



ISSN 0867–7816

MONOGRAFIE  
KOMITETU  
GOSPODARKI  
WODNEJ  
POLSKIEJ  
AKADEMII  
N A U K

Zeszyt 43  
2020

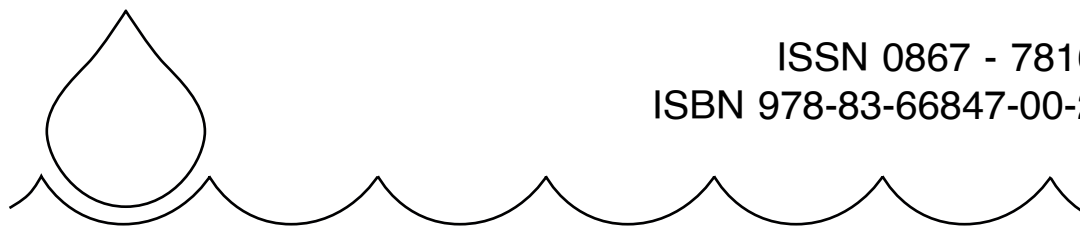
OCENA ZJAWISK  
LODOWYCH  
NA JEZIORZE ZEGRZYŃSKIM  
Z WYKORZYSTANIEM SATELITARNYCH  
OBRAZÓW RADAROWYCH

Karolina OLSZANKA  
Artur MAGNUSZAWSKI

WARSZAWA 2020







ISSN 0867 - 7816

ISBN 978-83-66847-00-2

Monografie  
Komitetu  
Gospodarki  
Wodnej  
Polskiej  
Akademii  
Nauk

Zeszyt 43

2020

OCENA ZJAWISK LODOWYCH  
NA JEZIORZE ZEGRZYŃSKIM  
Z WYKORZYSTANIEM SATELITARNYCH  
OBRAZÓW RADAROWYCH

Karolina Olszanka  
Artur Magnuszewski

Warszawa 2020

## RADA REDAKCYJNA

Beniamin Więzik - WSA, Bielsko-Biała, przewodniczący  
Kazimierz Banasik - SGGW Warszawa, wiceprzewodniczący  
Kaz Adamowski - University of Ottawa, Kanada  
Jean Cunge - SOGREAH Grenoble, Francja  
Małgorzata Gutry-Korycka - Uniwersytet Warszawski  
Roman Krzysztofowicz - University of Wginia, USA  
Zbigniew Kundzewicz - Zakład Badań Środowiska Rolniczego i Leśnego PAN, Poznań  
Maciej Maciejewski - IMGW-PIB, Warszawa  
Artur Magnuszewski - Uniwersytet Warszawski  
Wojciech Majewski - IMGW-PIB, Warszawa  
Jarosław Napiórkowski - Instytut Geofizyki PAN  
Tomasz Okruszko - SGGW Warszawa  
Romuald Szymkiewicz - Politechnika Gdańska  
Stanislas Wicherek - Universite Paris IV Sorbonne, Francja

Ewa Sawicka-Madejska - Sekretarz Rady Redakcyjnej  
01-673 Warszawa, ul. Podleśna 61  
e-mail: kgw@imgw.pl

## RECENZENCI

Katarzyna Dąbrowska-Zielińska, Beniamin Więzik

Opracowanie redakcyjne Marek Madzia

© Copyright by Komitet Gospodarki Wodnej Polskiej Akademii Nauk

ISSN 0867 - 7816  
ISBN 978-83-66847-00-2

Utwór w całości ani we fragmentach nie może być powielany ani rozpowszechniany za pomocą urządzeń elektronicznych, mechanicznych, kopiujących, nagrywających i innych, bez pisemnej zgody posiadacza praw autorskich

Ark wyd. 12. Druk ukończono w grudniu 2020 r.  
Druk i oprawa: Agencja Wydawniczo-Poligraficzna GIMPO  
ul. Transportowców 11, 02-858 Warszawa

## SPIS TREŚCI

Wstęp . . . . .	2
1. Charakterystyka hydrologiczna Jeziora Zegrzyńskiego . . . . .	6
2. Zjawiska lodowe na rzekach i jeziorach. . . . .	18
3. Satelitarne obrazy radarowe w badaniach zjawisk lodowych na wodach śródlądowych . . . . .	30
4. Zjawiska lodowe na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazach satelitarnych Sentinel-1 . . . . .	38
5. Podsumowanie . . . . .	66
Bibliografia . . . . .	69
Streszczenie . . . . .	72
Abstract . . . . .	74



## WSTĘP

Powstawanie pokrywy lodowej na rzekach i jeziorach jest zjawiskiem typowym dla naszej szerokości geograficznej i ma charakter sezonowy. Pokrywa lodowa ma duże znaczenie dla ekologii jezior, kształtując ich ustrój termiczno-tlenowy, sterując dopływem światła niezbędnego dla fotosyntezy. Rozpad lodu na rzekach w okresie wezbrań niesie ze sobą ryzyko powodzi zatorowych powodujących straty ekonomiczne. Zlodzenie jest także czynnikiem ograniczającym czas trwania sezonu żeglugowego. Lód na jeziorach jest jednak także wykorzystywany do uprawiania sportów zimowych, a zwłaszcza żeglarstwa lodowego. Przebieg zjawisk lodowych na rzekach i jeziorach jest czułym wskaźnikiem zmian klimatycznych. Badania nad zjawiskami lodowymi mają długą historię jednak wciąż brak jest wiedzy o wielu ich aspektach dotyczących zwłaszcza przebiegu i rozmieszczenia przestrzennego różnych form zlodzenia.

W niniejszym opracowaniu podjęto próbę oceny przydatności satelitarnych obrazów radarowych Sentinel-1 SAR (ang. Synthetic Aperture Radar) do określenia rodzaju i zasięgu zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim. Zanim pojawiło się to źródło danych wykorzystywano satelity posługujące się promieniowaniem elektromagnetycznym w zakresie pasma widzialnego, bliskiej i dalekiej podczerwieni. Istotnym jednak problemem występującym w okresie zimowym jest długotrwałe zachmurzenie co ogranicza analizę zobrażeń w paśmie widzialnym. Zobrazowania radarowe natomiast pozwalają pozyskać informacje o obiekcie z pułapu satelitarnego nawet przy całkowicie zachmurzonym niebie, a także bez względu na porę dnia.

Do tej pory głównym czynnikiem ograniczającym zastosowanie obrazów SAR była ich wysoka cena. Przełom nastąpił wraz z pojawieniem się danych Sentinel-1 udostępnianych bezpłatnie za pośrednictwem programu Copernicus realizowanego przez Europejską Agencję Kosmiczną – ESA. W pracy omówiono przebieg zlodzenia na rzekach przedstawiając mechanizmy tworzenia się i rozpadu pokrywy lodowej. Na podstawie obserwacji terenowych i równoczesnych zobrażeń satelitarnych z misji SAR Sentinel-1 opracowano prosty klucz interpretacyjny dla radarowych obrazów z produktu GRDH. Przedstawiono szczegółowy opis oraz porównano produkty GRDH i SLC pod kątem czytelności, przydatności do wykrywania różnych form zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim.

W pracy przedstawiono także możliwość zastosowania satelitarnych obrazów radarowych do monitoringu zjawisk lodowych. Pokrywa lodowa, a zwłaszcza zatory na rzekach wpływają na bezpieczeństwo powodziowe. Częstotliwość pozyskiwania obrazów Sentinel-1 jest duża (1–2 dni) co umożliwia śledzenie dynamiki takich procesów jak rozwój pokrywy lodowej tworzącej się z lodu mobilnego, a pod koniec okresu zlodzenia rozpad i zanik pokrywy lodowej na rzekach i jeziorach.

