

warunkom pogoda w ciągu dnia poprzedzającego, gdy jest niska temperatura powietrza, silny wiatr i duże zachmurzenie (Tsang, 1982).

Powstały dwa podejścia do klasyfikacji lodu, oparte na opisie genezy lub tekstury. Opis oparty na teksturze koncentruje się na wielkości, kształcie, orientacji kryształów lodu. Podejście genetyczne opisuje pochodzenie lodu z wykorzystaniem obserwacji na rzekach i jeziorach. Michel i Ramseier (1971) zaproponowali klasyfikację genetyczno-teksturalną, w której wyróżnia się następujące klasy:

1. Lód pierwotny (ang. *primary ice*), który tworzy się na samym początku w postaci cienkiej warstwy kryształów w warstewce wody przechłodzonej. Lód uformowany w wyniku krystalizacji w przechłodzonej stojącej wodzie jest bardzo jednorodny i nie można w nim wyróżnić tekstury. Do lodu pierwotnego zalicza się także lód powstający na jądrach krystalizacji takich jak śryż utworzony w turbulentnym strumieniu rzeki, a także lód krystalizujący na płatkach śniegu spadających na powierzchnię wody. Lód tego typu jest biały, nieprzezroczysty, często ma kilka warstw.
2. Lód wtórny (ang. *secondary ice*) powstaje pod warstwą lodu pierwotnego w wyniku powolnego krzepnięcia wody, może rozwijać się także w wyniku przymarzania do spodu do lodu pierwotnego kryształów śryżu. Przymarzanie lodu od spodu warstwy lodu pierwotnego (ang. *congelation ice*) wytwarza charakterystyczną strukturę lodu składającego się z pionowo ustawionych struktur kolumnowych. Powstają one w wyniku przenikania w stronę atmosfery strumienia ciepła uwalnianego w procesie krystalizacji.
3. Lód nałożony (ang. *superimposed ice*) powstaje przez przymarznięcie do górnej powierzchni lodu pierwotnego wody z topniejącego śniegu (ang. *snow ice*) lub opadu deszczu.
4. Lód w formie aglomeratu (ang. *agglomerate ice*) powstaje z ponownego zamrożenia innych form lodu.

Wychładzanie wody mimo jej turbulentnego przepływu w rzece zachodzi szybciej w pobliżu brzegów. W miejscach o charakterystycznych małych prędkościach ($0,2\text{--}0,3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) i małej głębokości formuje się lód brzegowy (ang. *shore ice*, *border ice*) (rys. 2.1). Lód brzegowy tworzy się również na obszarach z wodą stojącą – stąd nazwa



Rys. 2.1. Lód brzegowy utworzony w osłoniętej zatoce przy lewym brzegu Jeziora Zegrzyńskiego km 37 w rejonie Arciechowa w głębi wolna od lodu powierzchnia rzeki (1 XII 2018)

Fig. 2.1. Shore ice in sheltered bay on the left bank of Zegrze Reservoir km 37 in vicinity of Arciechów village, in the back free surface of the water (1 XII 2018)

lód statyczny. Pokrywa lodu statycznego na jeziorze formuje się w postaci gładkiej tafli zawierającej wydłużone kryształy lodu (rys. 2.2). Jeśli lód brzegowy tworzy się na zbiorniku o dużych zmianach poziomu, to jego powierzchnia może być okresowo zalewana przez wodę, która następnie zamarza, tworząc grubą warstwę lodu.



