gruboziarnisty piasek gliniasty ze żwirkiem przechodzący w silnie piaszczystą glinę; 4 — ciemna, piaszczysta glina z detritusem roślinnym (osad zagłębienia lub opuszczonego koryta na równinie zalewowej); 5 — brunatna glina aluwialna (osad pozakorytowy); 6 — gleba

Thermal erosion on left bank of the River Bóbr, Błażkowa study reach. Bank is undercut at the base, along thin layer of loose sand and fine gravel (2)

1 — alluvial loam (overbank deposit); 2 — coarse-grained sand over fine gravel (crevasse-splay deposit); 3 — coarse-grained, sand passing upwards to sandy loam; 4 — dark sandy loam with plant fragments (deposits of a flood-plain depression or abandoned channel); 5 — brown alluvial loam (overbank deposit); 6 — soil

wody gruntowej, która krzepnie w formie cieńszych lub grubszych warstw („żył”) równoległych do powierzchni skarpy (fig. 1; pl. IX). Często stwierdza się występowanie kilku warstw takiego lodu przebiegających w gruncie co parę centymetrów. W pierwszej fazie zamarzania lód taki składa się z wielobocznej sieci igieł lodowych zupełnie podobnej do lodu rusztowego lub sieciowego. Dalsze zamarzanie powoduje prawdopodobnie przeobrażenie takiego lodu w dość jednolity lód włóknisty, którego warstwy mogą osiągać grubość co najmniej do kilku centymetrów. Warstwy lodu gruntowego są szczególnie charakterystyczne dla nagich skarp zbudowanych z gliniastych piasków i silnie piaszczystych glin. Mogą one występować także w towarzystwie gruntów szkieletowych w skarpach zawierających zaspami śniegu. Opisane warstwy lodu powodują dzielenie się gruntu w czasie tajania na płasko-równoległe warstwy ulegające kolejno spełzywaniu, odpadaniu, spływaniu lub rozmywaniu. Jeżeli procesy te są przerywane, np. przez mrozy nocne, tworzy się charakterystyczny, terasowaty profil skarpy. W czasie silnej odwilży warstwy te mogą odrywać się na skutek termoerozyjnego podcinania brzegu i spadać do wody w stanie jeszcze zamrożonym.

Jeżeli piasek lub piasek gliniasty tworzy przewarstwienia w glinie aluwialnej wówczas dochodzi niejednokrotnie do zimowego „odwrócenia reliefu” takich skarp. W porach roku wolnych od mrozu piasek jest z reguły łatwiej rozmywany niż glina i dlatego jego warstwy zaznaczają się na powierzchni jako głębsze lub płytsze niszki rozdzielone półkami gliny aluwialnej. Na początku zimy, w okresach odwilżowych lub w czasie lekkich zim może zdarzyć się, że glina aluwialna jeszcze nie zamarzła i dalej jest rozmywana, piasek natomiast — jako zawierający wodę wolną — zamarza już w temperaturze $-0,1^{\circ}\text{C}$. Odwrócony relief skarpy polega więc na występowaniu półek zamrożonego piasku lub żwirku rozdzielonych niszami ciągle jeszcze nie zamrożonej i erodowanej gliny.

Poniżej zwierciadła wody piaski i piaski gliniaste są zazwyczaj nie zamrożone (chyba, że wychładzanie rzeki jest wyjątkowe), a w każdym razie tań pręcej niż wyżej leżący grunt w kontakcie z atmosferą. Powoduje to wymywanie nisz i wnęk erozyjnych w partiach brzegów tuż poniżej średniego aktualnego zwierciadła wody. Przegłębianie takich nisz może spowodować osunięcie się wyżej leżącej partii brzegu skoro tylko jego wytrzymałość na ścinanie zostanie przekroczona. Tworzą się wówczas charakterystyczne niszki „łupinowe” o krawędzi wypukłej ku górze i powierzchni ścinania silnie zakrzywionej, u góry tnącej grunt pod dużym kątem do ściany skarpy, ku dołowi zaś

przechodzącej do pionu (pl. X, I; fig. 7). Powstanie takich nisz jest regułą, jeżeli wnęka erozyjna na poziomie zwierciadła wody przekroczy strefę gruntu zamrożonego. Powierzchnia ścinania leży wówczas częściowo na granicy gruntu zamrożonego i nie zamrożonego. Osuwanie podmytej części skarpy może przebiegać powoli, zwłaszcza w czasie słabych odwilży, gdy temperatura waha się koło zera. Obserwując skarpy w ciągu kilku kolejnych dni widać stopniowe otwieranie się szczelin tensyjnych na granicy osuwającego się fragmentu brzegu i wytrzymałego własny ciężar gruntu leżącego wyżej (pl. X, I). Silniejsza odwilż powoduje często gwałtowny obryw ziemny. Wygląd omawianych nisz zależy bardzo od własności mechanicznych gruntu i wysokości brzegu. W zależności od tych czynników ścięcia i osunięcia może ulec tylko dolna część skarpy, pozostawiając wyżej pomost ziemny. Kiedy indziej osuwa się cały brzeg, a powierzchnia ścięcia jest prawie pionowa.

Ten ostatni przypadek zachodzi zwłaszcza w wy-

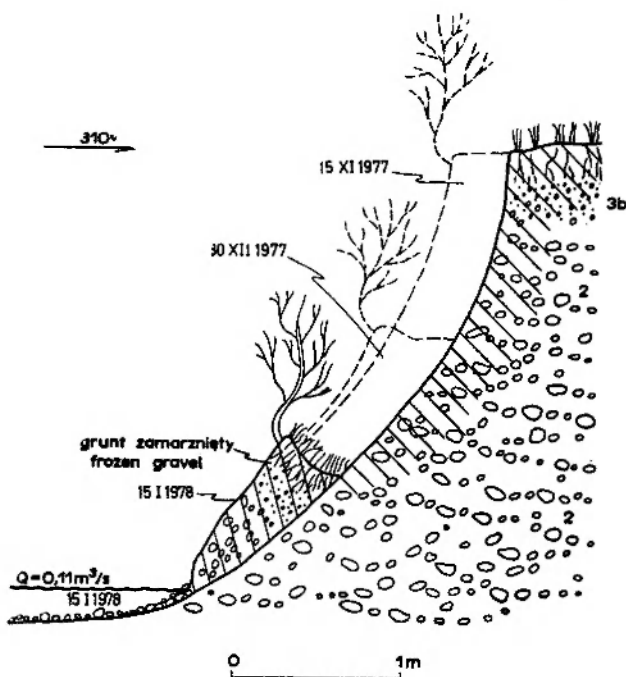


Fig. 8

Stopniowe osuwanie się brzegu żwirowego w okresie zimowym połączone z rozmywaniem i odprowadzaniem przez potok żwirów osuwającego się klina. Stroma skarpa żwirowa ukształtowała się w wyniku powodzi w sierpniu 1977 r. i przetrwała bez większych zmian do nastania pierwszych mrozów w listopadzie tego roku. Lewy brzeg Polskiego Potoku na południe od Bogaczowic. Objasnienia szrafur jak na figurze 2

Gradual sliding of gravelly bank in early winter accompanied by washing and removal by the brook of gravels composing the sliding wedge. Steep shearing surface of the bank originated during the August flood (1977) and persisted almost unmodified till the first cold in November. Left bank of the Polski Potok Brook, south of Bogaczowice. See figure 2 for explanation of lithology

sokich skarpach zbudowanych ze żwiru. Dobrym przykładem może tu być jedna ze skarp nowo powstającego meandra na Polskim Potoku, na południe od Bogaczowic (fig. 8). Pierwsze mrozy w listopadzie 1977 spowodowały tu zamarznięcie żwiru i zlokalizowanie erozji bocznej na wysokość zwierciadła wody, gdzie utworzyła się wąska wnęka erozyjna o głębokości do 0,3 m. Podcięty w ten sposób brzeg uległ ścięciu wzdłuż żwiru zamrożonego i nie zamrożonego. Osuwanie się płata ściętego, zamrożonego żwiru przebiegało stopniowo, w miarę jak wody roztopowe rozmywały jego część dolną. Całkowita objętość odkłutej warstwy żwiru wynosiła około 1,2 m³, z czego do dnia 15 I 1978 potok odprowadził około 0,85 m³, czyli 71 %. Orientacyjnie można przyjąć, że odprowadzony materiał stanowił co najmniej

w 60 % obciążenie denne strumienia. Tego typu osuwiska nie powodują zwykle zahamowania migracji bocznej meandrów, ponieważ są lateralnie ograniczone i stąd ilość materiału dostarczanego w ten sposób do rzeki nie jest znaczna. W omawianym przypadku osunięty płat żwiru miał około 1,4 m szerokości. Gdyby ruch taki objął całą podcinaną skarpe meandra potok otrzymałby ponad 20 m³ żwiru, a więc ilość, która przy aktualnych przepływach roztopowych (poniżej 0,7 m³/s) nie mogłaby w żadnym przypadku zostać odprowadzona i koryto przesunęłoby się ku łasze meandrowej. W korycie omawianego potoku zjawiska takie mają istotnie miejsce, gdy tworzą się osypiska eksfoliacyjne opisane wyżej.

Niszczenie niskich brzegów zbudowanych w całości lub częściowo z gruboziarnistych żwirów prze-

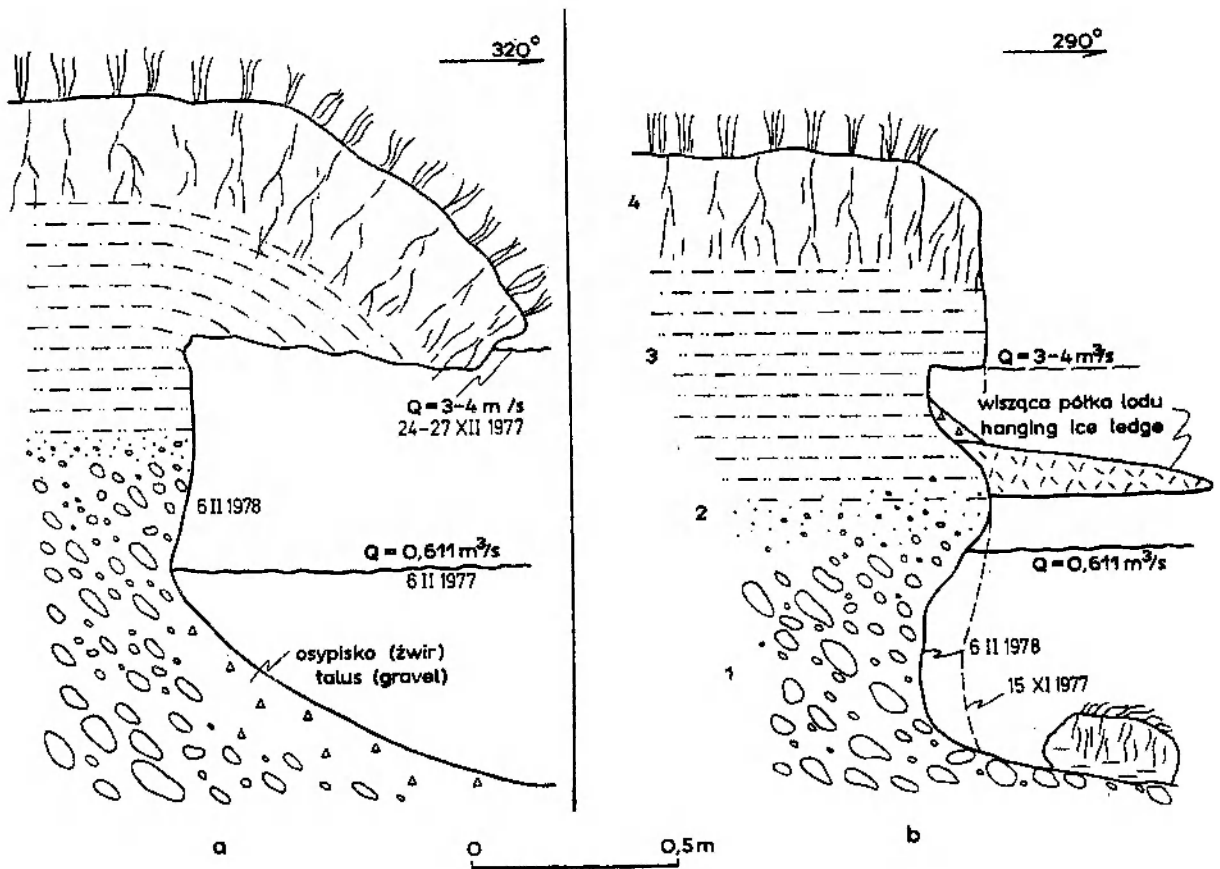


Fig. 9

Erozja brzegu zewnętrznego meandra zbudowanego ze żwiru, rzeka Złotna, meander M-2, odcinek badawczy w Miskowicach. Powyżej osi zakrętu (fig. 9a) nurt jest odsunięty od brzegu przez osypisko zerodowanego żwiru. Poniżej osi zakrętu (fig. 9b) prądu usuwa od razu zerodowany żwir