## 1. CHARAKTERYSTYKA HYDROLOGICZNA JEZIORA ZEGRZYŃSKIEGO

W powojennej Polsce w ramach planu 6-letniego (1950–1955) powstał projekt rozbudowy dróg wodnych, w którym powrócono do stawianego jeszcze przed I wojną światową pomysłu żeglugowego połączenia Dniepru z Wisłą przez tzw. drogę wodną Wschód-Zachód. W ramach tego planu powstała koncepcja „warszawskiego węzła wodnego”, na który miały się składać następujące obiekty: stopień wodny Dębe na Narwi, sztuczny zbiornik retencyjny – Jezioro Zegrzyńskie, port rzeczny na Żeraniu, żeglugowy Kanał Żerański łączący Jezioro Zegrzyńskie z portem żerańskim, kanał dojazdowy do portu zamknięty służący od strony Wisły. Węzeł wodny miał być punktem skrzyżowania dróg wodnych środkowej Wisły, Bugu i Narwi, będąc miejscem lokalizacji zakładów przemysłowych i przeładunku towarów transportowanych wodą. Jako ładunki dla transportu śródlądowego planowano rudę żelaza z Ukrainy, węgiel ze Śląska, drewno z Puszczy Augustowskiej i Piskiej. W celu użegłownienia Bugu w 1953 r. Biuro Projektowe Budownictwa Wodnego „Hydroprojekt” opracowało „Wstępny projekt zagospodarowania Bugu i jego doliny”, który zakładał kanalizację rzeki czyli zabudowę kaskadą 5 stopni wodnych. Jako pierwszy element tej kaskady wytypowano stopień Dębe, którego budowa trwała w latach 1957–1963, a wykonawcą była firma „Bugobudowa”. Kolejne stopnie wodne miały powstać na Bugu w miejscowościach Partulin, Mielnik, Osnówka, Zuzele.

Najwyższy poziom piętrzenia Narwi przez stopień Dębe wynosi 7,10 m, przeciętnie piętrzenie to około 6,8 m. Cofka Jeziora Zegrzyńskiego sięga na Narwi w rejon Pułtуска – km 63,3, a na Bugu do miejscowości Popowo – km 17,0. Jezioro ma objętość 89,9 mln m<sup>3</sup>, powierzchnię 33 km<sup>2</sup>, długość około 40 km, przy średniej głębokości 2,86 m oraz długość linii brzegowej 219 km. Do Jeziora Zegrzyńskiego uchodzi Bug, Rządza i Kanał Żerański (rys. 1.1). Zlewnia zamknięta stopniem w Dębe ma powierzchnię 69,7 tys. km<sup>2</sup>. W tabelicy 1.1 zestawiono charakterystyczne stany wody i przepływy na posterunkach wodowskazowych w dolnym biegu Narwi



Rys. 1.1. Jezioro Zegrzyńskie i jego dopływy wraz z kilometrażem (kompozycja barwna z obrazu Sentinel-2 z dnia 30 IX 2017)

Fig. 1.1. Zegrze Reservoir and its major tributaries length of the channels in km (color composite from Sentinel-2 image on 30 IX 2017)

Tablica 1.1

Charakterystyczne stany wody i przepływy na posterunkach wodowskazowych w dolnym biegu Narwi i Bugu z okresu 1951-2010

Table 1.1

Characteristic water stages and discharges at gauges of lower Narew and Burg rivers in the period 1951-2010

Rzeka	Posterunek wodowskazowy	Stany charakterystyczne [cm]			Przepływy charakterystyczne [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]		
		NNW	SSW	WWW	NNQ	SSQ	WWQ
Narew	Ostrołęka	29	157	597	24	109	1360
Narew	Zamski Kościelne	94	224	634	28,9	139	1460
Bug	Frankopol	43	149	521	24,8	125	1480
Bug	Wyszków	134	260	653	34,7	162	2400

i Bugu w latach 1951 – 2010. Objętość zbiornika podzielona przez średni przepływ Narwi i Bugu wyznacza czas wymiany wody w zbiorniku, który wynosi 3–4 dni. Zbiornik ma więc bardzo szybki czas wymiany wody, i niewielkie znaczenie w retencji wód powodziowych.

Zbiornik pełni funkcję energetyczną, jest źródłem zaopatrzenia w wodę, ma ogromne znaczenie dla rekreacji, stanowi też drogę wodną. Zbiornik przez żeglugowy Kanał Żerański łączy się z Wisłą, co umożliwia także stabilne zasilanie w wodę elektrociepłowni Żerań w Warszawie. W Wieliszewie ze zbiornika jest pobierana woda dla Wodociągu Północnego m. st. Warszawy, oddanego do eksploatacji w 1986 r. Wodociąg z Wieliszewa zaopatruje w wodę północne i centralne dzielnice lewobrzeżnej Warszawy oraz północne dzielnice prawobrzeżnej Warszawy. Dobowy średni pobór wody w 2011 r. wynosił  $90\,000\text{ m}^3$  (Tamoń, 2012).

Powodzie na Bugu mają swoją genezę głównie roztopową, zdarzenia takie wystąpiły w latach 1888, 1924, 1958 i 1979.

Powódź roztopowa w 1958 r. objęła swym zasięgiem przede wszystkim zlewnie Narwi z Bugiem oraz Wieprz i Pilicę. Zima 1957/1958 była mroźna i śnieżna, ostatnie opady śniegu notowano w dniach 31 III i 1 IV. W ciągu zimy były okresy odwilży, które sprzyjały zasilaniu wód podziemnych. Na przełomie marca i kwietnia, średnia grubość pokrywy śnieżnej wynosiła ok. 30 cm, dochodząc miejscami do 50 cm. Zawartość wody w pokrywie śnieżnej wynosiła około 60 mm.

W pierwszych dniach kwietnia nastąpiło ocieplenie. Temperatura powietrza wzrosła powyżej  $0^\circ\text{C}$  i w połowie miesiąca dochodziła do  $15^\circ\text{C}$ . Właściwe wezbranie, o katastrofalnych rozmiarach, rozpoczęło się między 6 a 9 IV 1958 r. Fala powodziowa pojawiła się najpierw na Bugu, później na Narwi i jej dopływach – Biebrzy i Pisie. Kulminacja na Bugu w profilu Wyszków wystąpiła 17 IV przy przepływie  $1430\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na Narwi w profilu Ostrołęka przepływ kulminacyjny  $997\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , wystąpił 20 IV, a w ujściu Narwi osiągnął  $2800\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Powódź roztopowa z 1979 r. miała swoją przyczynę w złożeniu się wielu czynników, takich jak bardzo mroźna zima w wyniku, której długo utrzymywała się gruba pokrywa śnieżna, zjawiska lodowe oraz nadzwyczaj duże opady w pierwszym kwartale 1979 r. (Mierkiewicz i Sasim, 2003). Na początku grudnia 1978 r. silne mrozy spowodowały głębokie przemarznięcie gruntu i zlodzenia rzek. Pod koniec lutego 1979 r. grubość pokrywy śnieżnej w zlewni Narwi wynosiła 80 cm, a w zlewni Biebrzy sięgała 120–150 cm. Zapas wody w pokrywie śnieżnej dochodził do 200–250 mm w północno-wschodnich i wschodnich rejonach kraju. W trzeciej dekadzie



marca nastąpiło ocieplenie i okresami obfite opady. W wyniku topnienia śniegu na Narwi i Bugu rozpoczęło się wezbranie, którego intensywność była różna w różnych częściach zlewni. Najszybciej wzbierały mazowieckie dopływy Narwi i Bugu, najpóźniej wezbranie pojawiło się na Biebrzy. Charakterystyczny był powolny przybór, a następnie gwałtowny wzrost do momentu kulminacji w pierwszych dniach kwietnia. Przepływy kulminacyjne osiągnęły nie notowane dotychczas wielkości: na Bugu w Wyszku 28 i 29 III  $Q_{\max} = 2400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , na Narwi w Zambskich Kościelnich 5 IV  $Q_{\max} = 1460 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , na Narwi w Dębem 29 III  $Q_{\max} = 3450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (Niedbała i in., 2012).