Rys. 2.2. Pierwotny lód utworzony w jeziornej części dużego plosa Jeziora Zegrzyńskiego km 30 w rejonie Nieporęt – Pilawa (1 XII 2018)

Fig. 2.2. Primary ice formed in the lacustrine part of the Zegrze Reservoir km 30 in the vicinity of Nieporęt-Pilawa (1 XII 2018)

Na rzece w trakcie tworzenia się lodu brzegowego dochodzi także do krystalizacji lodu w całej masie wody w postaci śryżu. Tworzące się kryształki mają formę igieł, małych dysków, nieregularnych płatków. W niektórych miejscach dna rzeki o gruboziarnistym materiale osadów dennych tworzy się zaś lód denny. Lód denny powstaje w wyniku krystalizacji na powierzchni materiału budującego dno rzeki, a także w wyniku przyklejania się kryształów lodu utworzonych w masie wody do przeszkód wystających z dna. Nagromadzony lód denny pod wpływem siły wyporu, zostaje wypchnięty na powierzchnię wody i płynie wraz ze śryżem jako lód prądowy tworząc większe bryłki o gąbczastej strukturze. Lód denny nie tworzy się na powierzchni drobnych ziarn piasku, ponieważ są one zbyt lekkie aby utrzymać w zanurzeniu tworzące się kryształy lodu.

Kryształki lodu prądowego łączą się w większe kłaczki, które mają gęstość zbliżoną do gęstości wody, a więc ich poruszanie się jest kontrolowane przez turbulencję otaczającej wody. Gdy jednak okresowo zostają wyniesione na powierzchnię wówczas niska temperatura powietrza zamraża wodę zawartą między kryształami lodu, co zwiększa dodatnią pływalność całej mieszaniny. Kryształy lodu dzięki swojej mniejszej gęstości stopniowo zaczynają płynąć tylko po powierzchni wody (Tsang, 1982).

Lód prądowy początkowo stanowi luźne skupienie kryształów, następnie w wyniku ich wzajemnego zderzania się ze sobą powstaje na obwodzie biały kołnierz. Po pewnym czasie w kontakcie z zimnym powietrzem powierzchnia skupienia kryształów sztywnieje w wyniku zamarzania. Krążki śryżowe są początkowo bardzo cienkie, następnie ich grubość rośnie w miarę jak przymarzają do ich spodu kryształy lodu prądowego. Krążki śryżowe mogą łączyć się w większe tafle, które pomimo pozornego podobieństwa do kry są od niej mniej wytrzymałe i mniejsze (Gołek, 1964).

Procesy powstawania lodu prądowego, krążków śryżowych i stałej pokrywy zbudowanej ze śryżu nie występują w chronologicznej kolejności lecz mogą się nakładać w czasie. Produkcja lodu prądowego przebiega często w cyklu dobowym, a śryż może przywierać do lodu brzegowego powiększając z dnia na dzień jego zasięg. Lód brzegowy jest zbudowany często z równoległych pasm lodu, swojego rodzaju przyrostów, powstających ze śryżu wytwarzanego w kolejnych dniach.

Rozwój lodu brzegowego jest ułatwiony w ujściach rzek do jezior i zbiorników za sprawą zmniejszonej prędkości przepływu i warunków sprzyjających formowaniu się lodu jeziornego. Jeśli lód brzegowy rozrasta się w stronę nurtu, to może doprowadzić do zwężenia przekroju rzeki i zatrzymania przepływu lodu prądowego, który zaczyna narastać w górę rzeki. Takie zatrzymanie przepływu lodu prądowego (ang. *bridging*) prowadzi do zamarzania lodu prądowego w stałą pokrywę lodową (rys. 2.3).

Innym miejscem zatrzymania spływu lodu mobilnego jest krawędź stałej pokrywy lodowej uformowanej wcześniej np. na jeziorze, do którego wpada rzeka. Na rzekach nizinnych przyrost pokrywy lodowej tworzonej z lodu mobilnego od miejsca zatrzymania strumienia lodu w górę rzeki może być bardzo szybki, a dobowy przyrost długości rzeki pokrytej lodem liczony w dziesiątkach kilometrów (Tsang, 1982).