1 - średnioziarnisty żwir (64-256 mm), silnie zimbrykowany (osad bruku korytowego); 2 - drobny żwir z piaskiem (osad łachy meandrowej?); 3 - gliniasty Wpiasek z przejściami do piaszczystej gliny (osad pozakorytowy); 4 - gleba

Erosion on outer meander cutbank composed of gravel, River Złotna, meander M-2, Miskowice study reach. Upstream from the axis of bend (fig. 9a) thalweg is separated from the cutbank by talus of eroded cobble gravel. Downstream from the axis of bend (fig. 9b) flow is competent enough to remove eroded gravel at once

1 - cobble gravel, strongly imbricated (channel-lag deposit); 2 - fine gravel, sandy (point bar deposit?); 3 - loamy sand passing upwards into sandy loam (overbank deposit); 4 - soil

biega w warunkach zimowych w zbliżony sposób i z porównywalnym natężeniem, jak w pozostałych porach roku. Przykładem może tu być podcinana skarpa meandra M-2 na Złotnej, na odcinku badawczym w Miskowicach (fig. 9). Osypisko częściowo broniące skarpe przed erozją rzeczną, przez odsunięcie nurtu ku środkowi rzeki, tworzy się tu w części koryta wypełnionej wodą (fig. 9a). Poniżej osi zakrętu turbulencja wyzwolona przez zmianę kierunku szybko płynącej wody jest wystarczająca do odprowadzenia tego żwiru w dół rzeki, nawet w warunkach stanów średnich lub półpełnokrytowych (fig. 9b).

Podsumowując można stwierdzić, że termerozyjne niszczenie brzegów zbudowanych z piasku, piasku gliniastego lub żwiru przebiega w sposób zbliżony i na ogół z porównywalnym natężeniem, jak w pozostałej części roku hydrologicznego. Dzieje się tak zapewne dlatego, że lód gruntowy w mniejszym stopniu zmienia własności tych gruntów, które nie wykazują ponadto tendencji do rozmakania. Tempo cofania się takich brzegów jest w dużej mierze uwarunkowane głębokością zamarzania gruntu oraz prędkością jego tajania, wysokością stanu roztopowego i czasem trwania wezbrania. Całkowity ubytek brzegów i w tym przypadku będzie zależał od ilości cykli zamrozowo-odwilżowych i waha się najczęściej od kilku centymetrów do kilku decymetrów w ciągu jednego okresu zlodzenia/odwilży. Geomorfologiczne skutki opisanej erozji zależne są od ogólnego bilansu dostawy materiału detrytycznego i zdolności transportowej rzeki. Stosunkowo najpoważniejsze mogą być skutki termerozji w przypadku wysokich skarp zbudowanych ze żwirów.

4. Omówimy z kolei wpływ zjawisk lodowych i działania lodu gruntowego na układ koryta rzecznego, a w szczególności na proces meandrowania (pl. X). Narastająca grubość lodu brzegu zewnętrznego (podcinanego) powoduje przesuwanie się linii nurtu ku środkowi koryta, a potem jeszcze bliżej w stronę łachy meandrowej (pl. X, 2). Wynikiem tego jest zakłócenie przepływu i wzrost naprężenia ścinającego wywieranego przez prądy denne na podwodny skłon platformy łachy meandrowej. W konsekwencji część osadów skłonu platformy może ulec erozji. Rozmiary tego rozmywania trudno ocenić, a jego efekt jest prawdopodobnie tylko przejściowy. Profile poprzeczne wykonywane systematycznie przez autora przed i po ustaniu zjawisk lodowych nie ujawniły bowiem cofania się podwodnych skłonów platform badanych zakoli. Prawdopodobnie więc warstwa osadu zerodowanego w opisany sposób zostaje szybko zregenerowana w warunkach wzmożonych przepływów roztopowych, gdy rzeka jest już wolna od lodu, a układ prądów w zakolu wraca do normalnego. Jest też

prawdopodobne, że erozja związana z opisywanymi zjawiskami rozwija się najsilniej, jeżeli koryto kręte nie zamarza całkowicie. Pozostaje wówczas wąski pas nie zamarzniętego nurtu. Jest charakterystyczne, że na łukach pasy takie występują zwykle w pobliżu brzegu wewnętrznego (wypukłego, pl. X, 2). Podczas zlodzenia krętość i przebieg nurtu w meandrach mogą więc być inne niż w okresie wolnym od lodu.

Jeżeli łachy meandrowe były w momencie zamarzania pod wodą może się na nich utworzyć gruba pokrywa lodowa. Lód ten leży wprost na osadach łachy lub resztkach zgniecionej roślinności i jest zwykle silnie związany z podłożem. Wpływa to niejednokrotnie na wzmożone niszczenie przez lód brzegu wewnętrznego, zwłaszcza jeżeli porośnięty jest jedynie trawami lub w ogóle pozbawiony roślinności. Niszczenie brzegu jest wówczas spowodowane przez odrywanie warstw osadu lub darni z podścielającym ją osadem, które przymarzły do spodu kry. Załamywanie się kry zachodzi często, skoro tylko stan wody w korycie ulegnie obniżeniu bądź też w czasie prawie każdej odwilży.

Wpływ pokryw lodowych na rozwój łach meandrowych uwidacznia się także w czasie okresowych wezbrań odwilżowych. Grube pokrywy lodowe powodują bowiem efektywne podniesienie wysokości łach, przez co koryto kręte w okresie odwilży i roztopów jest miejscem wyższych stanów wody, niż przy takim samym przepływie i braku pokrywy lodowej. Podniesienie stanu wody i łączące się z tym najczęściej zwiększenie prędkości przepływu wpływają na wzrost i tak już intensywnej termerozji, zwłaszcza wzdłuż brzegu zewnętrznego. Erozja zachodzi zresztą także na łachach meandrowych, zwłaszcza niskich, lub przynajmniej w niektórych ich częściach. Na niskich łachach dochodzi bowiem do tworzenia okresowych koryt podtopniejącą pokrywą lodową. W tunelach takich może nawet okresowo odbywać się przepływ pod ciśnieniem. Jest prawdopodobne, choć wciąż jeszcze nie udowodnione ostatecznie, że taka może być właśnie geneza niektórych koryt przelewowych widocznych na łachach meandrowych. Dalszy rozwój koryt przelewowych może doprowadzić do degeneracji meandrów przez częściowe odcinanie zakoli (Teisseyre 1977a). W rzekach o dużym spadku i wysokich łachach meandrowych koryta przelewowe mogą być również czynne i erodowane przez przepływy roztopowe, zwłaszcza jeżeli meandry uległy zaczopowaniu przez grube zatory lodu prądowego. Zjawisko takie obserwowano w pełni zimy na dolnej Złotnej. Przez kilka dni utrzymywały się warunki odwilżowe z temperaturami powietrza powyżej zera w godzinach 11–14 i niewielkim mrozem w pozostałej części doby. W tych warunkach cienka pokrywa lodu i śniegu na łachach meandro-

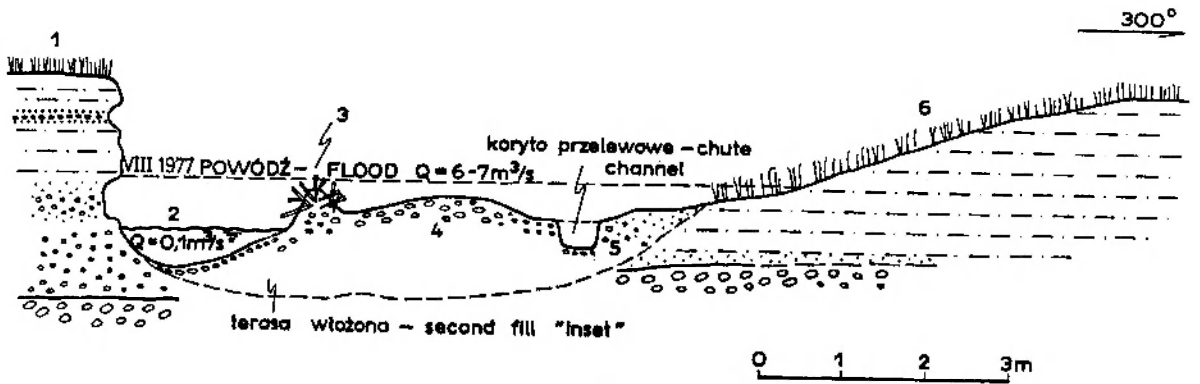


Fig. 10

Przekrój poprzeczny przez meander P-17 na Polskim Potoku, odcinek badawczy na południe od Bogaczowic. Koryto przelewowe powstało w okresie 30 XII 1977-15 I 1978 na skutek zaccopowania koryta meandrowego przez zator lodowy

1 - zewnętrzny, erodowany brzeg; 2 - aktywne koryto meandrowe; 3 - zator roślinny powstały w sierpniu 1977 r.; 4 - odsyp przelewowy - żwir 4-128 mm, silnie zimbrzykowany; 5 - dolna część łachy meandrowej ze skośnie warstwowanymi piaskami i drobnymi żwirami; 6 - nieaktywny brzeg wewnętrzny

Transversal cross-section through meander P-17 on the Polski Potok Brook, study reach south of Bogaczowice. Chute channel originated before January, 15 1978 owing to ice jam formed previously in the meander channel

1 - outer cutbank; 2 - active meander channel; 3 - plant jam originated in August 1977; 4 - chute bar (pebble-cobble gravel, strongly imbricated); 5 - bar tail with crossbedded deposits of fine gravel and sand; 6 - inactive inner bank

wych stopniała, zatory zaś okazały się na tyle grube, że przetrwały odwilż. Rzeka wzbierająca na skutek odwilży wylewała w godzinach południowych na łachę meandrową, gdzie przepływ odbywał się w korycie przelewowym. Prawdopodobnie w ten sam sposób powstały w lutym 1977 r. nowe koryta przelewowe na niektórych łachach meandrowych dolnego biegu Polskiego Potoku w Bogaczowicach. W styczniu 1978 r. stwierdzono nowe koryto przelewowe w meandrze P-17 Polskiego Potoku. Z całą pewnością koryto to powstało w wyniku wezbrania odwilżowego w dniach 25 XII-29 XII 1978 r. Przyczyną przelania się wody przez łachę meandrową było częściowe zatamowanie koryta przez zator zamrozowy z lodu gąbczastego, który umiejscowił się uprzednio na krawędzi bystrzyka i przegłębienia meandrowego, w strefie osi zakrętu. Woda przelewająca się przez łachę meandrową wykorzystała płytkie zagłębienie przelewowe ukształtowane w wyniku powodzi z sierpnia 1977 r. (fig. 10; pl. X, 3, 4). Osady łachy meandrowej zostały głęboko rozcięte przez mały parów o stromych ścianach i pionowym progu (headcut) migrującym pod prąd. Powyżej progu, który w styczniu 1978 znajdował się mniej więcej w połowie długości koryta przelewowego, zagłębienie przelewowe uległo wyraźnemu przegłębieniu. Dalsza migracja wspomnianego progu w górę rzeki może spowodować całkowitą degenerację omawianego meandra.

W niektórych meandrach dochodzi w czasie przyborów roztopowych do wypełniania wodą sierpowatych grzbietów i zagłębień (ridges and swales) łach ponadplatformowych, które następnie zamarzają jeżeli nastąpi obniżenie temperatury. W końcu należy

stwierdzić, że obecność zatorów usytuowanych w strefie osi zakola może spowodować takie spiętrzenie wody, że podtopieniu ulegną środkowe i górne części łach ponadplatformowych, czyli te partie łach meandrowej, które wznoszą się zwykle najwyżżej ponad zwierciadło wody i są znacznie rzadziej zalewane, niż jej nisko położone części dolne.