W dorzeczu Bugu przeważają wiosenne wezbrania roztopowe lub roztopowo-opadowe, pojawiające się na przełomie marca i kwietnia. W okresie letnim duże wezbrania spowodowane wysokimi sumami opadu należą do rzadkości. Są one lokalne, obejmując tylko część dorzecza. Jeśli wezbrania powstają w górnym biegu rzeki to naturalna retencja doliny rzecznej spłaszcza kulminację wezbrania (Mierkiewicz i Sasim, 2003).

Analiza wezbrań w okresie po 1960 r., uwidacznia ogólną tendencję zmniejszania się przepływów maksymalnych, szczególnie pochodzenia roztopowego (Michalczyk i Sobolewski, 2009). W pierwszym okresie (lata 1960–1982) zanotowano 15 wezbrań roztopowych i 12 wezbrań opadowych. Po 1982 r. odnotowano jedynie 5 wezbrań roztopowych ze znacznie mniejszymi przepływami maksymalnymi i aż 11 wezbrań letnich spowodowanych opadami atmosferycznymi.

Stopień Wodny Dębe był pierwszym w Polsce obiektem piętrzącym na dużej rzece nizinnej. Stopień wybudowano w dwóch etapach, najpierw na płycszej części koryta przy lewym brzegu Narwi powstały jaz i elektrownia z przepławką dla ryb wraz z ubezpieczeniami na górnym i dolnym stanowisku. W drugim etapie po przegrodzeniu rzeki przy prawym brzegu w jej dawnym nurcie, przepływ rzeki skierowano na wcześniej wykonany jaz. Stopień Dębe składa się następujących elementów (rys. 1.2):



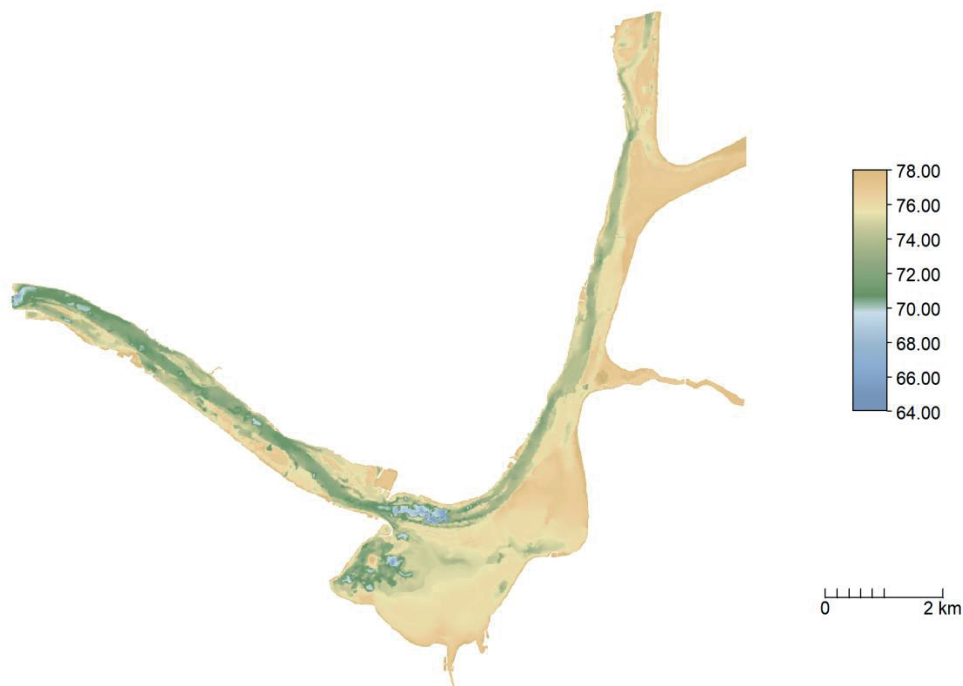
Rys. 1.2. Stopień Dębe widziany od strony Jeziora Zegrzyńskiego  
Fig. 1.2. Dębe dam seen from the side of Zegrze Reservoir



- zapora ziemna – długość 230 m, wysokość nasypu 16 m, szerokość korony 11 m;
- jaz ruchomy, pięcioprzęsłowy, o świetle 5 x 20 m = 100 m, zamknięcia stalowe zasuwę płaskie z klapą lodową;
- elektrownia wodna – 4 turbozespoły z turbinami Kaplana o średnicy wirnika 4,8 m sprzężone z generatorami o mocy 6,25 MW każdy – moc instalowana elektrowni wynosi 20 MW, a średnia produkcja roczna to 91 GWh (Kosicki i Sakowicz, 2004).

Piętrzenie wody na stopniu prowadzone jest w ten sposób, aby uwzględniając dopływ do zbiornika z Narwi, Bugu, Rządzy, Kanału Żerańskiego, a z drugiej strony zrzuty przez jaz lub elektrownię, utrzymać zawsze stan wody między rzędnymi 79,10–78,60 m n.p.m. W warunkach normalnej eksploatacji zmiany poziomu wody w zbiorniku są niewielkie, rzędu 0,5 m, ta warstwa wody odpowiada objętości użytkowej 15,7 mln m<sup>3</sup>. Aktualne poziomy piętrzenia ustalone w pozwoleniu wodno-prawnym z 8 VI 2006 r. są następujące: MaxPP = 79,22, NPP = 79,02, MinPP = 78,52 m n.p.m. Jezioro Zegrzyńskie ze względu na niewielką objętość użytkową w stosunku do dobowego przepływu jest traktowane jako zbiornik o wyrównaniu dobowym. Elektrownia wodna przy stopniu Dębe może pracować przepływowo albo w trybie podszczytowym z zachowaniem minimalnego odpływu stałego do dolnego stanowiska.

Osią zbiornika jest stare koryto Narwi, wraz z jej obszarami zalewowymi. Poczynając od stopnia Dębe, największe głębokości zbiornika układają się w miejscach dawnego koryta Narwi, które przebiega pod prawym brzegiem Wysoczyzny Ciechanowskiej (rys. 1.3). W najbardziej na południe wysuniętej części zbiornika powstało duże płośko położone między Zegrzem Północnym i Nieporętem oraz małe płośko w pobliżu Białobrzegów (Nawalany, 1999). Tereny zalane były użytkowane głównie rolniczo, bądź stanowiły nieużytki, w czasie zbiornika znalazły się też dwa jeziora – Ostrowickie i Białobrzeskie. W okolicach Zegrza Południowego w dnie zbiornika widoczne są głębokie kawerny, które są pozostałością po intensywnej eksploatacji żwiru z dna rzeki w latach 70. XX w.



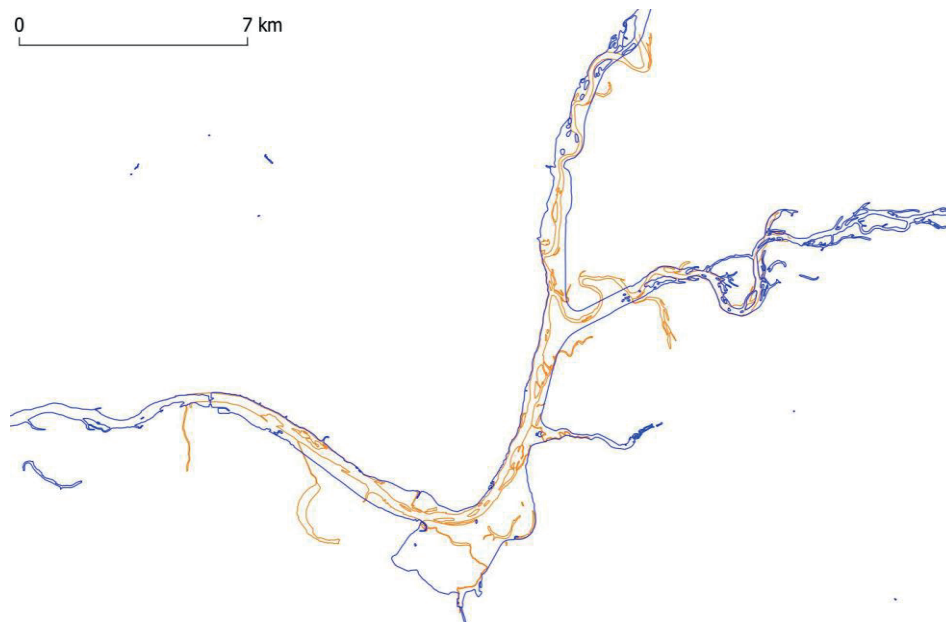
Rys. 1.3. Cyfrowy model dna Jeziora Zegrzyńskiego, rzędne wg sondowania z 2004 r.