Rys. 2.3. Lód brzegowy i stała pokrywa lodowa zbudowana z zatrzymanego lodu mobilnego (krążki śryżowe) na Bugu km 9,5 miejscowość Popowo (25 II 2018)

Fig. 2.3. Shore ice and ice cover made of mobile ice jam (pancake ice) on Bug river km 9,5 in the vicinity of Popowo village (25 II 2018)

Tworzenie się pokrywy z lodu mobilnego jest podstawowym procesem zamarzania rzek w warunkach dynamicznych. Pokrywa z lodu mobilnego (zwana także powierzchniowym zatorem lodowym) ogranicza przepustowość hydrauliczną koryta rzeczno, przez zmniejszenie pola przekroju poprzecznego, wydłużenie obwodu zwilżonego, a także zwiększenie współczynnika szorstkości. Wartości współczynnika szorstkości Manninga mogą przekraczać $n > 0,1$ (Majewski, 2009), podczas gdy wysokość chropowatość powierzchni pod lodem może być porównywalna do głębokości koryta (Beltaos, 2013). To sprawia, że opory przepływu w korycie z pokrywą lodową i podbitką śryżową są znacznie większe niż w korycie otwartym bez zjawisk lodowych. W modelach hydrodynamicznych wprowadza się dwudzielny opis przepływu w korycie, z podziałem na kanał dolny, w którym działa tarcie na dnie oraz kanał górny, w którym działa tarcie pochodzące z nierówności dolnej powierzchni lodu (Kolerski, 2016).

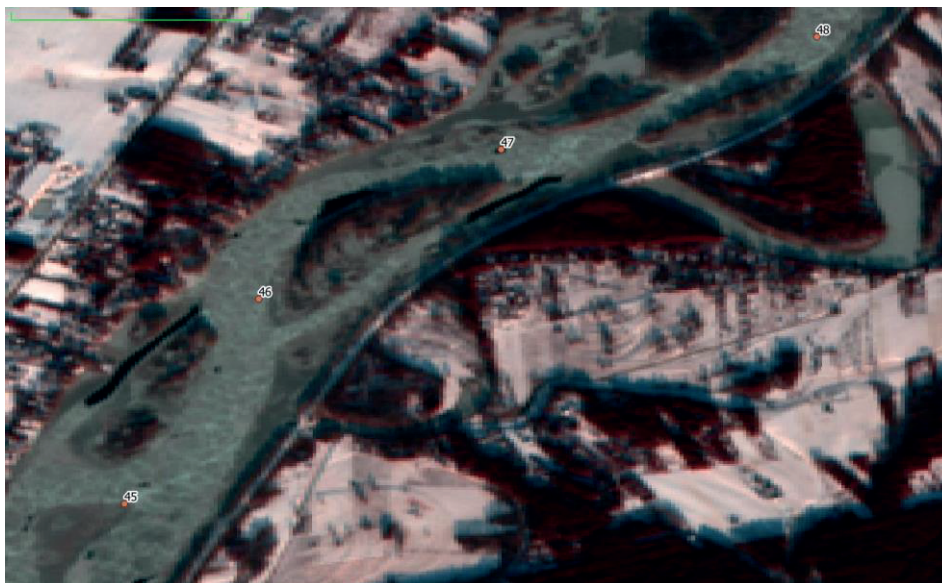
Napływające krążki śryżowe mogą rozbudowywać kraniec zamrożonej pokrywy lodowej w górę rzeki, albo zapaść się i wsunąć się pod tę pokrywę w efekcie zwanym „teleskopowym”, co prowadzi do skrócenia odcinka zatoru i wzrostu grubości lodu. Możliwy jest także przepływ lodu prądowego pod pokrywą lodową. Wciągnięcie kry lub krążka śryżu pod krawędź lodu stałego odbywa się wyniku działania dwu sił, a mianowicie momentu obrotowego i momentu prostującego pochodzącego od siły wyporu. Grube tafle kry mogą natomiast tonąć pod pokrywą lodową w wyniku spadku ciśnienia pod bryłą lodu spowodowanego przyspieszeniem prędkości przepływu i oderwaniem strumienia. Prędkość przepływu powodująca zatopienie tafli lodu o grubości 0,3 m i jej wciągnięcie pod pokrywę lodową jest rzędu $0,9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. W przypadku bryłki śryżu o średnicy 0,1 m i porowatości 0,8, prędkość przepływu wody powodująca jej wciągnięcie pod stałą pokrywę lodową wynosi zaledwie $0,1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, a więc są to warunki spotykane powszechnie na rzekach (Beltaos, 2013).