Należy też stwierdzić, że zderzenie przez osuwający się lód i śnieg darni może spowodować uaktywnienie się uprzednio nieaktywnych skarp i to tak na łukach, jak i w odcinkach prostych. Odsłonięcie rozmiękłych osadów aluwialnych lub stokowych ułatwia znakomicie rozwój w takich miejscach innych procesów erozyjnych, nie związanych już genetycznie z lodem czy śniegiem. W sprzyjających warunkach, gdy nurt kieruje się na taki właśnie brzeg, zderzenie w zimie płatów darni może stać się przyczyną powstania w takim miejscu niszy brzegowej. Z kolei nisze brzegowe mogą dać początek nowym meandrom, co - biorąc pod uwagę szybkość procesu meandrowania w rzekach górskich - jest bardzo prawdopodobne.

W okresie zimowym występują też tendencje do likwidowania zatorów roślinnych. Jak już wyżej wspomniano na zatorach roślinnych chętnie tworzą się następnie zatory zamrozowe. Spiętrzenie wody, zlodzenie i powstanie w związku z tym przepływu pod ciśnieniem sprzyja rozwojowi erozji wgłębnej (eluwacji) przejawiającej się wymywaniem piasku i drobnego żwiru spod zatoru. W czasie rekonesansu terenowego w dniach 14-15 I 1978 r. stwierdzono na przykład, że większość zatorów roślinnych na Polskim Potoku, jakie powstały w czasie powodzi w sierpniu 1977 r., została w ten sposób podcięta

i podmyta. Efekt ten może jednak okazać się przejściowy, jako że same zatory nie zostały usunięte, jedynie koryto uległo przegłębieniu, a przepływ odbywa się pod zawieszonym zaturem. Podmywanie zatorów powoduje oczywiście szybkie rozcinanie przez rzekę delt piaszczysto-żwirowych, które tworzą się z reguły powyżej zatorów roślinnych.

Omówione wyżej przykłady wskazują, że zjawiska związane genetycznie z warunkami zimowymi mogą mieć duży wpływ na układ koryta rzeki meandrującej. Zmiany morfologiczne i hydrologiczne w strefie aktywnego koryta dokonujące się w zimie mogą być przejściowe lub trwałe. Do pierwszych należy przesuwanie i ścieśnianie pasm nurtu przez narastające tafle lodu brzegowego, zmiana struktury turbulencji i warunków przepływu związana z dodatkowym tarciem o spód pokrywy lodowej i narośla lodu dennego, większość zjawisk erozji podlodowej, niektóre zmiany szerokości i krętości koryta meandrującego, a także okresowe blokowanie przez lód przegłębieni meandrowych.

Najważniejsze zmiany o charakterze mniej lub bardziej trwałym polegają natomiast na tworzeniu lub przegłębieniu koryt przelewowych na łachach meandrowych. Obserwacje terenowe wskazują, że meandry mające koryta przelewowe wykazują zazwyczaj wolniejsze tempo migracji bocznej, a także inne zakłócenia „cyklu meandrowego”. W niektórych

meandrach okresowo czynne koryta przelewowe wykazują skłonność do autonomizacji, przez co powstają osobliwe układy meandrująco-roztokowe (Teisseyre 1977a). Z czasem jednak koryta przelewowe przejmują coraz to większą część przepływu i meander ulega degeneracji na skutek częściowego odcięcia zakola (chute cut-off). Na badanym przez autora terenie jest to przypadek często spotykany. Poważne zakłócenia rozwoju meandrów powoduje także nadmierne rozszerzanie koryta krętego przez zerodowanie lub zdarcie części brzegu wewnętrznego. Zbyt szerokie koryto ulega spłyceciu, a procesy erozji brzegu zewnętrznego wyraźnemu pomniejszeniu aż do czasu, gdy depozycja spowoduje ponowne nadbudowanie łachy meandrowej. Podobny efekt wywiera także zawalenie przegłębieni korytowych dużymi blokami oderwanymi od brzegu zewnętrznego. Może to także spowodować przejściowe zahamowanie migracji meandra, zwłaszcza w „suchym” roku hydrologicznym.

Podsumowując dochodzimy do wniosku, że bezpośredni wpływ na układ koryta rzeczno-wielu procesów związanych genetycznie z warunkami zimowymi prowadzi raczej do zmian retrogresywnych, a więc zmniejszenia krętości rzeki, zakłócenia przebiegu „cyklu meandrowego”, a nawet całkowitej degeneracji pętli meandrowych przez częściowe lub rzadziej całkowite ich odcinanie.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Literatura dotycząca lodu rzeczno-wielu zjawisk związanych z zamarzaniem wód płynących jest ogromna i początkami sięga co najmniej starożytności klasycznej. Pierwsze nowoczesne rozprawy naukowe poświęcone tym zagadnieniom datują się co najmniej na wiek XVII. Czasy Oświecenia i wiek XIX przyniosły nowe, doniosłe ustalenia i dalsze odkrycia, a na listę autorów wpisali się niemal wszyscy sławni uczeni tamtych czasów, że wymienię tylko Avo-gadro i Boyle'a, Desmaresta i Fahrenheita, Gay-Lussaca i Lorda Kelvina, Sorby'ego i Wegenera i wielu innych. Polska literatura naukowa poszczycić się może klasyczną monografią Dobrowolskiego pt. *Historia naturalna lodu* (1923), dziełem w swoim czasie bez precedensu w literaturze światowej. Liczne partie tej pięknej książki zachowały aktualność po dziś dzień, a sumiennie zebrana i krytycznie omówiona bibliografia stanowi znakomity przewodnik w gąszczu starszej literatury przedmiotu.

Nie jest celem niniejszej pracy podsumowanie choćby najnowszej literatury dotyczącej poruszanych tu zagadnień, toteż przytoczony niżej krótki jej

wyбір stanowi jedynie garść przykładów po części wybranych przypadkowo, po części jednak szczególnie pomocnych zarówno w badaniach terenowych, jak i w pracy kameralnej. I tak zagadnienia związane z zamarzaniem i rozmarzaniem rzek oraz ewolucją pokrywy lodowej badali: Williams (1955), Pariset i Hausser (1961), MacKay (1961), Jahn (1966, 1970, 1971), McFadden i Staillon (1975) i inni. Terminologię lodu i śniegu rzeczno-wielu podali: Kivisild (1970) oraz Armstrong *et al.* (1973). Problemy lodu prądowego omawiali: Melin (1954), Bolsenga (1968), Andersen (1972), *Task Committee...* (1974), zaś zjawiska związane z zatorami lodowymi dyskutowali: Williams (1955), Kivisild (1959), Bolsenga (1968), Gerritsen (1971) oraz *Task Committee...* (1974). Problemy związane z niszczącym działaniem odłamującej się kry poruszył Gerwick (1971), morfologię i szorstkość dolnej powierzchni pokrywy lodowej badał Carey (1967), zaś przenikanie wody przez śnieg studiował Colbeck (1972). Zapasy wody w pokrywie śnieżnej lewego dorzecza Odry badał Sadowski (1971). Przeobrażenia koryt rzecznych i wpływ zlodzenia na morfologię strefy

aktywnego koryta opisali: Melin (1954), Harasimiuk *et al.* (1968), Bolsenga (1968), Collinson (1971), Bock *et al.* (1973), Carigan i Humphrey (1973), Kray (1973) i wielu innych. W końcu erozja w korytach rzecznych była omawiana przez: Renigera i Ziemnickiego (1952), Jahna (1970), Klimka (1972, 1976a, 1976b), Rachockiego (1974), Froehlicha (1976), Koutaniami i Rachockiego (1976) i innych. Procesy erozji niveo-eolicznej badał w Sudetach Jahn (1969). Niestety jedynie niektóre z wspomnianych opracowań przynoszą informacje o procesach zachodzących w małych rzekach górskich o dużym spadku.

Tymczasem zjawiska lodowe na potokach i rzekach górskich przebiegają nieco inaczej niż na rzekach i strumieniach nizinnych. W warunkach powolnego zamarzania tworzy się na rzekach górskich o względnie małym spadku przezroczysty lód brzegowy. Przy bardzo spokojnym przepływie (liczba podobieństwa Froude'a ok. 0,003—0,15) lód taki może pokryć znaczne partie dna, a nawet zabiżnić pasmo nurtu. Szerokość i grubość przezroczystego lodu brzegowego narasta stopniowo także przy braku w rzece śryżu i lodu dennego. W rzekach i strumieniach o dużym spadku lód brzegowy występuje podrzędnie lub może być w ogóle nieobecny. Rzeki takie zamarzają prędko jedynie w warunkach silnego przechłodzenia wody, zazwyczaj w całej jej masie i przy efektywnym odprowadzaniu ciepła krzepnięcia, które zapewnia wartki nurt, a zwłaszcza silny, zimny wiatr. Tworzy się wówczas obficie lód prądowy i lód denny. Oba te rodzaje lodu wykazują — przynajmniej we wczesnych stadiach rozwoju — podobną strukturę lodu gąbczastego (frazil, spongy ice). Lód denny nie tworzy się przy niskich wartościach liczby Froude'a. Lód ten przyrasta do dna tym silniej, im większa jest ta liczba. Powoduje to przyspieszone gromadzenie się lodu dennego w miejscach o dużej liczbie Froude'a i powstanie zatorów zamrozowych. Na badanych rzekach zatory takie powstają zwłaszcza na bystrzykach (liczba Froude'a 0,9—2,3 i większa). Zatory zamrozowe są na rzekach górskich niezwykle pospolite i mogą stać się przyczyną lokalnych przepływów większych niż pełnokorytowe. Tajanie lodu i śniegu rzeczno przebiega w górach inaczej niż na rzekach nizinnych. Rzeka górska puszcza najpierw zazwyczaj w środku, gdzie lód jest zwykle najcieńszy, a wytapiająca zdolność nurtu największa. Wytapianie lodu jest na rzekach górskich zwykle tak szybkie, że pasma nurtu uwalniają się od lodu zanim jeszcze nastąpi silniejszy przybór wód roztopowych. Zakotwiczenie lodu rzeczno przy brzegach, szybkie wytapianie pasm nurtu, jak również obecność powyżej zatorów zamrozowych potężnych czopów lodu powodują, że w małych rzekach górskich nie dochodzi zwykle do pochodu lodów na większą skalę. Stąd zatory

odwilżowe są w tych rzekach rzadkie lub nie występują w ogóle.

Morfologia strefy aktywnych koryt rzecznych kształtowana jest przez procesy fluwialne i stokowe. Przebieg obu tych głównych procesów jest w warunkach zimowych nieco inny niż w pozostałej części roku hydrologicznego. W czasie trwania mrozu i zlodzenia rzek erozja ograniczona jest głównie do samego obwodu zwilżonego, czyli przebiega pod lodem, o ile oczywiście brzegi i dno nie są zamrożone. Czynnikiem szczególnie sprzyjającym rozwojowi takiej erozji jest występowanie przepływu pod ciśnieniem, do czego przyczynia się w szczególności narastający lód denny. Rozmywaniu ulegają wówczas brzegi i dna gliniaste, łachy piaszczyste występujące lokalnie w korycie, a także dna żwirowe zbudowane nawet ze średniego żwiru (64—256 mm). W warunkach ujemnych temperatur destrukcyjne działanie mrozu na grunty brzegów zaznacza się głównie w stromych lub pionowych skarpach zbudowanych ze żwirów (eksfoliacja mrozowa). Widać wówczas wymarzenie większych otoczków i osypywanie się rozsadanego przez lód gruntu. Erozja niveo-eoliczna działa lokalnie na stromych, nagich skarpach wystawionych na działanie mroźnych wiatrów orawskich, a zbudowanych z mało kohezyjnych gruntów drobnoziarnistych.