(dane udostępnione dzięki uprzejmości RZGW Warszawa)

Fig. 1.3. Digital terrain model of the Zegrze Reservoir, elevations from the echo soundings performed in 2004 (data provided by RZGW Warszawa)

Pierwotny projekt zbiornika przy stopniu Dębe zakładał zalanie całej szerokości doliny Bugu, aż do miejscowości Barcice. Ostatecznie powierzchnię zbiornika w ujściu Bugu ograniczono przez budowę zapór bocznych, poprowadzonych do miejscowości Popowo. Zwężenie zasięgu zbiornika wymusiło na projektantach wykonanie przekopów prostujących rzekę. Bieg Bugu zmieniono przez wykonanie przekopu odcinającego dawne zakole rzeki pod miejscowością Cupel. Naturalne koryto Bugu w rejonie wsi Cupel miało szerokość 90 m, obecnie w sztucznym przekopie w odcinku ujściowym ma ponad 400 m szerokości (rys. 1.4). Podobne odcięcie zakola koryta zaporą boczną zbiornika wykonano na Narwi między km 47,0–48,0 w rejonie wsi Stawinoga.

Bug charakteryzuje się większym niż Narew transportem rumowiska unoszonego i wlezonego (tablica 1.2). W zbiorowej pracy Dojlido i Gromiec (2003) autorzy, powołując się na pracę Kloze (1992), podają, że średnie roczne zamulenie Jeziora Zegrzyńskiego w latach 1963–1992 wynosi ok.  $119\ 000\ \text{m}^3 \cdot \text{rok}^{-1}$ . Wynik uzyskano na podstawie pomiarów rumowiska unoszonego i porównania krzywych objętości zbiornika.



Rys. 1.4. Układ koryt Narwi i Bugu z 1957 r. na tle współczesnej linii brzegowej Jeziora Zegrzyńskiego

Fig. 1.4. Channels of Bug and Narew rivers in 1957 and the recent borders of Zegrze Reservoir

Tablica 1.2  
Wartości przepływu średniego w wieloleciu 1951-2010 oraz stężenie zawiesiny i wielkości wleczenia w Bugu i Narwi przyjęte jako warunek brzegowy w modelu CCHE2D (Magnuszewski, 2014)

Table 1.2  
Mean long term discharge (years 1951-2010), suspended sediment concentration and bedload transport rate at Bug and Narew rivers forming boundary conditions for CCHE2D model (Magnuszewski, 2014)

Profil	Przepływ SSQ [ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ]	Zawiesina $C_s$ [ $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ]	Wleczenie $q_r$ [ $\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ]
Bug/Wyszków	162	0,0230	0,032
Narew/Zambski Kościelne	139	0,0130	0,022

Ocenę procesów sedymentacji zachodzących w zbiorniku wykonano także przez porównanie rzędnych dna zbiornika w chwili napełnienia (mapa topograficzna) i z planem batymetrycznym uzyskanym z sondowania w 2004 r. (Gorzowska, 2011). Porównanie różnych części zbiornika wskazuje, że w tym okresie szczególnie duża sedymentacja nastąpiła w ujściu Bugu (km 0,0–2,2). Średnia głębokość tego akwenu zmniejszyła się o ok. 0,9 m (Magnuszewski, 2014).

W ujściu Bugu monitoring procesu sedymentacji jest wykonywany przez RZGW przez niwelacje rzędnych dna w stałych przekrojach poprzecznych. Na podstawie wyników niwelacji przyjmując rzędną wody dla przepływu średniego (tablica 1.2) obliczono powierzchnie przekrojów poprzecznych (Jachna, 2015). Porównanie geometrii przekrojów poprzecznych w okresie 1984–2004 wykazuje, że w ujściowym odcinku koryta Bugu (km 0,0–10,8) ich powierzchnie zmniejszyły się o ok. 20%. Obliczenia objętości osadów odłożonych w latach 1984–2004 wykazują, że w ujściu Bugu sedymentacji uległo ok 64 tys. m<sup>3</sup> materiału wlezonego i unoszonego. Wielkość transportu rumowiska unoszonego w profilu Wyszaków na Bugu zależy od tego czy jest to rok mokry czy suchy zawiera się w granicach od 153000 do 24500 Mg·rok<sup>-1</sup>, dane z wielolecia 1961–1990 (Brański, 2003). Dla Narwi w profilu Ostrołęka wielkość transportu zawiesiny jest znacznie mniejsza wynosi bowiem 31300 Mg·rok<sup>-1</sup> (Brański i Banasik, 1996).

Miarą służącą do porównywania intensywności procesów transportu osadów jest wskaźnik denudacji, wg danych z lat 1951–1990 w przypadku Narwi profil Ostrołęka wynosi on 1,4 Mg·rok<sup>-1</sup>·km<sup>-2</sup>, dla Bugu w profilu Wyszaków sięga on 3,2 Mg·rok<sup>-1</sup>·km<sup>-2</sup> (Brański i Banasik, 1996).

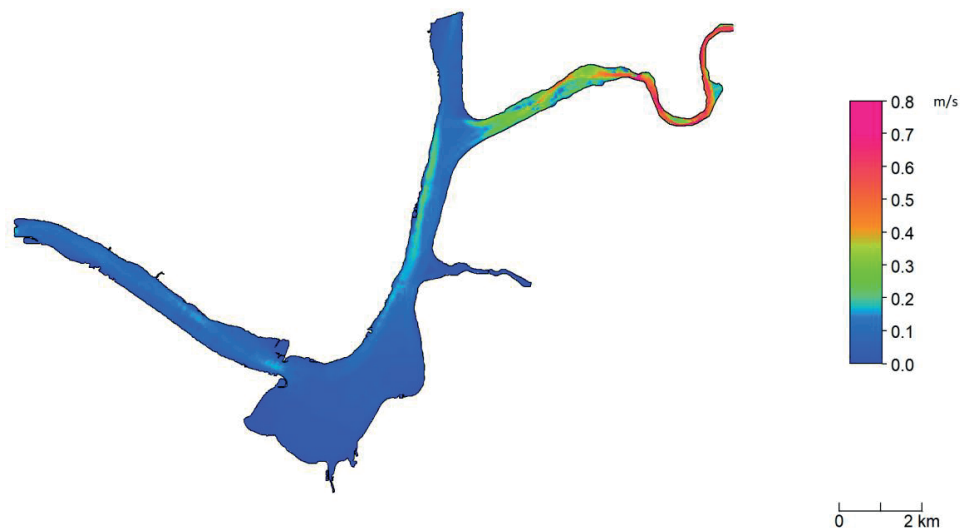
W celu poprawy warunków spływu lodu z Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego w jego ujściu między Serockiem a Kanią Polską w latach 2015–2018 prowadzono prace czerpalne, których efektem jest wykonana tzw. kineta w dnie zbiornika. Materiał wybrany z pogłębienia dna odłożony został na brzegach Bugu wzmacniając zapory boczne w km 0,0–1,5.