Lód prądowy w formie krążków śryżowych wciągnięty pod stałą pokrywę lodową ulega dezintegracji na małe ziarna (lepa lodowa), które mogą być przenieszone do miejsc gdzie spada prędkość przepływu i tam ulega zatrzymaniu w formie tzw. podbitki śryżowej (ang. *hanging dam*). Ujścia rzek do jezior z racji załamania spadku podłużnego i zwiększenia głębokości są dogodnym miejscem formowania się podbitek. W zimie gdy przepływ rzeki jest niewielki podbitki śryżowe mimo ograniczenia powierzchni przekroju i zwiększenia oporów nie powodują znacznego utrudnienia dla przepływu wody. Dopiero wraz ze zwiększeniem się przepływu podbitki mogą powodować spiętrzenie wody. Podbitka śryżowa w znaczący sposób zmienia charakter przepływu wody, koncentrując go w części koryta. Dodatkowo, gdy powierzchnia czynna przekroju jest zmniejszona, następuje wzrost stanu wody i ukierunkowanie przepływu następuje w miejscach, w których nie została uformowana podbitka śryżowa. Są to miejsca, w których powstają tzw. przetainy (ang. *polynya*). W korytach które dzielą się na boczne ramiona w warunkach zmniejszenia przepustowości hydraulicznej głównego koryta przez lód z podbitką, mogą tworzyć się kanały ulgi, którymi woda przepływa z dużą prędkością powodując wzrost ich głębokości i zanik powierzchniowej pokrywy lodu w przetainie (rys. 2.4 i 2.5).



Rys. 2.4. Przetaina nad kanałem ulgi w korycie Bugu między km 3-4 widoczna na kompozycji barwnej 832 z obrazu Sentinel-2 z dnia 17 I 2017

Fig. 2.4. Polynya at relief channel of Bug river km 3-4 visible at 832 color composite of Sentinel-2 image recorded on 17 I 2017



Rys. 2.5. Przetajny nad kanałami ulgi w korycie Narwi między km 45,0-46,0 i km 46,7-47,1 widoczne na kompozycji barwnej 832 z obrazu Sentinel-2 z dnia 17 I 2017

Fig. 2.5. Polynya at relief channel of Narew river km 45,0-46,0 and km 46,7-47,1 visible at 832 color composite of Sentinel-2 image recorded on 17 I 2017

Najczęściej spotykaną warstwą pokrywy lodowej na ciekach z większą prędkością przepływu jest pokrywa o strukturze mocno zróżnicowanej, zawierająca zamrożone części kry, śniegu i sryżu (Jeffries i in., 2012). Jednolitej pokrywy lodowej można się zatem spodziewać na odcinkach rzek charakteryzujących się małą prędkością przepływu, bowiem tam narastanie lodu brzegowego odbywa się w sposób stopniowy, pokrywa rozbudowuje się powoli w całej szerokości rzeki. Optymalne warunki umożliwiające wytworzenie się trwałej pokrywy lodowej występują przy prędkości rzędu $0,5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (rys. 2.6). Gdy rzeka płynie z prędkością $0,5\text{--}0,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, warunki tworzenia pokrywy lodowej są utrudnione, jej czas trwania jest krótszy,



Rys. 2.6. Powierzchniowy zator z krążków sryżowych (ujście Bugu km 0-1) zatrzymany na skraju stałej pokrywy lodowej na Jeziorze Zegrzyńskim (25 II 2018)

Fig. 2.6. Surface jam of pancake ice at mouth of Bug river (km 0-1) immobilized at the edge of ice cover of Zegrze Reservoir (25 II 2018)

a okres stabilizacji późniejszy. Natomiast gdy prędkość przepływu jest większa od $0,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, np. na rzekach uregulowanych, wtedy utworzenie się takiej pokrywy możliwe jest tylko podczas występowania srogich zim (Bednarczyk i in., 2006).