W czasie odwilży natężenie zjawisk erozji, dostawy do koryt materiału detrytycznego, jak i natężenie transportu tego materiału są wyjątkowo duże. Współdziałają wówczas w modelowaniu strefy aktywnego koryta następujące czynniki: soliflukcyjne spływanie upłynionego gruntu, osypywanie się żwirów rozsadzonych przez lód gruntowy (eksfoliacja mrozowa), odpadanie całymi warstwami tającego stopniowo gruntu kohezyjnego, zdzieranie powierzchniowych warstw gruntu przymarzonego do zasp śnieżnych i tafli lodu brzegowego, wzmożone rozmywanie brzegów aluwialnych przez wezbrane wody roztopowe (termoerozja) oraz drażnienie przez te wody korytarzy w brzegach aluwialnych, a szczególnie wzdłuż jam gryzoni i korzeni drzew. Z procesami tymi współdziała przyspieszone wyprątanie z koryta dostarczanego tam obficie materiału detrytycznego, którym rzeka naładowuje się niekiedy aż do granic pojemności. Analizując bliżej powyższe zjawiska należy rozpatrzeć dwie grupy czynników: 1) efekt erozyjnej działalności związanej głównie z ruchami masowymi ułatwionymi przez działanie mrozu, a następnie wyzwolonymi przez odwilż oraz 2) zdolność rzeki do usuwania z koryta dostarczanego tam materiału detrytycznego. W przypadku czynnika pierwszego należy stwierdzić, że cofanie się brzegów, wywołane głównie ruchami masowymi, zależy w dużej mierze od głębokości zamarzania gruntu, a więc od jego cech litologicznych i warunków klimatycznych. Cofanie się brzegów

spowodowane rozmywaniem zależy od wymienionych wyżej czynników, a także od wysokości brzegu, stanu wód roztopowych oraz w szczególności od ilości cykli zlodzenia/odwilży. Jako wartości maksymalne notowano jednorazowe boczne przesunięcie koryta o 10–20% jego szerokości (dla $0,4 < w < 8$ m). Średnie wartości jednorazowej odwilżowej migracji bocznej wahają się od kilku centymetrów do kilku decymetrów i są zupełnie niezależne od szerokości koryta (zależą one głównie od głębokości zamarzania i tajania gruntu). Fakt ten wskazuje, że termooerozja stanowi tym poważniejszy czynnik rzeźbotwórczy, im mniejsza jest rzeka (mniejsza szerokość koryta). Dalej stwierdzono też, że w „suchych” latach hydrologicznych (np. rok 1974/1975) migracja boczna koryta związana z odwilżami może stanowić 60–90% migracji całorocznej. W końcu odnośnie do czynnika drugiego oczywiste jest, że migracja boczna jest największa, gdy rzeka jest w stanie odprowadzić cały dostarczany do koryta materiał. W dorzeczach badanych rzek — górnej Strzegomki i górnego Bobru — warunek ten jest w zasadzie spełniony przy brzegach zbudowanych z kohezyjnych lub słabo kohezyjnych gruntów drobnoziarnistych, i to niezależnie od wysokości erodowanego brzegu (obrywy przewieszek darniowych zachodzą zwykle wiosną lub nawet latem). Tempo cofania się takich brzegów jest znaczne, a udział termooerozji z reguły dochodzi do kilkudziesięciu procent migracji całorocznej, o ile nie wystąpi powódź wiosenna lub letnia. Migracja boczna brzegów zbudowanych ze zwięzłych żwirów jest znacznie wolniejsza. W przypadkach brzegów wysokich, a zbudowanych ze żwirów, dostawa grubego materiału do koryta jest jednak często tak duża, że przekracza zdolność transportową rzeki i u stóp skarpy rozwija się osypisko, a migracja boczna ulega znacznemu zwolnieniu. Poczynione przez autora obserwacje mogą mieć także pewne znaczenie praktyczne, jeżeli chodzi o sposób kształtowania i zabezpieczania brzegów przed erozją, a także w niektórych kwestiach bardziej ogólnych. Stwierdzony znaczny wpływ zjawisk zimowych na przebieg i natężenie erozji w strefach aktywnych koryt rzecznych pozwala zakwestionować, na przykład, pojęcie „stanu brzegotwórczego” czy

też „korytotwórczego” Schaffernacka (por. Lambor 1971; Wołoszyn 1974), a zwłaszcza w odniesieniu do małych rzek górskich naszej strefy klimatycznej. Omówienie tego zagadnienia wykracza jednak poza ramy tego artykułu.

Obserwacje terenowe wskazują także, że większość zjawisk związanych ze zlodzeniem i akumulacją śniegu w korytach rzecznych powoduje zmiany przeciwne do skutków procesu meandrowania w okresach wolnych od lodu i śniegu. Zmiany te mogą być przejściowe, jak np. spychanie przez lód brzegowy nurtu w pobliże łachy meandrowej, czopowanie przez lód i śnieg przegłębień meandrowych, czy też nadmierne rozszerzanie koryta krętego przez rozmycie części łachy meandrowej. Mimo ich przejściowego charakteru zmian tych nie powinno się lekceważyć w badaniach dynamiki procesów fluwialnych. Oprócz wyżej wspomnianych zaznaczają się jednakże zmiany retrogresywne o charakterze mniej lub bardziej trwałym. Najważniejsze z nich to tworzenie lub przegłębianie koryt przelewowych na łachach meandrowych, w czym szczególnie aktywną rolę odgrywają zatopy zamrozowe w meandrach. Koryta przelewowe uaktywnione w okresie zimowym wykazują nierzadko skłonność do autonomizacji, przez co mogą spowodować degenerację meandrów przez częściowe odcinanie pętli meandrowych (chute cut-off).

Najlepszą ochronę brzegów rzek górskich przed destrukcyjnym działaniem lodu, śniegu i wód roztopowych zapewnia odpowiednio dobrana zabudowa biologiczna oraz kształtowanie brzegów (i ewentualnie dna) z materiałów nie ulegających działaniu mrozu. Skarpy rzek powinny być nachylone pod kątem możliwie bliskim nachyleniu skarp profilu hydraulicznie najkorzystniejszego, a jednocześnie dostatecznie małym, by zredukować do minimum możliwość osuwania się dużych płatów śniegu i lodu rzeczno-

Autor pragnie złożyć w tym miejscu gorące podziękowania prof. Alfredowi Jahnowi za krytyczne przeczytanie manuskryptu i cenne uwagi. Docentowi dr. hab. Tomaszowi Jerzykiewiczowi autor dziękuje za pomoc w kompletowaniu literatury przedmiotu i krytyczne przeczytanie tekstu.

Lubawka, luty 1978

LITERATURA

- ANDERSEN P. F., 1972: Ice free harbors. *The Engineering Journ.*, vol. 55, no. 7/8, p. 23–31.
- ARMSTRONG T., ROBERTS B., SWITHINBANK C., 1973: Illustrated glossary of snow and ice. *Scott Polar Research Institute Spec. Publ.* no 4, Cambridge, p. 1–60.
- Atlas zanieczyszczenia rzek w Polsce z roku 1967. Warszawa 1970.
- Atlas zanieczyszczenia rzek w Polsce z roku 1970. Warszawa 1972.
- BOCK R., CORDES F., DUDZIAK H. D., FRANZIUS L., GROTHUES-SPORK H., GUNNEBORG F., WISMER H., 1973: Effects of ice on structures. PIANC XXIII Congress, Ottawa, Canada, paper S. II–4, p. 81–110.
- BOLSENGA S. J., 1968: River ice jams: A literature review. Dept. of the Army, Lake Survey District, Corps of Engineers, Detroit, Michigan, Research Report 5–5.
- CAREY K. L., 1967: The underside of river ice, St. Croix River, Wisconsin. *Geol. Surv. Research 1967, U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, no 575–C, p. C195–C199.
- CARIGAN P. H., HUMPHREY C. L., 1973: Bez tytułu —

- untitled. PIANC XXIII Congress, Ottawa, Canada, paper S. I-1, p. 171-178.
- COLBECK S. C., 1972: A theory of water percolation in snow. *Journ. of Glaciology*, vol. 11, no 63, p. 369-385.
- 1976: Water flow through veins in ice. *CRREL-Report* 76-6, 1-5. Corps of Engineers, U. S. Army, Cold Region Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire.
- COLLINSON J. D., 1971: Some effects of ice on a river bed. *Journ. Sed. Petrol.*, vol. 41, p. 557-564.
- DOBROWOLSKI A. B., 1923: Historia naturalna lodu. Histoire naturelle de la glace. Wydaw. Kasy Pomocy dla Osób Pracujących na Polu Naukowym im. D-ra J. Mianowskiego, Warszawa, p. 1-940.
- FROEHLICH W., 1976: Zróżnicowanie transportu zawiesziny w ciągu roku, udział poszczególnych rodzajów transportu w rocznym bilansie materiału wynoszonego ze zlewni Kamienicy Nawojowskiej. Mat. teren. konf. nauk. pt. „Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpackich i ich znaczenie surowcowe”, Powielarnia AGH, Kraków, p. 38-42.
- GERRITSEN F., 1971: Ice problems in the Dutch rivers and estuaries. *Proc. POAC Conference*, Trondheim, Norway, vol. 1, p. 582-608.
- GERWICK Jr. B. C., 1971: Utilization of prestressed concrete in Arctic Ocean structures. *Proc. POAC Conference*, Trondheim, Norway, vol. 2, p. 917-933.
- GLAZER Z., 1977: Mechanika gruntów. Wyd. Geol., Warszawa, p. 1-252.
- GRABOWSKA-OLSZEWSKA B., SIERGIEJEW J. M., (red.), 1977: Gruntoznawstwo. Wyd. Geol., Warszawa, p. 1-358.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A., NAKONIECZNY S., 1968: Spostrzeżenia nad rolą wiosennego pochodu lodów w procesie akumulacji. Observations made of the part played by ice drift in spring in the process of fluvial accumulation. *Czas. Geogr.*, vol. 39, nr 3, p. 273-281.
- HAYNES F. D., 1976: Survey of design criteria for harbors and channels in cold regions. An annotated bibliography. *CRREL Report*, 76-3, p. 1-32.
- JAHN A., 1966: Alaska. PWN, Warszawa, p. 1-498.
- 1969: Niveo-eoliczne procesy w Sudetach i ich działanie na glebę. The niveo-eolian processes in the Sudetes and their action on the soil. *Probl. Zagospod. Ziem Górskich*, z. 5 (18), 1969, p. 53-92.
- 1970: Zagadnienia strefy peryglacjalnej. PWN, Warszawa, p. 1-202.
- 1971: Lód i zlodowacenia. Biblioteka Problemów, t. 161, PWN, Warszawa, p. 1-316.
- KIVISILD H. R., 1959: Hydrodynamic analysis of ice floods. 8-th IAHR Congress, Montreal 1959, *Proc.* vol. 3, p. 1-51.
- 1970: River and lake terminology. IAHR-AIRH Ice Symposium 1970, Reykjavik, p. 1-14.
- KLIMEK K., 1972: Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia). Present-day fluvial processes and relief of the Skeidarársandur Plain (Iceland). *Pr. Geogr.*, nr 94, p. 1-139.
- 1976a: Budowa i ewolucja równiny zalewowej i koryta Wisłoki. Mat. teren. konf. nauk. pt. „Wykształcenie młodoczwartorzędowych aluwii rzek karpackich i ich znaczenie surowcowe”, AGH, Kraków, p. 51-53.
- 1976b: Thermal erosion of the Tsagan-Turutin river banks in the Khangai Mts Foreland. *Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. sc. de la Terre*, vol. 23, no 3-4, p. 185-191,
- KOUTANIEMI L., RACHOCKI A., 1976: Dollna rzeki Oulanki (północno-wschodnia Finlandia). Studium morfologiczno-morfodynamiczne. The Oulanka valley (North-East Finland) — morphological-morphodynamically study. *Dok. Geogr.* z. 6, p. 1-62.
- KRAY C. J., 1973: Design of ship channels and maneuvering areas. *Am. Soc. Civil Engineers, Journ. of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Div.*, vol. 99, no WW1, p. 89-110.
- LAMBOR J., 1971: Hydrologia inżynierska. Arkady, Warszawa, p. 1-362.
- LEOPOLD L. B., WOLMAN M. G., MILLER J. P., 1964: Fluvial processes in geomorphology. W. H. Freeman and Co., San Francisco and London, p. 1-522.
- MACKAY J. R., 1961: Freeze-up and break-up of the Lower Mackenzie River, Northwest Territories. *Geol. of the Arctic*, vol. 2, p. 1119-1134.
- McFADDEN T., STAILLON M., 1975: 1974 ice breakup on the Chena River. *CRREL Spec. Report*, no 241, p. 1-38.
- MELIN R., 1954: Stream erosion and sedimentation at low water in Winter. *Publ. Assoc. Internat. Hydrol.*, no 38, p. 256-260.
- PARISSET E., HAUSSER R., 1961: Formation and evolution of ice covers on rivers. *ASME-EIC Hydraulics Conf. Paper*, no 61-EIC-6, *Trans. of EIC*, vol. 5, no 1, p. 41-49.
- RACHOCKI A., 1974: Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni. Course and intensity of present-day fluvial processes in the Radunia River as example. *Dok. Geogr.*, z. 4, p. 1-121.
- RENIGER A., ZIEMNICKI S., 1952: Erozja gleb. Biblioteka Agronoma, PWRL, Warszawa, p. 1-64.
- SADOWSKI M., 1971: Zapasy wody w pokrywie śnieżnej lewego dorzecza Odry. Water equivalent in snow cover of left Odra River Basin. *Pr. PIHM*, z. 103, p. 25-55.
- SZPINDOR A., 1974: Gospodarka wodna. PWN, Warszawa, p. 1-273.
- Task Committee on Hydromechanics of ice, Committee on Hydromechanics of the Hydraulic Division — 1974: River ice problems: A state of the art survey and assessment of research needs. *Journ. of the Hydr. Div., Am. Soc. Civil Engineers*, vol. 100, no HY1, proc. paper, no 10281, p. 1-15.
- TEISSEYRE A. K., 1977a: Meander degeneration in bed-load proximal streams: repeated chute cut-off due to bar-head gravel accretion — a hypothesis. Degeneracja meandrów rzek górskich w wyniku przerostu żwirów górnych części łach meandrowych. *Geol. Sudetica*, vol. 12, nr 1, p. 103-120.
- 1977b: Współczesne procesy rzeczne w dorzeczu górnego Bobru i Strzegomki (Sudety Środkowe). Recent fluvial processes in drainage basins of the upper Bóbr and Strzegomka Rivers in the Central Sudetes. *Ibid.*, vol. 12, nr 2, p. 93-109.
- 1978: Physiography of bed-load meandering streams (2): deposition of channel-phase sands and the dispersion of ripple- and dune-generated cross-lamination. Fizjografia żwironośnych rzek meandrujących (2): depozycja piasku w korytach i rozrzut kierunków zapadu laminacji skośnej. *Ibid.*, vol. 13, nr 1.
- WILLIAMS J. R., 1955: Observations of freeze-up and break-up of the Yukon River at Beaver, Alaska. *Journ. of Glaciology*, vol. 2, no 17, p. 488-495.
- WOŁOSZYN J., 1974: Regulacja rzek i potoków. PWN, Warszawa, p. 1-463.