Do opisu warunków przepływu wody i transportu osadów w Jeziorze Zegrzyńskim wykorzystano dwuwymiarowy model hydrodynamiczny CCHE2D. Utworzono siatkę obliczeniową, obejmującą całe zakole Bugu, aż do miejscowości Popowo. Siatka składa się z  $i = 435$ ,  $j = 899$  węzłów, jej rozdzielczość została zagęszczona w ujściach rzek do zbiornika. Obliczenia wykonano przyjmując średnie przepływy Bugu i Narwi z wielolecia 1951–2010 oraz wartości koncentracji zawiesiny i wleczenia rumowiska uzyskane z Roczników Hydrologicznych IMGW oraz prac Nawalańca (1999), Skibińskiego (1976).

Wyniki modelu CCHE2D pozwoliły określić rozkład prędkości średnich w pionie w zbiorniku w warunkach przepływu SSQ (rys. 1.5). Na tej podstawie można wyróżnić część jeziorną zbiornika, do której należy płoś duże oraz płoś małe, a także część rzeczną która obejmuje ujście Bugu. Charakter przejściowy ma część zbiornika pokrywająca się z dawnym korytem Narwi. W ujściu Bugu widoczny jest spadek prędkości przepływu, który sprzyja sedymentacji w szerokim ujściu do zbiornika.

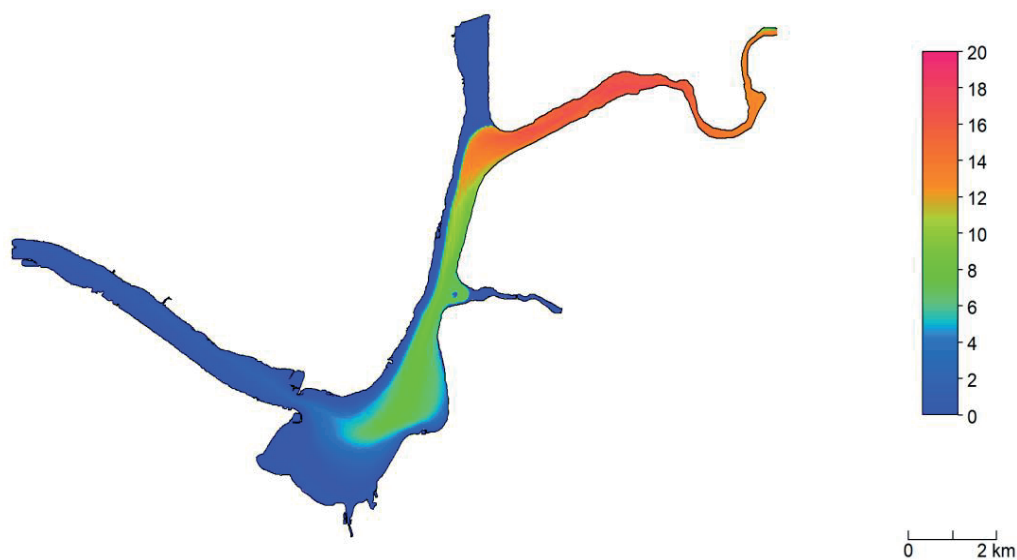
Wynik modelowania hydrodynamicznego pokazuje także, że Bug wprowadza ładunek zawiesiny, która wpływa do dużego płoś i dopiero tam ulega sedymentacji oraz rozcieńczeniu (rys. 1.6). Woda z Narwi i Bugu w miejscu połączenia rzek nie ulega mieszanii, obydwie strumienie płyną równolegle, dopiero w dużym płoś występują warunki do mieszania się wód w wyniku oddziaływania wiatru i falowania.

Taki układ linii prądu w ujściu Bugu do Narwi i w czaszy zbiornika potwierdziły obrazy hiperspektralne wykonane za pomocą lotniczych skanerów AISA (Magnuszewski i in., 2018) i HySpex (Sabat-Tomala i in., 2018). Obrazowanie za pomocą



Rys. 1.5. Rozkład prędkości średnich w pionie w Jeziorze Zegrzyńskim określony za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego NCCHE2D w warunkach przepływu SSQ, bez oddziaływania wiatru

Fig. 1.5. Mean vertical velocities in Zegrze Reservoir calculated by two dimensional hydrodynamic model CCHE2D, mean long term discharge, conditions without influence of wind

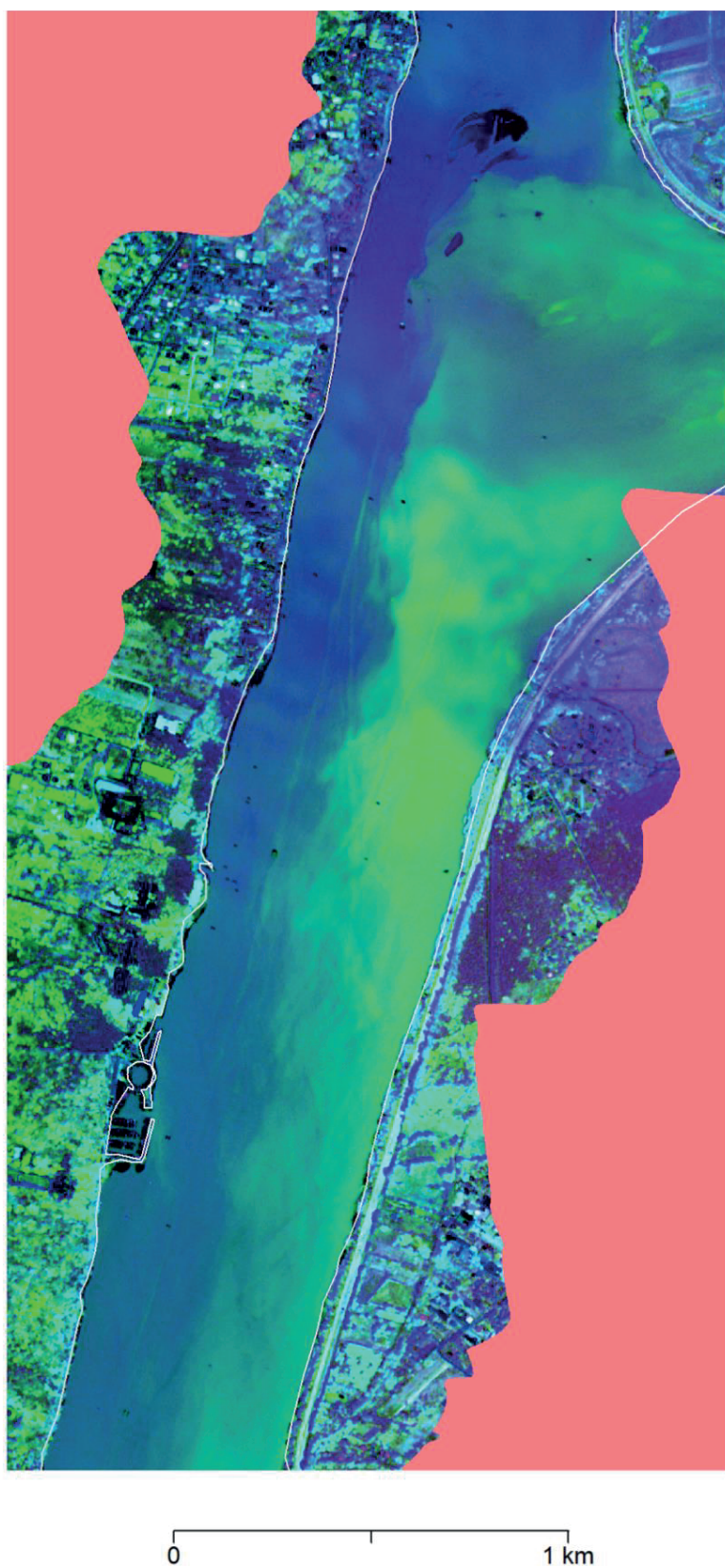


Rys. 1.6. Rozkład zawiesiny w Jeziorze Zegrzyńskim przenoszonej przez wody Bugu i Narwi określony za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego CCHE2D dla warunków przepływu SSQ, bez oddziaływania wiatru