Istnieją metody matematycznego opisu przyrostu grubości pokrywy lodowej, wykorzystujące bilans wymiany ciepła na górnej i dolnej powierzchni lodu oraz penetracji promieniowania krótkofalowego. Dla celów praktycznych jest natomiast stosowany wzór empiryczny wykorzystujący skumulowaną średnią dobową temperaturę powietrza – tzw. metoda stopień-dzień (ang. *freezing degree day*). Pierwotny wzór opracowany w przez Stefana w 1889 r. (za Prowse i Beltaos, 2002) ma postać:

$$t = \alpha \sqrt{D_f} \quad (2.1)$$

gdzie:

t – grubość lodu w cm,

α – współczynnik empiryczny uwzględniający różny stopień odsłonięcia pokrywy lodowej, także izolacji przez pokrywę śnieżną,

D_f – suma stopni dni z temperaturą ujemną.

Wartość współczynnika α wynosi: 2,7 w przypadku odsłoniętego jeziora bez pokrywy śnieżnej; 1,7–2,4 gdy na lodzie jeziornym jest pokrywa śnieżna; 1,4–1,7 w przypadku lodu rzeczno z pokrywą śnieżną. Z porównania wartości współczynnika empirycznego α wynika, że przyrost grubości lodu jest najszybszy na jeziorze nie pokrytym śniegiem. Opad śniegu na pokrywę lodową, która dopiero się tworzy może doprowadzić do jej zatopienia. Na takiej zmoczonej tafli lodu rozpuszczony śnieg ponownie zamara w postaci tzw. białego lodu (ang. *snow ice*, *white ice*). Pokrywa śnieżna na lodzie ogranicza bardzo tempo jego przyrostu ponieważ utrudnia wypromieniowanie ciepła do atmosfery.

Na grubość lodu ma wpływ także długość okresu zimowego z ujemną temperaturą. Ponieważ tempo przyrostu lodu maleje w miarę jak staje się on coraz grubszy, skrócenie zimy będzie skutkować w strefie klimatu umiarkowanego coraz cieńszą pokrywą lodową. Jeśli w wyniku zmian klimatu zimą pojawią się opady deszczu i śniegu to warunki tworzenia się pokrywy lodowej zostaną dodatkowo ograniczone.

Ostatnią fazą zjawisk lodowych na rzekach jest rozpad pokrywy lodowej, który następuje pod koniec zimy. Zanik pokrywy lodowej wymaga wystąpienia procesu topnienia, pęknięcia, transportu i spływu lodu. Można podzielić te mechanizmy na termalne i mechaniczne. W przypadku rozpadu pokrywy lodowej pod działaniem mechanizmów termalnych siły wywierane przez płynącą wodę są ograniczone. Lód w wyniku wzrostu temperatury traci swoją mechaniczną sztywność i zwięzłość, a do jego usunięcia przez płynącą wodę nie potrzeba dużych sił. Rozpad pokrywy lodowej z udziałem procesów mechanicznych wymaga działania dużych naprężeń w czasie wezbrania rzeki, które pokonają siły spójności pokrywy lodowej i łamią ją na mniejsze fragmenty. W takiej sytuacji ciągła pokrywa lodowa rozpada się na nieforemne odłamy i bryły czyli krę (rys. 2.7 i 2.8). Niebezpiecznym zjawiskiem jest przedwczesny rozpad pokrywy lodowej, który zachodzi np. w wyniku wezbrania roztopowego, spowodowanego krótkotrwałym ociepleniem w zimie, gdy pokrywa lodowa nie uległa jeszcze termicznemu osłabieniu.