Andrzej Karol TEISSEYRE*

FLUVIAL PROCESSES IN WINTER, WITH EXAMPLES FROM SMALL SUDETIC RIVERS

ABSTRACT: The paper deals with freezing-up and thawing of river ice and snow and their influence upon the fluvial- and bank-forming processes, which modify the morphology of active river channels. Field examples come from small mountain rivers (Q mean less than $10 \text{ m}^3/\text{s}$) of the drainage basins of the Upper Bóbr and Strzegomka Rivers in the Central Sudetes. In the area investigated ice rind is characteristic of early stages of freezing of tranquil-turbulent flows ($F_1 < 0.15$), especially under conditions of slight supercooling of superficial layers of water. Current ice and anchor ice, on the other hand, form in much more supercooled water and demand a very effective removal of heat of crystallization. Consequently, they grow particularly fast at times of strong icy winter winds, even if air temperature is only just below 0°C (for instance, -0.5 – -2°C). At least during early stages of freezing both the varieties of ice display a very similar structure of typical frazil or spongy ice. The higher the Froude number the stronger the attachment of anchor ice to the river bed. In consequence, ice jams develop in small mountain rivers mostly during freezing-up (early freezing jams). They grow mostly at the expense of both current ice and anchor ice and tend to occur especially on riffles as well as within meander bends. Locally, they may result in stages higher than bankfull. Thawing of river snow and ice takes place so fast that the thalweg is usually free from ice before any substantial rise in river stage. Consequently, a mountain river breaks-up rarely and thawing jams of pressed ice occur rather sporadically. The most important changes in morphology of the active stream channels take place during winter thaws and in early spring thawing.

This work covers mostly erosional processes including: 1) bank piping; 2) erosional effects of sliding masses of river snow and ice; 3) bank caving due to thaw waters and increased stream discharge, and 4) the influence of ice phenomena on channel pattern, but especially of meandering rivers. Bank piping as well as sculpturing in a bare fine-grained alluvia of deflation cavities (niveo-aolian erosion) markedly increase the effectiveness of other erosional processes. Sliding of river snow and ice may result in stripping of turf covers and thus initiate fluvial erosion along what was originally an inactive scarp or bank. When affecting concave banks, this results in acceleration of meandering processes, while with the convex banks the reversal seems to be true. Thaw waters are very effective in eroding the river cutbanks. The process has much in common with thermal erosion known from cold regions of the Earth. The intensity of the erosion is markedly increased by the destructive influence of frost and ground ice on the structure of all alluvial deposits. Field evidence strongly suggests that they result in a considerable diminution in strength of cohesive fine-grained alluvia. Such deposits are eroded mostly in a zone limited by a mean low stage from the below and a maximum thawing stage from the above. It has been found in the field that the lateral winter-early spring migration of the river cutbanks may account for 60-90 per cent mean annual migration, especially in "dry" hydrologic years. Finally, it can be concluded that the most important effects of ice phenomena on the process of meandering seem to be rather retrogressive in character and lead to meander degeneration through chute cut-off.

Summary

INTRODUCTION

The article is part of a more comprehensive study concerning investigations of fluvial processes in catchment basins of the two small mountain rivers, the River Bóbr and Strzegomka in the Central Sudetes (SW Poland). The hydrologic year of 1976/1977 was among the "wettest" through the century and two large floods happened on the Upper Bóbr: on May 20–22

and in the first decade of August. The latter was the greatest flood since 1903. The article deals with the development of fluvial processes in winter including the influence of winter conditions upon fluvial processes themselves, the character and intensity of erosion and the effect of some winter processes on channel pattern of small meandering rivers.

CLIMATIC CONDITIONS, DISCHARGE

The area studied lies within the zone of a mountain temperate climate intermediate in character between wet Atlantic and drier continental climate of eastern Poland. Mean annual rainfall is here about 700–1200 mm depending on the altitude, which ranges from 270 to 1005 mm above sea level. The period from May till September inclusive is as a rule much wetter than another months of a year. The isotherms of January range from -2 to -6°C , while those of July vary from $+10$ to $+16^\circ\text{C}$. Winter lasts here from some 100 to 130 days at least. Winter weather is characterized by periodic warm, southerly winds (German Föhn) and strong, icy southwesterly or southeasterly

winds (Polish orawiak). The 1976/1977 winter was characterized by rather an unsettled weather and during a two-week field reconnaissance (23 I – 8 II 1977) three thaws occurred associated with the Föhn and three times the rivers froze-up again. Air temperatures ranged in the period from -26 to $+11^\circ\text{C}$. Discharge ranged from 1 to $4.5 \text{ m}^3/\text{s}$ on the River Strzegomka (Dobromierz study reach, mean annual discharge = $0.551 \text{ m}^3/\text{s}$) and from 2 to $8 \text{ m}^3/\text{s}$ on the Upper Bóbr (Bukówka study reach, mean annual discharge = $0.890 \text{ m}^3/\text{s}$). River snow and ice occurred in the area investigated from late December till March 1977.

* Institute of Geological Sciences, the University, ul. Cybulskiego 30, 50–205 Wrocław.

DEVELOPMENT OF FIRST ICE COVER ON THE MOUNTAIN RIVERS (pl. I, II)

Early ice cover forms not unfrequently as early as November, while a secondary ice rind can be noted after all periodic thaws. Ice rind is friable and transparent unless freezing is accompanied by a snowfall or ice rind already formed becomes covered with hoarfrost. Ice rind starts to grow at the banks (bank ice) or within the channel (mid-channel ice) on any object protruding from the river. With low Froude number ice rind may even scar up the thalweg. Generally, conditions favourable to the development of ice rind are the following: 1) slight supercooling of only superficial layers of water; 2) tranquil flow (Froude number frequently less than 0.1); 3) air temperature below 0°C, and 4) the lack of stronger wind. It has been found many times in the field that ice rind may grow on a river whose temperature is fair above 0°C (for instance, +1.5°C) provided that air temperature is low enough. Early stages of the ice correspond to an elastic network of ice needles lying at the water level and called here reticular ice. Reticular ice passes gradually into less elastic grille ice, which, in turn, gives rise to the formation of friable ice rind. Not uncommonly ice rind becomes transformed into a hanging ice ledge as the stage of a freezing river usually drops (provided that no anchor ice occurs). If the stage of a falling river drops slowly, river ice may thicken considerably through freezing on the bottom surface of ice rind of successive layers of river ice. The process leads to the formation of thick ice floe composed of stratified milky ice containing much air bubbles. Early stages of such a river ice resemble frazil or spongy ice. A similar structure is also charac-

teristic of bank ice growing under conditions of a sudden supercooling of the whole mass of water (which happens especially if a strong icy wind blows on the river). The ice is composed of a delicate three-dimensional network of platy crystals of ice. It differs from a typical frazil both in the crystal habit and in the fact it is attached to the river banks and thus stationary. The ice is greyish and rich in air bubbles. However, if a freezing river rises it may happen (and was observed in the field) that ice rind becomes convex-up. A following drop in river stage may result in breaking and tilting of ice floe thus forming structures similar to tide crack. Ice rind may also thicken by welding of ice from the above. It commonly takes place if freezing is accompanied by snowfall or wind splashes water on an already formed ice. In meander bends ice rind forms first at the inner banks, especially in large separation bubbles (low Froude numbers). The formation of ice floe at the outer banks is usually associated with a more intense supercooling of the water and genetically connected with the appearance in a freezing river of frazil ice. Ice floe growing along the outer bank deflects the thalweg towards the point bar. Accelerated freezing of whole meander bends requires deep supercooling of the water and as a rule is connected with a substantial rise in river stage attributable to the formation of anchor ice. Consequently, in such meanders ice floe, which accretes from the outer towards the inner bank, may dip gently towards the outer cutbank — that is in the direction opposite to that which would result from centrifugal force alone.

CURRENT ICE AND ANCHOR ICE IN THE MOUNTAIN RIVER (pl. III, IV)

The formation of current ice and anchor ice requires a substantial supercooling of the whole mass of water (Dobrowolski 1923). Two combinations of climatic factors may cause such a supercooling: windless weather and very sharp frost or strong icy wind with a gentle frost (tab. 1). An early stage of both the varieties of ice is practically the same and has a character of frazil or spongy ice. Spongy ice occurs as a very delicate, greyish, oval aggregates of tiny ice needles. The aggregates are up to 2–3 dcm across and as a rule are so delicate that cannot be taken out of the water without being destroyed. The ice contains much water, numerous air bubbles, sediment grains ranging from mud to pebbles, and occasionally also plant fragments. Commonly it is slightly heavier than the river water and flows at various depths. Some aggregates move just above bottom taking long saltation jumps. These forms of spongy ice, which migrate freely within the river correspond to typical current ice, while those attached to the bottom represent anchor ice. Field evidence teaches us that there may be mutual transitions between the two. In particular, current ice may grow directly in flowing water or may be represented by aggregates of spongy ice originated at the bottom and detached from it by turbulence. The latter process seems to be very effective in generating of current ice. The greater the Froude number the faster the growth of anchor ice. In the rivers investigated by the author anchor ice did not form if Froude number was less than 0.1–0.15. Also the greater the Froude number the stronger the weld of anchor ice to its substratum like gravel pavement, for example.

It is essential to distinguish spongy anchor ice from a submerged bank ice (ice rind or another form of bank ice). Submerged bank ice originates if the stage of a freezing river rises, mostly in a consequence of the formation in the river of anchor ice. Submerged bank ice differs from spongy ice not only in origin, but also in many features: it is much harder, very strongly welded to its substratum, displays even, flat surface, and may contain large air bubbles as well as pebbles, cobbles and plant fragments. Moreover, a river bed below such an ice is frozen. Current ice observed on the investigated rivers involves the following varieties: grease ice, pancake ice, shuga, and slush (pl. III, IV, and V). Pancake ice is perhaps the most important on rivers of relatively small gradient and tranquil flow. During freezing it commonly gives rise to the formation of polygonal ice floe (pl. IV, 3). In such rivers current ice may form characteristic accretion lines, which as a rule parallel channel banks (pl. V, 3, 4, pl. X, 2). In meander bends blocked in part by ice jams the lines may cross the channel obliquely, perpendicular to the surface bundles of helical flow. The early elastic ice cover originated at the expense of various kinds of current ice is known as nilas (pl. V, 3, 4, pl. X, 2).