Fig. 1.6. Distribution of suspended sediment in Zegrze Reservoir transported by Bug and Narew rivers, results of two dimensional hydrodynamic model CCHE2D for long term average discharge, conditions without wind influence

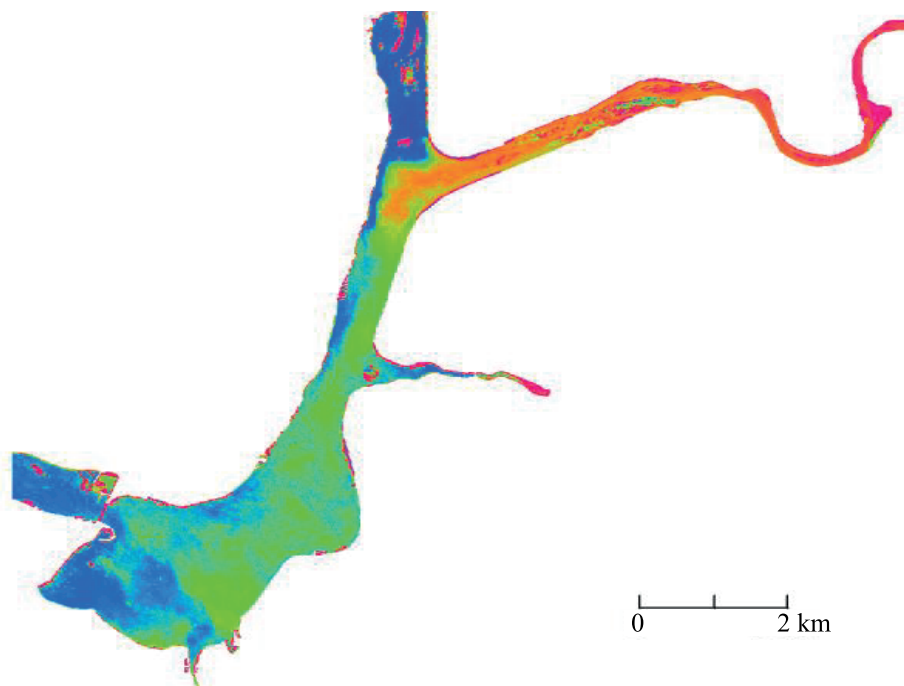
lotniczego skanera hiperspektralnego AISA Eagle zostało wykonane w dniu 3 VIII 2013 r. przez firmę MGGP Aero. Uzyskano obraz o rozdzielczości spektralnej 129 kanałów zarejestrowanych w zakresie od 401 do 997 nm oraz rozdzielczości przestrzennej 1 m. Kompozycja barwna z kanałów 1–5-10 obrazuje ujście Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego. Dobrze widoczny jest strumień zawiesiny z Bugu, który nie miesza się z wodą Narwi w miejscu połączenia rzek (rys. 1.7).



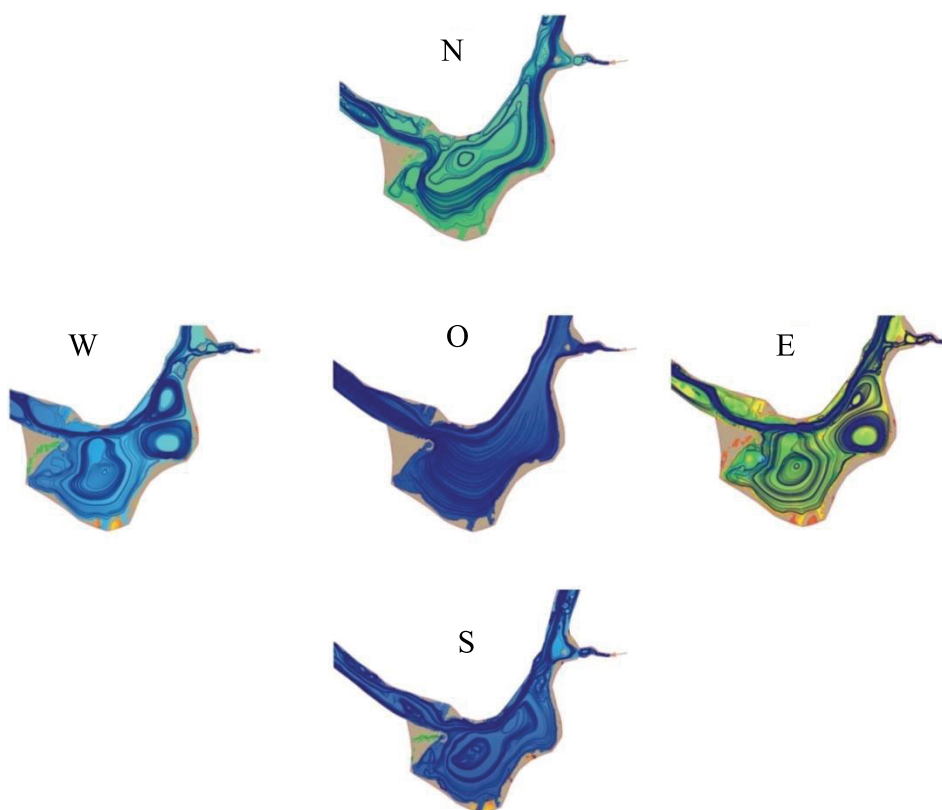


Rys. 1.7. Kompozycja barwna z kanałów 1-5-10 obrazu lotniczego skanera hiperspektralnego AISA Eagle z dnia 3 VIII 2013 obrazuje strumień wody z Bugu obciążony zawiesiną wpływający do Jeziora Zegrzyńskiego

Fig. 1.7. Color composite image from channels 1-5-10 of aerial hyperspectral scanner AISA Eagle recorded on 3 VIII 2013 shows Bug water with high suspended sediment concentration in Zegrze Reservoir



Rys. 1.8. Połączenie Bugu z Narwią oraz przemieszczanie się strumienia zawiesiny w Jeziorze Zegrzyńskim – obraz z satelity Sentinel-2 w kanale B3 zapisany w dniu 31 VIII 2017 r.  
 Fig. 1.8. Confluence of Narew and Bug rivers with a suspended sediment flux entering Zegrze Reservoir visible at optical channel B3 of Sentinel-2 satellite recorded on 31 VIII 2017



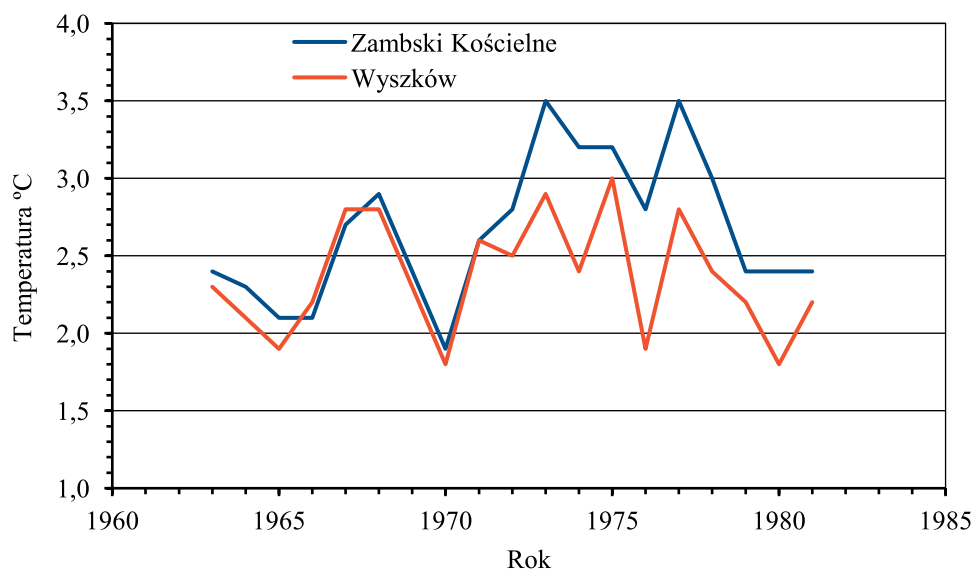
Rys. 1.9. Wyniki modelu CCHE2D obrazujące układ linii prądu w środkowej części Jeziora Zegrzyńskiego – wiatr o prędkości  $1 \text{ m s}^{-1}$  z kierunków N, S, W, E oraz warunki bezwietrzne – 0  
 Fig. 1.9. Results of hydrodynamic model CCHE2D showing current lines at main part of Zegrze Reservoir wind of  $1 \text{ m s}^{-1}$  force from cardinal directions N,S,W,E, and no wind conditions – 0

Układ równoległych strumieni wody z Narwi i Bugu, które nie mieszają się ze sobą przed plosem małym i dużym, jest często obserwowany na obrazach multispektralnych misji Sentinel-2. Dla przykładu na rys. 1.8 pokazano fragment obrazu zarejestrowany w paśmie B3 w dniu 31 VIII 2017 r.