W wyniku zwiększonej energii kinetycznej wywołanej ruchem, spływająca krawa może uszkodzić budowle hydrotechniczne lub umocnienia brzegowe, napotkane na swojej drodze. Nerozłącznym elementem rozpadu pokrywy lodowej stanowią



Rys. 2.7. Kra z widocznymi warstwami lodu pierwotnego ze śryżu, lodu wtórnego (wykształconego w formie kolumnowych kryształów lodu) oraz lodu nałożonego (biała warstwa na powierzchni lodu utworzona ze śniegu) – Bug km 10,0 miejscowość Kuligów (8 III 2018r.)

Fig. 2.7. Ice floe with layers of primary ice made of frazil ice and secondary ice (column crystals) as well as snow ice (imposed on the top) – Bug river km10,0 near Kuligów village (8 III 2018)



Rys. 2.8. Spływ kry na Bugu w km 9-10 w dniu 11 III 2018 r.

Fig. 2.8. Ice floe run on Bug river 11 III 2018

spiętrzenia lodu. W momencie, gdy pierwsza płyta lodowa napiera na brzeg, spiętrza przed sobą osady budujące brzeg, a na nich tworzy się wał lodowy (rys. 2.9). Szczególnie istotną rolę odgrywają spiętrzenia lodu na zaporach bocznych i wałach przeciwpowodziowych, bowiem uszkodzenie korony wału przez lód może przyczynić się do powstawania wyrw na wale (Bednarczyk i in, 2006).

Niebezpieczne sytuacje powodziowe są związane z zatorami lodowymi. Zatory lodowe powstają w wyniku zatrzymania się swobodnego spływu kry. Mechanizm jego powstawania zależy od czynników hydrometeorologicznych i czynników lokalnych. Czynniki hydrometeorologiczne to m.in. występowanie jednolitej pokrywy lodowej w dolnym odcinku rzeki, oraz przybór wody uruchamiający spływ lodu na



Rys. 2.9. Wał lodowy pod lewym brzegiem Bugu km 10,0 miejscowość Kuligów (8 III 2018 r.)

Fig. 2.9. Ice barrier on Bug river left bank km 10,0 in Kuligów village (8 III 2018)

długim odcinku rzeki. Dodatkowym czynnikiem ułatwiającym formowania się zatok jest ponowny spadek temperatury powietrza, który wpływa na grubość pokrywy lodowej, a także jej wytrzymałość.

Do czynników lokalnych zaliczamy głównie morfologię koryta rzecznego np. wypłylenia koryta, zwężenia szerokości rzeki, ostre zakola. Istnieje również czynnik antropogeniczny, do którego można zaliczyć zmniejszenie pola przekroju poprzecznego rzeki przez podpory mostów.

Zjawisko powstawania zatoru lodowego jest zjawiskiem dynamicznym i trudnym do przewidzenia. Zatory mogą powstawać zarówno podczas tworzenia się pokrywy lodowej, jak i podczas jej rozpadu (Kolerski, 2016). W momencie rozpoczynania się sezonu zimowego zazwyczaj mamy do czynienia ze znacznie mniejszą objętością lodu, w związku z czym powstała akumulacja lodu nie stwarza realnego zagrożenia, tworząc znacznie łatwiejsze do usunięcia zatory śryżowe.

Znacznie mniejsze zagrożenie stanowią zatory, w których przekrój poprzeczny pozwala na częściowy przepływ wody. Taki przypadek nazywany jest zatorem powierzchniowym lub zatorem „lekkim”. Jeżeli jednak przekrój poprzeczny jest całkowicie przegrodzony lodem, mamy do czynienia z zatorem „ciężkim”, gdzie gromadzące się zbite masy śryżu i lodu są stosunkowo trudne do usunięcia (Bednarczyk i in., 2006).

W zależności od ww. czynników, czas trwania zatoru może trwać od kilkunastu godzin do aż kilkunastu dni. Zjawisko zatoru lodowego często jest przyczyną poważnych deformacji brzegu, uszkodzenia umocnień brzegów, a także gwałtownych wylewów wód zwanych powodzią zatorowymi. Ze względu na bezpośredni związek pomiędzy wzrostem temperatury powietrza a rozpadem lodu zjawisko zatoru najczęściej występuje na wiosnę, lecz z uwagi na zmiany klimatyczne coraz częściej jest również obserwowane w miesiącach typowo zimowych (Kolerski, 2006).