Another characteristic form of a young river ice is genetically connected with sleet. Sleet accumulates on an old river ice to form a characteristic greyish slush, which is at the same time moulded by raindrops into small oval mounds and depressions separating them. The deposit thus formed is similar to shuga and is here spoken of as pseudoshuga (pl. V, 1, 2).

ICE JAMS ON THE MOUNTAIN RIVERS (pl. VI)

Ice jams occurring on small mountain rivers can be subdivided into two groups: early freezing jams and late thawing jams. The latter are rather not dangerous and occur occasionally,

especially in places of tranquil flow (Kivisild criterion, $F_r = 0.08–0.09$). Freezing jams, on the other hand, are extremely common and originate at the expense of current ice and anchor

ice (tab. 1). They grow in places of high Froude number (0.5 to at least 2.3), that is especially on riffles or riffle/pool junctions in some meander bends. The less the water supercooling the greater the Froude number necessary to develop anchor ice and early freezing jam. A thick plug of stratified river ice originates above many freezing jams due to progressive rise in stage caused by the blocking effect of the jams. The ice plug may even be much

thicker than the mean channel depth. Consequently, freezing jams may result in a considerable local rise in stage (up to 300 per cent mean channel depth and more), thus leading to local flows higher than bankfull. Early freezing jams are characteristically built up of massive, greyish, unstratified ice sometimes laden with detrital material brought by current ice.

FLUVIAL PROCESSES DURING FROSTY WEATHER (pl. VII)

During freezing the discharge is as a rule low, not uncommonly lower than mean. Alluvial river banks are frozen and protected against erosion by snow-drifts and ice floe. In fact, erosion is limited and may take place mainly beneath the ice floe, i.e., mostly along wetted perimeter. Such an erosion is poorly known and difficult to investigate. A problem arises, namely, whether bank alluvia as well as newly laid down bed materials can freeze under water or not? Field observations by the present writer have indicated that submerged alluvial loam is usually not frozen unless frost is very sharp. It seems therefore that alluvial loam may indeed be eroded subaqueously and the presence below some river cutbanks of dirty ice containing small particles of loam appears to confirm the assumption. Submerged banks composed of alluvial sands or gravels are frequently frozen to a depth of at least several centimetres (provided that water is supercooled enough). However, frozen sand and silt have never been found amongst newly deposited, but still submerged bed materials. Gravel, on the other hand, may be sometimes frozen, especially if the sediment surface is dark. How subtle is the thermal equilibrium of a freezing river may be demonstrated by the fact that in the same reach and under the same conditions dark gravels may be frozen, while light ones may be not.

Bare cutbanks built up of slightly cohesive fine-grained alluvia are susceptible to niveo-aeolian erosion (cf. Jahn 1969). The erosion is particularly connected with the strong icy "ora-wiak" winds. Two days of such a wind may result in the formation of niveo-aeolian cavities up to 15–18 cm deep on what was originally a smooth surface.

Destructive effects of frost and ground ice on almost all alluvial deposits is one of the most important agents controlling erosional processes and their intensity. The effects are relatively small with cohesive deposits like clay or alluvial loam, for instance. The deposits contain water freezing in low temperatures ($-1.5 \div -78^\circ\text{C}$). It has been established in the field that the rate of retreat of banks composed of such deposits ranges from 0.5 to 8 cm in one period of freezing/thawing. The effect of frost on sand is as a rule bigger with consequences as sand contains free water and freezes easily. Ground ice occurs in sands in the form of fibrous ice, which increases in amount towards the bank surface. Consequently, a frozen sand comprises irregular aggregates of frozen deposit separated by irregular masses of fibrous ice wedging out at some depth below the surface. Slow melting of the ice (or sublimation) produces characteristic skeletal soils (pl. VII, 1, 2). Similar skeletal soils have been also observed to form under snow-drifts accumulated along river cutbanks. Moreover, sandy banks are usually cut by steep "veins" of ground ice running almost parallel to the bank surface and spaced several centimetres apart. The veins may be composed of fibrous ice or even reticular ice and are at least several millimetres thick. During thaws such soils become

unstable and are susceptible to rapid removal owing to solifluction, earth fall, creeping, sliding, and washing. The rate of bank retreat caused by such processes varies commonly from some 0.2 to 0.6 m in one period of freezing/thawing. Detrital material generated by the processes in question can be usually removed by the river at once. Consequently, with sandy or cohesive banks the activity of frost and ground ice is such as to increase the rate of lateral bank migration leading to progressive changes in what may be called a "meander cycle".

With banks composed of coarse semi-consolidated gravel, on the other hand, the effects of frost and ground ice may be somewhat different as shown in figures 1 and 2. A high cutbank illustrated in the drawing is composed of semi-consolidated gravel. The bank was steepened during the flood in August 1977 and then survived as a nearly vertical cliff till the first colds in November. During two months (15 XI 1977–15 I 1978) exfoliation caused by frost resulted in a marked change in bank morphology involving a retreat of the upper part of the scarp and the formation of a talus cone protecting its lower part both from exfoliation and river erosion. On January, 15 the volume of the talus amounted ca. 10 m^3 loose gravel and sand accumulated along the cutbank 25.5 m long. The brook occupying the channel considered is unable to remove such a large amount of coarse debris even during thaw waters (Q about $0.2\text{--}0.6 \text{ m}^3/\text{s}$, $Q_{\text{mean}} = 0.05\text{--}0.06 \text{ m}^3/\text{s}$, Q_w about $6\text{--}8 \text{ m}^3/\text{s}$, $w = 2 \text{ m}$, slope = 0.04). Consequently, the stream channel shifted towards the point bar with the resultant erosion of part of a previously deposited sediment. Thus stream sinuosity diminished. Previous work done in the valley (1963–1975) have indicated that similar talus cones did form during first colds after each steepening by floods of the outer cutbank. The debris aprons were eroded only during exceptional floods, which happen in the area each 7–12 years.

A stream bed may be intensely eroded under ice, especially in places where water flows under pressure, like in pipes. Such flows are competent enough to erode even cobbly beds. Most likely the erosion is attributable to a large extent to eluvial removal of finer materials underlying channel pavements. Generally, the effects of such an erosion are local and transient in character.

Spongy ice detached from the river bed may be also an important transportational agent. It has been found that wandering spongy ice carries mud, sand, plant fragments, granules and even small pebbles. However, larger amounts of much coarser materials may be transported by detached floes of submerged bank ice. If only the supercooling of water ceases these leave bottom and migrate downchannel at various depths depending on the amount of detrital material they are carrying. It has been observed in the field that such floes may transport cobbles or even small boulders.

THAWING OF RIVER ICE AND SNOW (pl. VIII)

Periodic thaws happen in the area studied several times each winter. They usually result in thawing of river ice and snow and some may even cause a total disappearance of snow cover, at least on flat valley floors. An early stage of thawing is manifested by flow under pressure (at least locally). One may observe then air and water escaping from crevasses in the ice floe. Water flows also along rodent tunnels, roots and cavities after rotten roots. However, thawing of river ice on small Sudetic rivers

is commonly so fast that the streams become ice-free before any substantial rise in stage caused by thaw waters. This may perhaps account for a well known fact that thaw jams are rather rare on the rivers studied. Another difference between small mountain rivers and bigger lowland ones is that on mountain rivers ice melts first along the thalweg, while on lowland rivers it is usually melted faster at banks.

FLUVIAL PROCESSES DURING THAWING (pl. IX, X)

During thawing the intensity of both erosion and transportation of detrital materials is especially intense. In contrast to erosion, accumulation processes do not differ markedly from those taking place in the other seasons of the year and will not be treated further here. This paper deals with the following processes: 1) bank piping, 2) erosional effects of sliding masses of river snow and ice, 3) scouring of river banks due to increased thaw discharge, and 4) the influence of ice phenomena on channel pattern of a mountain meandering stream.

1. Bank piping takes place along alluvial river cutbanks. Water penetrates alluvium mostly along rodent tunnels or roots (fig. 4). The process affects both bare and vegetated banks. Lateral extent of such pipes is unknown but may perhaps be large compared with a local channel width. Small cones of illuvial muds have been observed in the field occurring just below some pipes. They indicate clearly that water flowing through such pipes are able to erode and transport fine-grained alluvial deposits.

2. Sliding of river ice and masses of old snow accumulated in river channels as snow-drifts may result in removal of turf as well outer layers of soil. Sliding takes place usually on steep banks (50–80°) free from trees and osier beds. A fresh surface produced by sliding reveals usually vertical grooves and striae (pl. VIII, 2). The layers of soil removed in such a manner are usually some 2–3 dcm in thickness. The material thus eroded is soon carried away by the river. Along concave banks such an erosion increases the rate of lateral migration of a meandering stream. On straight reaches, on the other hand, the process may bare a soft alluvium thus initiating lateral erosion along what was originally an inactive, vegetated bank. A direct consequence may be the formation in such a place of an erosional niche.

3. Scouring of frozen river banks by thaw waters (thermal erosion) depends mostly on bank height and lithology. The effect of thermoerosion on a concave river bank composed of alluvial loam is illustrated in figures 5 and 6. The amount of the bank material eroded in several days (25–29 XII 1977) averaged 0.082 m³ alluvial loam per 1 running metre of the channel. It means that the small River Bóbr ($Q_{mean} = 0.890$ m³/s, w about 5 m) acquired in few days up to 2.5 m³ alluvial loam from one meander cutbank only. The mean bank recession in the meander considered averaged 0.04 w (mean annual recession of the bank is now 0.75 m/yr or 0.15 w /yr). One may conclude, therefore, that four winter thaws may account for a mean yearly bank recession. The place of maximum erosion was situated in the zone of bank axis. Here, the bank receded by some 0.74 m, a distance equal to the mean annual recession. Such an intense erosion can be perhaps best explained in terms of peculiar properties of cohesive alluvial loams. First, alluvial loam subjected to repeated freezing and thawing as well as drying and wet-

ting is mechanically much weaker than the same loam permanently submerged (i.e., below mean low stage). Second, alluvial loam contains water freezing in low temperatures (–1.5÷–78°C). This results in a well-known fact that loams freeze in temperatures below 0°C. Consequently, they may be (and in fact are) eroded even under conditions of weak frost, but especially every night during a thaw period. The peak of intensity of thermal erosion is in a zone limited by a mean low stage from the below and a maximum thaw stage from the above. The material thus eroded contributes mostly to suspended load of a stream and may be soon carried away. Thermal erosion, therefore, increases markedly the rate of lateral migration of meander bends.

Submerged alluvial loam (i.e., lying below mean low stage) is more resistant to erosion and washing from at least two reasons: first, a permanently wet loam is mechanically always more resistant to erosion than the same loam, which is periodically saturated and dried, and, second, the erosion potential of flowing water is the greatest at and just below an actual water level. As a result of these submerged loam ledges commonly develop just below a mean low stage (fig. 6). In fact, such ledges are typical of many alluvial meander cutbanks composed of cohesive materials. It has been observed in the field that wide ledges substantially diminish the rate of lateral migration of meander bends.

River banks composed of sand, loamy sand, and sandy loams are destroyed by frost in a consequence of two processes. First, a superficial layer of such soils become loosened owing to the formation of irregular masses of fibrous ground ice, the amount of which increases towards the surface. Sublimation of such an ice results in the formation of a very friable skeletal grounds. Second, fibrous ice crystallizes also within the ground in layers up to several centimetres thick running parallel to the bank surface. During thawing such layers of frozen ground become unstable and fall down or flow solifluctionally. The earth falls connected genetically with the development in the ground of veins of fibrous ice may happen even during weak thaws (air temperature 0°C or slightly below, water temperature 0°C or gently above). Thus, the earth falls may be a direct result of thermal erosion and layers of fallen ground may be still frozen. Such layers range in thickness at least from 0.1 to 0.4 m during one freezing/thawing period.

Another phenomenon typical of winter weather is a "reverse" relief of a river cutbank. If air temperature is slightly below 0°C alluvial loam is yet soft and eroded, while sand and gravel are frozen. Consequently, sand layers form ledges standing out in relief and separated by niches washed out in alluvial loam. The structure is particularly characteristic of alluvial banks containing interbeddings of sandy crevasse-splay deposits embedded in alluvial loam (pl. IX, 1).