Na procesy transportu osadów i mieszania się wód Narwi i Bugu oddziałuje także pole wiatru, które deformuje linie prądu zwłaszcza w części jeziornej zbiornika. Za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego CCHE2D wykonano symulacje oddziaływania wiatru na linie prądu w warunkach przepływu średniego. Przyjęto cztery główne kierunki wiatru N, S, W, E i prędkość wiatru  $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Wyniki symulacji przedstawia rys. 1.9, wynika z niego, że w warunkach oddziaływania wiatru z kierunków S, W, E w dużym i małym plosie tworzy się zamknięty układ cyrkulacji. Jest to zjawisko istotne w przypadku transportu osadów, a także napływu lodu w formie sryżu oraz zaniku pokrywy lodowej i spływu kry. Zachowany zostaje jednak główny strumień przepływu w dawnym korycie Narwi. W przypadku wiatru z kierunku N główny strumień przepływu zostaje przesunięty w stronę południowego brzegu zbiornika, nawiązując do ukształtowania brzegów w plosie małym i dużym.

Analiza zlodzenia na rzekach w Polsce w okresie 1981–2010 wykazuje, że Narew i Bug leżą w regionie charakteryzującym się najdłuższym czasem trwania zjawisk lodowych ponad 60 dni (Pawłowski i in., 2017). Czas trwania stałej pokrywy lodowej mieści się zaś w granicach 10 – 30 dni i wykazuje podobny rozkład przestrzenny jak w przypadku zjawisk lodowych, z widoczną różnicą między częścią zachodnią i wschodnią Polski. Rzeki położone na wschodzie Polski Narew, Bug oraz karpackie dopływy Wisły pokrywają się najczęściej lodem i ciągłą pokrywą lodową, trwa ona też najdłużej. Np. na Bugu w Wyszku przeciętny czas trwania pokrywy lodowej wynosi 56 dni a maksymalny 121 dni (zima 1995/1996). W większości rzek pokrywa lodowa występuje przez 21–30 dni, dotyczy to górnego i środkowego biegu Wisły, górnej i środkowej Odry oraz Warty.

Dla przebiegu i czasu trwania pokrywy lodowej na rzekach istotny jest przebieg temperatury wody. W przypadku Narwi i Bugu, których wody łączą się w czaszy Jeziora Zegrzyńskiego obserwuje się różnicę ich temperatury. Na rys. 1.10 pokazano



Rys. 1.10 Przebieg średniej temperatury wody w półroczu zimowym Narwi w profilu Zambski Kościelne i Bugu w profilu Wyszów na podstawie Roczników Hydrologicznych IMGW  
 Fig. 1.10 Average winter temperature of Narew – Zambski Kościelne gauge and Bug – Wyszów gauge, data from Hydrological yearbooks of IMGW

wieloletni przebieg temperatury wody z półrocza zimowego obydwu rzek w profilach wodowskazowych położonych powyżej ujścia do zbiornika. Od 1971 r. widoczna jest wyższa temperatura wody Narwi w porównaniu z temperaturą wody Bugu, średnio o ok. 0,5°C. Przyczyną takiego zjawiska jest oddziaływanie elektrowni Ostrołęka, której wody chłodnicze podwyższają temperaturę wody Narwi.

Proces formowania się pokrywy lodowej na rzekach jest wypadkową wielu czynników klimatycznych i hydrologicznych, dlatego dane o ustroju lodowym rzek rzadko są wykorzystywane do oceny efektu ocieplania klimatu. Większość badań tego typu koncentruje się na zlodzeniu jezior, ponieważ rozwój pokrywy lodowej jest w tym przypadku silnie powiązany z przebiegiem temperatury powietrza, a inne czynniki mają mniejsze znaczenie. Ze względu na istnienie bardzo długich ciągów obserwacji wodowskazowych wraz z obserwacją zjawisk lodowych podejmowane są próby określenia zmian w fenologii zlodzenia rzek (daty wystąpienia poszczególnych form zlodzenia i ich zaniku), w mniejszym stopniu badane są fizyczne parametry zlodzenia takie jak grubość pokrywy lodowej lub mechanizm tworzenia się wezbrań zatorowych.

Bączyk i Suchożębrski (2016) poddali analizie dane o zjawiskach lodowych w posterunkach wodowskazowych w dolnym biegu Bugu (Wyszków i Frankopol) i środkowym (Włodawa i Dorohusk) ustalili, że przebieg zjawisk lodowych w latach 1903–1960 miał następujące proporcje: faza formowania pokrywy lodowej 6–28% całkowitego czasu trwania zjawisk lodowych; faza zalegania pokrywy lodowej 70–82%, a faza zaniku 0–12%.

W latach 2001–2012 proporcje kształtowały się nieco inaczej: faza formowania pokrywy lodowej stanowiła 6–25% całkowitego czasu trwania zjawisk lodowych; faza zalegania pokrywy lodowej 58–73%; faza rozpadu 16–22%. Z powyższych zestawień można wnioskować, że czas fazy formowania się pokrywy lodowej w dziesięcioleciu 2001–2012 miał podobną długość jak w okresie poprzedzającym 1903–1960. Znacznie skrócił się natomiast czas zalegania pokrywy lodowej oraz faza jej rozpadu.

W latach 1903–1960 początek zjawisk lodowych przypadał najczęściej na trzecią dekadę XI, rozpoczynając się wcześniej w środkowym biegu Bugu. W dolnym biegu Bugu zjawiska lodowe pojawiały się później. Zjawiska lodowe w środkowym biegu rzeki zanikały zwykle pod koniec lutego, w biegu dolnym w drugiej dekadzie marca. Czas trwania zjawisk lodowych wynosił przeciętnie 70 dni, przy czym najdłużej utrzymywały się one w dolnym biegu Bugu (Wyszków – 92 dni, Frankopol – 87 dni). Stała pokrywa lodowa najdłużej utrzymywała się w Wyszkowie – średnio 65 dni.

W latach 2001–2012 zlodzenie wystąpiło najwcześniej w pierwszej połowie grudnia. W dolnym biegu Bugu pierwsza pokrywa lodowa w Wyszkowie pojawiła się 3 XII 2010 r., we Włodawie – 9 XII 2002 r., a we Frankopolu – 10 XII 2001 r. W środkowym biegu Bugu pierwsza pokrywa lodowa uformowała się w Dorohusku 8 XII 2002 r. Najpóźniejszy zanik pokrywy lodowej odnotowano 31 III w Wyszkowie, Włodawie i Dorohusku. A więc zakończenie procesu zlodzenia następowało równomiernie na całej długości rzeki. Data pojawienia się pokrywy lodowej jest również bardzo zbliżona na całej analizowanej długości rzeki, z tym że najwcześniej odnotowuje się ją w dolnym odcinku, co wynika z faktu wcześniejszego gromadzenia się lodu prądowego w ujściu do Jeziora Zegrzyńskiego. Pokrywa lodowa utrzymywała się najdłużej w Wyszkowie średnio 53 dni, najkrócej zaś we Włodawie tylko 36 dni. Okres zalegania pokrywy lodowej we Frankopolu to 45 dni, a w Dorohusku 42 dni. Z porównania dat rozpoczęcia i zakończenia stałej pokrywy lodowej wynika, że utrzymywała się ona krócej w w środkowym biegu rzeki, dłużej zaś w odcinku dolnym (Bączyk i Suchożębrski, 2016).