Warto wspomnieć o niebezpiecznym zjawisku ruszania zatoru i spływania spiętrzonych wód, w którym dochodzi do intensywnego wzrostu prędkości przepływu, nawet do $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Przy takiej prędkości masy lodu są w stanie przekształcić koryto, a nawet zniszczyć budowle hydrotechniczne, również mosty.

W przypadku jezior rozpad pokrywy następuje w wyniku jej topnienia od powierzchni i od strony wody (Ashton, 1986). Topnienie jeziornej pokrywy lodowej



Rys. 2.10. Topnienie stałej pokrywy lodowej przy brzegu dużego plosa Jeziora Zegrzyńskiego – Zegrze Południowe (17 III 2018 r.)

Fig. 2.10. Melting of the lacustrine part of Zegrze Reservoir ice cover at Zegrze Południowe (17 III 2018)

zachodzi także wzdłuż jej brzegów. Gdy topnieje górna warstwa pokrywy lodowej, woda zaczyna gromadzić się przy brzegach jeziora, gdzie ogrzewa się co przyspiesza dalszy proces topnienia, ułatwiając odspojenie całej pokrywy lodowej od brzegu (rys. 2.10). Uwolnienie pokryw lodowej od połączenia z brzegiem umożliwia jej przemieszczanie przez napór wiatru. W procesie topnienia pokrywy lodowej duże znaczenie mają dopływy wpadające do jeziora i zrzuty wody np. z przepompowni odwadniających tereny chronione zaporami bocznymi.

Początkowy proces zamarzania wody i tworzenia się pokrywy lodowej w wyniku przyrastania kryształów lodu jest kontrolowany przez bilans cieplny i przewodzenie ciepła od wody w kierunku atmosfery. Proces zanikania lodu na wodach śródlądowych jest bardziej złożony ponieważ w sytuacji osiągnięcia wyrównanego rozkładu temperatury 0°C na całej grubości lodu, jego powierzchnia i spód zaczynają topnieć równocześnie (Ashton, 1986).

Poprzeczne pęknięcia zwartej pokrywy lodowej w wyniku wzrostu poziomu wody w czasie wezbrania lub zmian napełnienia zbiornika przy stopniu wodnym ułatwiają późniejsze rozłamy pokryw do postaci kry. Pęknięcia umożliwiają ruch poszczególnych fragmentów pokrywy lodowej i jej szybkie kruszenie na mniejsze fragmenty (rys. 2.11). Na dużych jeziorach dodatkowym czynnikiem ułatwiającym kruszenie pokrywy lodowej jest działanie fal wiatrowych (Beltaos, 1997).

Historycznie rzecz biorąc od początku organizacji służb hydrologicznych obserwacje zjawisk lodowych były prowadzone wraz z pomiarami stanów wody na posterunkach wodowskazowych. Obserwator wykonywał odczyt stanu wody, mierzył grubość pokrywy lodowej, zapisywał rodzaj zjawiska lodowego i stopień pokrycia rzeki lodem. Dane te były gromadzone w tabelach zawierających codzienne obserwacje wodowskazowe, a następnie publikowane w rocznikach hydrologicznych Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (IMGW). Na ich podstawie możliwe było określenie czasu trwania i przebiegu zlodzenia rzeki w pobliżu posterunku wodowskazowego. W ostatnich latach dokonano modernizacji sieci obserwacyjnej IMGW i przejścia od pomiarów terminowych wykonywanych przez obserwatora do



Rys. 2.11. Falowanie wiatrowe rozbija krawędź ciągłej pokrywy lodowej w dużym plosie na Jeziorze Zegrzyńskim w Zegrzu Południowym (17 III 2018 r.)