If layers of loose sands occur near the water level lateral erosion may produce deep narrow niches undermining the above lying deposits (fig. 7; pl. X, 1). This may result in the development of characteristic niches the morphology of which are controlled both by the bank height and shear strength of the ground. The undercut portion of the bank falls down usually during thawing, while the overhanging turf lip is more stable and may survive winter. As a rule, the river is competent to carry away all the detrital material produced by the processes in question. We can conclude, therefore, that the erosion increases markedly the rate of lateral migration of meander cutbanks.

Figure 8 illustrates a frost-generated landslide as seen on a river cutbank composed of gravel. The steep scarp originated during the August 1977 flood and persisted almost unmodified till the first colds in November. The mass movement was released by undercutting of the frozen bank close to the water level (thermal erosion, pl. VII, 3, 4). The shearing plane run along the limit of frozen and unfrozen ground. The sliding wedge of frozen ground moved down by stages, as the stream washed and carried away its lower part. The total volume of the sliding mass of gravel amounted originally ca. 1.2 m^3 . Of this the stream was able to remove about 0.85 m^3 (or 71 per cent) in two months (15 XI — 15 I 1978). Similar landslides are common phenomena along river cutbanks composed of gravel. Generally, they lead to an increase in lateral migration of such meander cutbanks for the amount of material thus eroded is relatively small compared to streams' capacity and competence. However, with cutbanks composed of coarse gravel (cobbles, boulders) the river may be unable to remove all the material. This may result in the formation of an underwater talus composed of coarse gravel, which shifts the thalweg away from the outer bank, towards the point bar. This is particularly true for upper parts of meander bends, above the bend axis, where there is commonly a tendency to more or less permanent accumulation of coarse bed material (fig. 9a). Below the axis of bend, on the other hand, increased turbulence provides a considerable lift force, which as a rule is able to initiate transport and carry away even such a coarse debris (fig. 9b). The observations appear to provide an explanation of why meander bends in coarse alluvia are commonly hook-shaped in plan and migrate down-valley faster than grow in amplitude.

4. The influence of ice phenomena on channel pattern of a small meandering river may be either transient or more or less permanent. To the first category belong, for instance,

changes in the structure of turbulence within meander bends. These may be caused either by the effect of ice cover or the growth of anchor ice. Both the phenomena may force the thalweg to shift laterally towards the point bar with the resultant removal of part of the deposits accumulated on the underwater bar-platform slope or even the supra-platform bar (pl. III, 1; V, 3 and 4; X, 1). Another possible modification is destruction of low inner banks by sliding masses of river ice. This may result in erosion of part of the point bar deposits. Erosion along the inner bank, in turn, leads to the excessive widening of a meandering channel and decreases the rate of lateral migration of a meander bend.

On some low point bars thaw waters tend to flow in tunnels below thick ice cover. The tunnels not uncommonly become entrenched in wet point bar deposits giving rise to the formation of incised overflow channels. Under favourable local conditions the channels tend to intercept more and more water with the resultant tendency to chute cut-off degeneration of a meander bend. A good example may be a new overflow channel originated on a small point bar of the Polski Potok Brook (fig. 10; pl. X, 3,4). Genetically, the overflow channel was connected with a partial damming of the stream by ice jam formed just below the axis of bend. Field evidence appears to indicate that chute cut-off is amongst the most important permanent modifications in channel pattern attributable genetically to ice phenomena and winter weather. The modification is retrogressive in character and results in a marked local disturbance in meander cycle. Progressive changes, on the other hand, are connected mostly with thermal erosion of alluvial river cutbanks and are limited chiefly to thaw periods. It has been also found in the field that thermal erosion may account for 60–90 per cent mean annual migration of meander cutbanks, especially in a "dry" hydrologic year. One can also conclude that some ice phenomena like the formation of ice jams, for instance, develop and evolve in small meandering rivers in quite a different manner compared with large lowland rivers.

The author would like to express appreciation to Professor Alfred Jahn of the University of Wrocław who critically read the manuscript and whose helpful suggestions improved the text. The author is also greatly indebted to Tomasz Jerzykiewicz Dr. Sc., for criticism and help in preparing the text.

*Translated by the author
Lubawka, February 1978*

PLANSZE I OBJAŚNIENIA

PLANSZA I

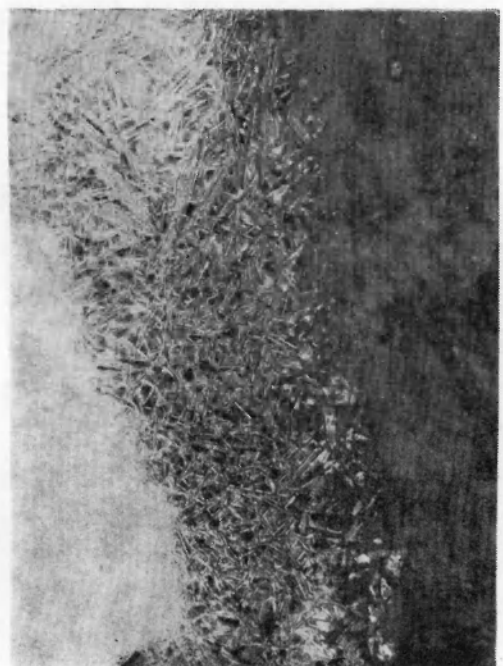
1. Lód sieciowy, późne stadium. Polski Potok, odcinek badawczy w Bogaczowicach
Reticular ice, a late stage. Polski Potok Brook, Bogaczowice study reach
2. Lód rusztowy. Lokalizacja jak wyżej
Grille ice. Location as above
3. Zawieszona półka lodowa, Lesk, meander C-3, odcinek badawczy w Czarnym Borze
Hanging ice ledge, River Lesk, meander C-3, Czarny Bór study reach
4. Ślady prądowania na powierzchni lodu przezroczystego, Polski Potok, odcinek badawczy w Bogaczowicach
Current marks on clear ice rind, Polski Potok Brook, Bogaczowice study reach



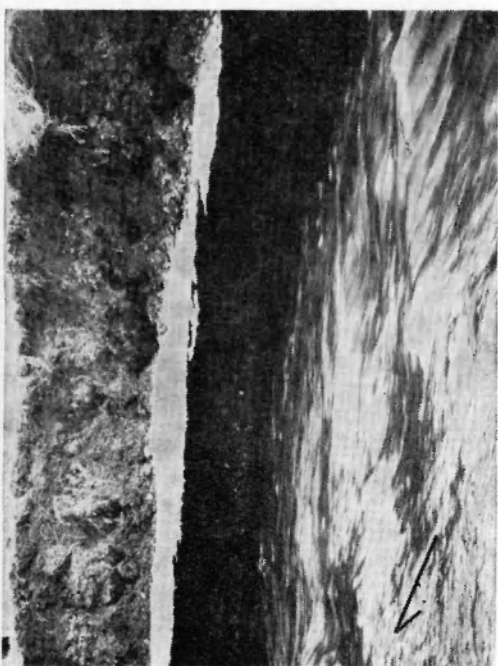
2



4



1



3

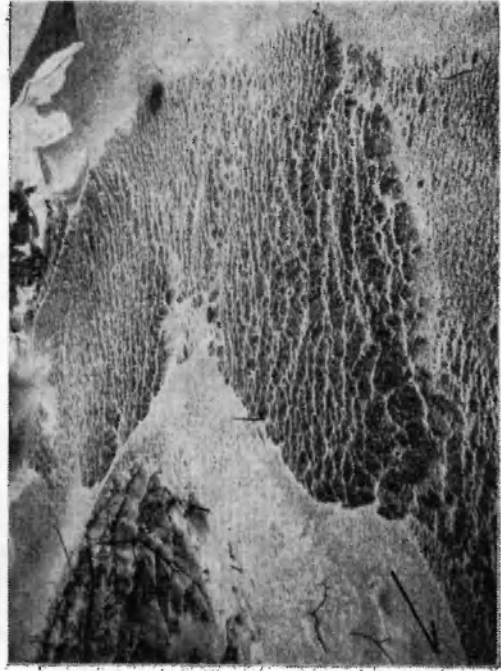
Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA II

1. Trójkątne wypustki przezroczystego lodu brzegowego skierowane z prądem. Bóbr, meander B—3, odcinek badawczy w Bukówce
Triangular projections of clear ice rind pointing downchannel. River Bóbr, meander B—3, Bukówka study reach
2. Lód falisty powstający w warunkach silnego wiatru, potok Chwaliszówka, odcinek badawczy w Bogaczowicach
Wavy ice forming during strong wind. Chwaliszówka Brook, Bogaczowice study reach
- 3, 4. Brodawki adhezyjne powstające na skutek przymarzania śniegu do mokrej powierzchni nowego lodu. Lokalizacja jak wyżej
Adhesion warts forming by adhesion and freezing on of snow to wet surface of new ice. Location as above



2



4



1



3

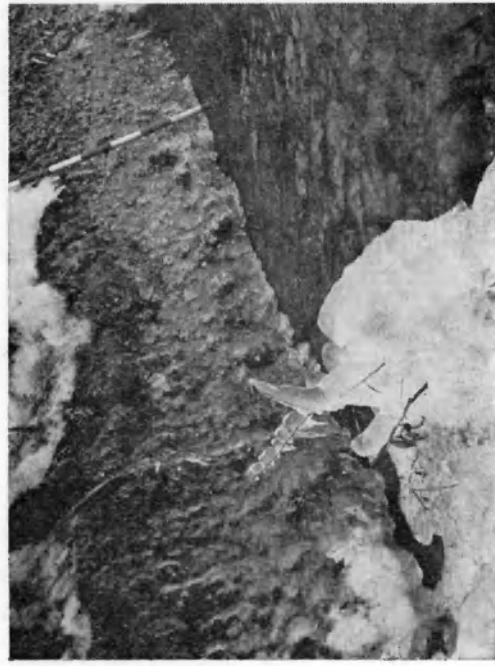
Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA III

1. Zamarzanie meandra na rzece Lesk, odcinek badawczy w Jaczkowie. Przy łasze meandrowej widoczny lód brzegowy przykryty śniegiem, przy brzegu zewnętrznym — śryż
Freezing-up of the meandering River Lesk, Jaczków study reach. Note snow-covered ice rind at the inner bank and current ice (frazil) in channel
2. 3. Gwałtowne zamarzanie meandra na Polskim Potoku, odcinek badawczy w Bogaczowicach. Widoczne są teraski lodowe powstające na skutek gwałtownego wiatru
Rapidly freezing-up meander bend, Polski Potok Brook, Bogaczowice study reach. Note small ice terraces produced by very strong wind
4. Oblodzenie skarpy meandra, Polski Potok, lokalizacja jak wyżej
Icing on meander cutbank, Polski Potok Brook, location as above



2



4



1



3

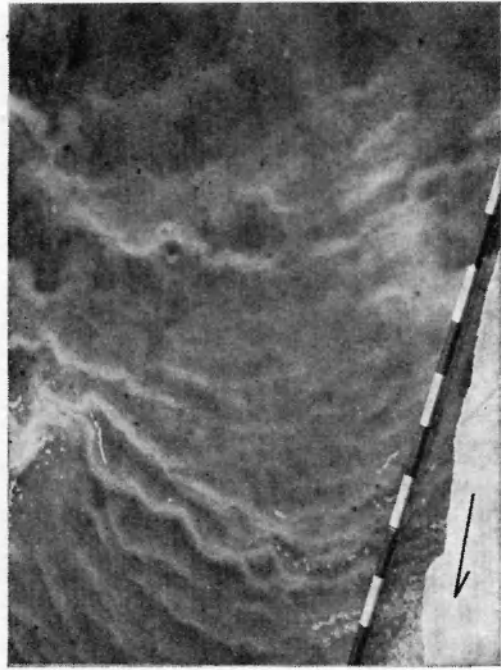
Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA IV

1. Gąbczasty lód denny narastający na krawędzi bystrzyka ($F_r > 1$) w gwałtownie zamarzającym Lesku. Odcinek badawczy w Jaczkowie
Spongy anchor ice (frazil) growing at riffle margin in the suddenly freezing-up River Lesk. Jaczków study reach. Flow is supercritical
2. Spiętrzenie wody na podwodnych ławicach lodu dennego, lokalizacja jak wyżej. Pierwsze stadium tworzenia się na rzece zatoru
Rise in water stage caused by submerged colonies of anchor spongy ice (frazil) on the River Lesk, location as above. This is first stage of the formation of an early (freezing) ice jam
3. Poligonalny lód brzegowy powstały ze śryżu talerzowego (lodu naleśnikowego). Widać wędrujące talerze śryżu. Lokalizacja jak wyżej
Polygonal bank ice formed at the expense of pancake ice. Note wandering discs of pancake ice. Location as above
4. Papka śniegowo-wodna. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Slush. River Bóbr, Lubawka study reach



2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA V

- 1, 2. Pseudoszuga. Utwór ten powstaje w wyniku opadu śniegu z deszczem. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Pseudoshuga — a product of sleet. River Bóbr, Lubawka study reach
3. Zamarzanie meandrów na Lesku, odcinek badawczy w Jaczkowie. Pokrywą lodową stanowi przy brzegu wewnętrznym kruchy lód brzegowy, przy brzegu zewnętrznym — elastyczny nilas z lukami przyrostu równoległymi do brzegów
Freezing-up of the meandering River Lesk, Jaczków study reach. Ice cover involves fragile ice rind at the inner bank and elastic nilas at the outer bank. Accretion lines parallel the river banks
4. Zamarzanie meandra na Lesku, lokalizacja jak wyżej. Przy brzegach koryta kruchy lód przezroczysty, w środku — nilas. Łuki przyrostowe skośne do osi hydrodynamicznej rzeki, a prostopadłe do powierzchniowych wiązek przepływu helikoidalnego
Freezing-up of the meandering River Lesk, location as above. Note ice rind at the river banks and nilas within the channel. Accretion lines run obliquely to the thalweg, but perpendicular to surface bundles of helical flow



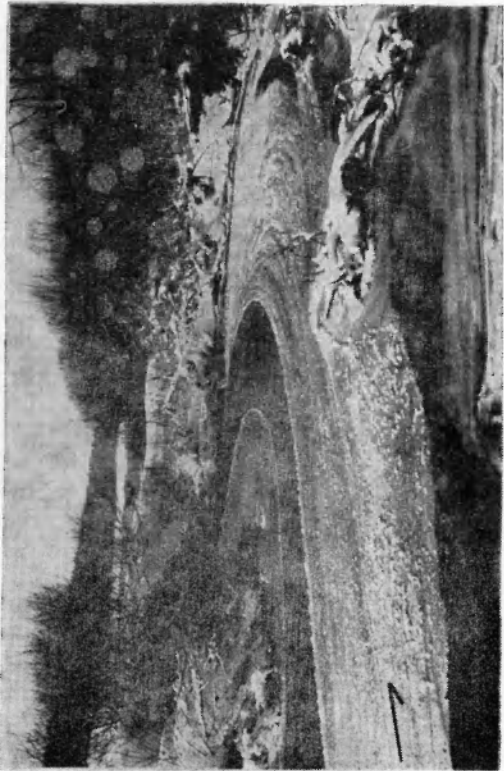
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA VI

1. Zator zamrozowy w meandrze M-5 na rzece Złotnej, odcinek badawczy w Miskowicach. Zator utworzył się na krawędzi bystrzyka u wejścia do meandra
Early (freezing) ice jam in meander M-5 on the River Złotna, Miskowice study reach. The jam grew at the riffle margin at the entrance to the meander bend
2. Głif krewasowy zachowany w formie lodu na powierzchni terasy zalewowej. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Ice cover formed on a flood-plain as a crevasse-splay accumulation. River Bóbr, Lubawka study reach
3. Zator zamrozowy na gwałtownie zamarzającej Chwaliszówce. Widoczne terasy lodowe, znaczne spiętrzenie wody i wypływ wody pod ciśnieniem z lewej części zatoru. Odcinek badawczy w Bogaczowicach
Early (freezing) ice jam on the suddenly freezing-up Chwaliszówka Brook. Note ice terraces, rise in water level, and outflow under pressure from the left part of the jam. Bogaczowice study reach
4. Sprasowana krawężnik nałożona na zator zamrozowy. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Pressed ice overlapping early (freezing) ice jam. River Bóbr, Lubawka study reach



Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA VII

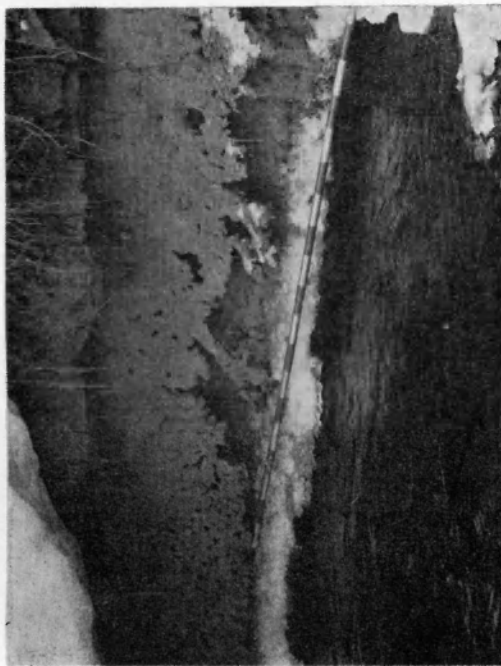
- 1, 2. Grunty szkieletowe utworzone przez wytopienie i sublimację lodu gruntowego w gliniastych piaskach. Podcinany brzeg meandru B-3 na Bobrze, odcinek badawczy w Bukowce
Skeletal grounds produced by slow thawing and sublimation of ground ice in loamy sands. Cutbank of meander B-3, River Bóbr, Bukówka study reach
- 3, 4. Osypisko utworzone na skutek eksfoliacji mrozowej u stóp pionowej skarpy zbudowanej ze żwiru. Widoczne termoerozyjne podcinanie osypiska przez wody roztopowe. Polski Potok, odcinek badawczy w Bogaczowicach
Talus apron formed owing to frost exfoliation. Note erosional niche at the water level (thermal erosion). Both cutbank and talus are composed of gravel. Polski Potok Brook, Bogaczowice study reach



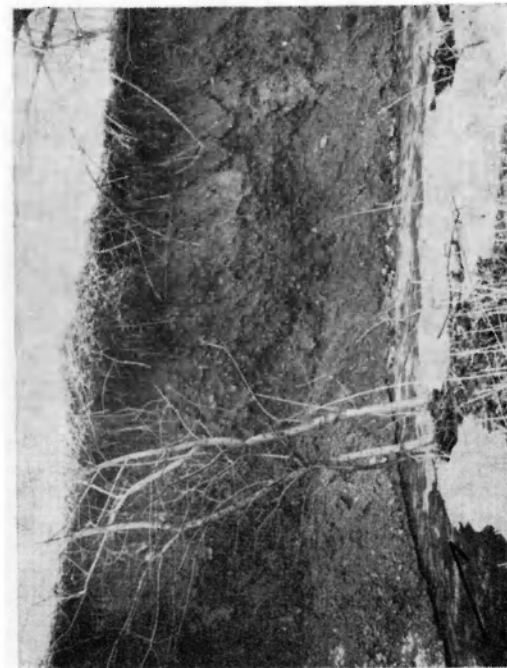
2



4



1



3

Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA VIII

1. Tajanie lodu i śniegu rzecznego. Kra lodowa silnie przechylona, przymarznęta darń oderwana od brzegu. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Thawing of river ice and snow. Ice floes strongly tilted, turf sheet frozen fast to its lower surface detached from the bank. River Bóbr, Lubawka study reach
2. Wymykanie osuwania się starego śniegu po powierzchni podcinanego brzegu. Widoczne pionowe rysy. Polski Potok, meander P-21, odcinek badawczy w Bogaczowicach
Fresh surface of meander cutbank formed by sliding of old snow. Note vertical striae. Polski Potok Brook, meander P-21, Bogaczowice study reach
3. Niszczenie brzegu przez osuwający się śnieg. Widać płat gliny aluwialnej przymarznęty do śniegu. Lesk, odcinek badawczy w Jaczkowie
Destruction of meander cutbank by sliding masses of snow. Note layer of alluvial loam frozen fast to snow. River Lesk, Jaczków study reach
4. Niszczenie brzegu i pokrywy starego, przekryształizowanego śniegu przez wody roztopowe. Widoczna otwarta szczelina w warstwie starszego śniegu. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Destruction of river cutbank and old snow by thaw waters. Note open crevasse in the layer of older snow. River Bóbr, Lubawka study reach



2



4



1



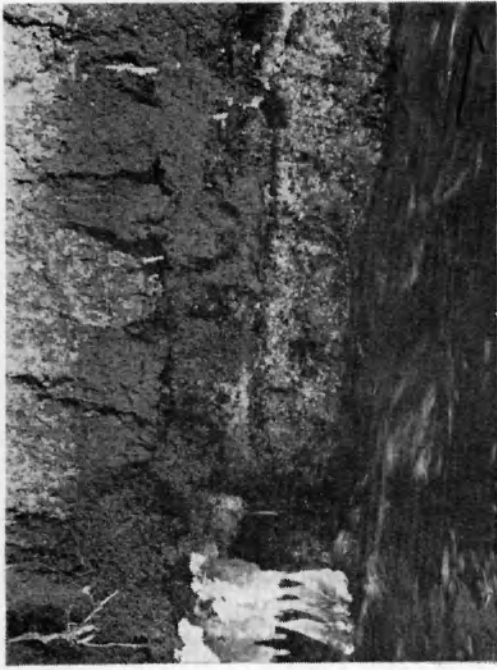
3

Andrzej Karol TEISSEYRE

Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA IX

1. Odwrócenie reliefu w dolnej części skarpy nadrzecznej, na poziomie wód odwilżowych. Bóbr, odcinek badawczy w Bukówce
Reversed relief at the base of river cutbank, close to the level of thaw waters. River Bóbr, Bukówka study reach
2. „Żyła” lodu gruntowego równoległa do powierzchni podcinanej skarpy zbudowanej z gliniastego piasku (jasny pas powyżej wody)
Lód ukazał się po termerozyjnym usunięciu zewnętrznej warstwy gruntu. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
“Vein” of ground ice paralleling the surface of the cutbank composed of loamy sand. Ice (light strip above water) was exposed after removal by thaw waters of the superficial layer of ground (thermal erosion). River Bóbr, Lubawka study reach
3. Termerozyjne podcięcie brzegu, Bóbr, meander B—3, odcinek badawczy w Bukówce
Thermal erosion along river cutbank. River Bóbr, meander B—3, Bukówka study reach
4. Przewieszony nawis śnieżny po odwilży. Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Overhanging ledges of old snow on river cutbank. River Bóbr, Lubawka study reach



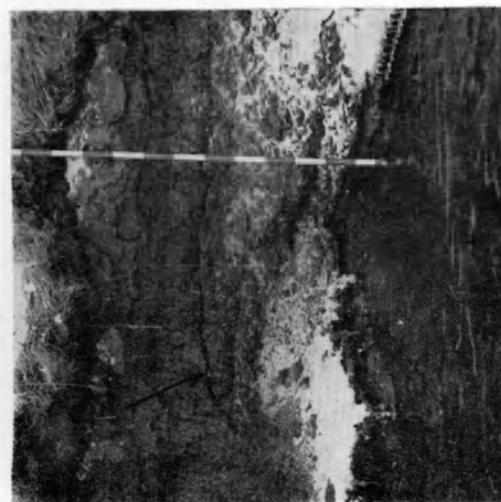
Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers

PLANSZA X

1. Szczelina tensyjna (strzałka) wzdłuż powierzchni ścinania utworzonej na skutek podmycia brzegu na wysokości powierzchni wody (por. fig. 7). Bóbr, odcinek badawczy w Lubawce
Open crevasse (arrow) developed along shearing fracture produced by undercutting of the bank at the water level (comp. fig. 7).
River Bóbr, study Lubawka reach
2. Nilas na zamarzającym meandrze Lesku, odcinek badawczy w Jaczkowie. Nurt przesunięty w stronę łachy meandrowej
Nilas on freezing-up meander bend of the River Lesk, Jaczków study reach. Thalweg is shifted towards the point bar
- 3, 4. Nowe koryto przelewowe na łasze meandrowej meandra P-17 Polskiego Potoku, odcinek badawczy w Bogaczowicach.
Koryto przelewowe (z lewej) powstało na skutek zatamowania zakola przez zator zamrozowy (z prawej)
New overflow channel on point bar of meander P-17 on the Polski Potok Brook, Bogaczowice study reach. The overflow channel (on the left) has been eroded in a consequence of partial damming of the main channel by an early (freezing) ice jam (on the right)

Wszystkie zdjęcia autora

All photos taken by the author



Andrzej Karol TEISSEYRE — Przebieg zjawisk fluwialnych w zimie na przykładzie małych rzek sudeckich
Fluvial processes in winter, with examples from small Sudetic rivers