Fig. 2.11. Wind waves are breaking edge of ice cover on lacustrine part of the Zegrze Reservoir at Zegrze Południowe (17 III 2018)

pomiarów telemetrycznych ze zdalną transmisją danych o stanie i temperaturze wody. Umożliwia to pozyskiwanie danych w czasie rzeczywistym, jednak w wyniku odejścia od obserwacji (z pomocą obserwatora), na posterunkach wodowskazowych nie prowadzi się już pomiarów grubości lodu i obserwacji rodzaju zjawisk lodowych.

Podstawowy system monitoringu zjawisk pokrywy lodowej na rzekach składa się obecnie z obserwacji naziemnych, które są wykonywane przez pracowników administracji wodnej. W Polsce zasady ochrony przed powodzią opisane są w ustawie Prawo wodne z dnia 20 lipca 2017 r., dostosowanej do treści dyrektyw Wspólnoty Europejskiej. Zgodnie z obowiązującym art. 14 ustawy organami właściwymi w sprawach gospodarowania wodami są m.in. Prezes Wód Polskich, Dyrektor Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej (RZGW) Wód Polskich, dyrektor Zarządu Zlewni Wód Polskich. Do ich obowiązków należy m.in. opisany w art. 227 ust. 1 o treści „Utrzymywanie wód, o których mowa w ust. 1, ma na celu m.in. zapewnienie spływu lodu oraz przeciwdziałania powstawaniu niekorzystnych zjawisk lodowych”. Razem z Krajowym Zarządem Gospodarki wodnej (KZGW), Regionalne Zarządy Gospodarki Wodnej, Zarządy Zlewni, a także Nadzory Wodne mają obowiązek monitorowania zjawisk lodowych na głównych polskich rzekach. Codziennie przez pracowników Nadzorów Wodnych prowadzone są obserwacje, określające rodzaj oraz natężenie zjawiska lodowego. W następnej kolejności przesyłane są tzw. meldunki lodowe do Ośrodka Koordynacyjno-Informacyjnego. Meldunki zawierają informacje o rodzaju pokrywy lodowej, stopniu wypełnienia koryta (w %), a także kilometrą ciek, na którym wystąpiło poszczególne zjawisko lodowe. Podaje się również informacje o ewentualnie prowadzonych akcjach lodołamania. Finalnym punktem procesu raportowania jest sporządzenie dziennego komunikatu lodowego. Komunikaty te są udostępniane na stronach internetowych każdego Ośrodka Koordynacyjno-Informacyjnego. Na tej podstawie informacje z RZGW przekazywane są do KZGW, gdzie każdego dnia są publikowane komunikaty o zjawiskach lodowych w całym kraju.

Bardzo dużą zaletą obserwacji terenowych jest znaczna dokładność danych obserwacyjnych dla krótkich odcinków rzek. Niestety w wyniku obserwacji punktowych, konieczna jest ekstrapolacja informacji na dłuższe odcinki rzek. Istotne jest

także jak najszybsze pozyskiwanie informacji pozwalających na wczesne zarejestrowanie niebezpiecznych zjawisk lodowych tak, aby jak najszybciej im zapobiegać.

Pojawienie się nowych źródeł danych z postaci obrazowań satelitarnych otwiera drogę do poszukiwania ich zastosowania w badaniach zjawisk lodowych na wodach śródlądowych i morskich. Obrazowania satelitarne w porównaniu do obserwacji terenowych charakteryzują się pozyskiwaniem jednorodnych danych dla długich odcinków rzek, umożliwiając określenie sytuacji ogólnej na danej rzece. Dzięki nim możliwe jest wskazanie miejsc, w których szczególnie istotne będzie przeprowadzenie obserwacji naziemnej, w przypadku istnienia niebezpieczeństwa powstania zatoru lodowego. Kolejną zaletą radarowych obrazowań satelitarnych jest możliwość pozyskiwania danych niezależnie od warunków pogodowych. Oczywiście radarowe obrazowania satelitarne mają także swoje ograniczenia, do których należy nieoczywista interpretacja wizualna oraz ograniczona rozdzielczość czasowa i przestrzenna.