Śryż jest formą zjawisk lodowych, która występuje zarówno przed uformowaniem się pierwszej stałej pokrywy lodowej, jak i w okresach pomiędzy dwoma okresami zlodzenia. W latach 1903–1960 śryż najwcześniej tworzył się w dolnym biegu Bugu, najczęściej jednak pojawiał się na początku grudnia na całym analizowanym odcinku rzeki. Długość trwania spływu śryżu wynosiła średnio 20–30 dni. W latach 2001–2012 najkrótszy czas spływu śryżu odnotowano w dolnym odcinku Bugu (Wyszków – 4 dni).

Zjawiska lodowe na Bugu są obserwowane od początku XX w. (Gołek 1964). Na podstawie tak długiego ciągu obserwacji można analizować tendencję zmian przebiegu zjawisk lodowych. Na początku XX w. zjawiska lodowe trwały ok. 100 dni, zaś na początku wieku XXI czas ich trwania skrócił się do ok. 60 dni. Liczba dni ze stałą pokrywą lodową zmniejszyła z ok. 70 do średnio 60 dni (Bączyk i Suchożebrski, 2016).

Potwierdzenie tych tendencji znajdziemy w pracy Pawłowskiego (2015), który analizując warunki lodowe na Wiśle w Toruniu w okresie 1882–2011, wykazał że w wyniku ocieplenia klimatu ale także prac regulacyjnych i powstania stopnia wodnego Włocławek nastąpiło skrócenie czasu trwania zjawisk lodowych z 88 do 53 dni, a czasu trwania pokrywy lodowej z 40 do 7 dni. Widoczny trend w skracaniu czasu trwania pokrywy lodowej na Wiśle w Toruniu został oszacowany na 39 dni w ciągu 100 lat.

Również badania nad ustrojem lodowym rzek północnej półkuli wykazały, że czas trwania pokrywy lodowej w ciągu ostatnich 150–200 lat ulegał skróceniu w tempie -12 dni/100 lat. Rozpoczęcie zjawisk lodowych następuje obecnie 5,8 dnia później, a rozpad pokrywy lodowej 6,5 dnia wcześniej (Magnuson i in., 2000).

Raport EEA (2012) prezentujący efekty ocieplenia klimatu wymienia między innymi czas trwania zjawisk lodowych na rzekach za jeden z symptomów tego procesu, który będzie miał kontynuację w kolejnych latach XXI w.

## 2. ZJAWISKA LODOWE NA RZEKACH I JEZIORACH

Literatura dotycząca mechanizmów powstawania pokrywy lodowej na rzekach i jeziorach nie jest tak bogata jak w przypadku badań innych procesów hydrologicznych. Do klasycznych prac z tego zakresu należą publikacje Michela i Ramseiera (1971), Ashtona (1986), Beltaosa (2013), a z literatury krajowej opracowania Gołka (1964), Grzesia (1991) i Majewskiego (1987, 2009).

Informacje o zlodzeniu rzek są obecnie zbierane przez pracowników Regionalnego Zarządu Gospodarki Wodnej i publikowane w postaci komunikatów o występowaniu zjawisk lodowych. Centrum Operacyjne Ochrony Przeciwpowodziowej RZGW w Warszawie wydaje w czasie trwania zjawisk lodowych komunikaty dla Wisły, Bugu i Narwi.

W klasyfikacji jaką posługuje się RZGW, wymienia się trzy fazy w przebiegu zjawisk lodowych: powstawanie (rzeka wolna od lodu, śryż, lód brzegowy, śryż i lód brzegowy), zaleganie (pokrywa lodowa, przetainy, spiętrzenia i podbitki, woda na lodzie), rozpad (kra i lód brzegowy). Dodatkowo wyróżniono zator czyli nagromadzenie śryżu i/lub kry, które prawie całkowicie zamyka przekrój poprzeczny koryta, blokując przepływ.

W warunkach klimatycznych Polski w sezonie zimowym typowym zjawiskiem jest zamarzanie wód powierzchniowych stojących i płynących. Warunki w jakich tworzy się lód mogą być opisane jako statyczne lub dynamiczne. Pokrywa lodowa formowana w warunkach statycznych (przy małych prędkościach wody) zależy od przebiegu temperatury powietrza i wody, a miejsca gdzie powstaje lód statyczny to jeziora, zbiorniki zaporowe, płytkie i osłonięte strefy w korytach rzek. Dynamiczne warunki formowania lodu są zależne od prędkości przepływu wody, objętości spływu lodu i działania wiatru. Konsekwencją formowania lodu w warunkach dynamicznych jest powstanie pokrywy lodowej z form lodu mobilnego, które zamarzając tworzą pokrywę o różnym stopniu zagęszczenia. Lód rzeczny jest transportowany wraz z płynącą wodą, podczas gdy lód jeziorny może ulegać przemieszczaniu pod wpływem wiatru lub prądów w jeziorze.

Rzeki w strefie klimatu umiarkowanego charakteryzują się występowaniem w okresie zimowym zjawisk lodowych. Pełny cykl zlodzenia w rzekach obejmuje fazę rozbudowy, zalegania i zaniku pokrywy lodowej. Najczęstszym wskaźnikiem występowania zjawisk lodowych jest ich data rozpoczęcia i zakończenia, a także czas trwania poszczególnych faz zlodzenia. Znaczący wpływ na czas powstawania, trwania i zaniku pokrywy lodowej mają zarówno warunki meteorologiczne, jak i położenie geograficzne rzeki (Beltaos i Prowse, 2009). Pomiędzy momentem uformowania pokrywy lodowej i jej zanikiem grubość lodu przyrasta w wyniku procesów termalnych (zamarzanie wody) i procesów mechanicznych (deformacja lodu w wyniku ruchu). Ten drugi mechanizm przyrostu grubości lodu ma niekiedy poważne konsekwencje w postaci formowania się zatorów i spiętrzeń lodu na brzegach.

Powstanie pokrywy lodowej i jej przyrost zachodzi w warunkach formowania się różnego typu lodu, jest to złożony proces, w którym dochodzi do interakcji między atmosferą, lodem i śniegiem oraz wodą. Zamarzanie przebiega tym szybciej im niższa jest temperatura powietrza, a do powstania śryżu oraz lodu dennego potrzebny jest stan wody przechłodzonej. Warunkiem szybkiego schłodzenia wody jest brak dopływu ciepła z promieniowania słonecznego, duże straty ciepła w wyniku promieniowania długofalowego, parowania lub konwekcji. Takie warunki występują w nocy, przy silnym wietrze, małej wilgotności powietrza i niskim przepływie. Sprzyja takim

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 sryż 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 sryżu. 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 zamraża, tworząc grubą warstwę lodu.



Rys. 2.2. Pierwotny lód utworzony w jeziornej części dużego płosu 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 kryształy 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.

Kryształy 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 stanowią 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 zamrażania. 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 splotu 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 zatorom 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 sryżowe 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 sryżu 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 pokrywą lodową jest rzędu  $0,9 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . W przypadku bryłki sryżu o średnicy 0,1 m i porowatości 0,8, prędkość przepływu wody powodująca jej wciągnięcie pod stałą pokrywą lodową wynosi zaledwie  $0,1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , a więc są to warunki spotykane powszechnie na rzekach (Beltaos, 2013).

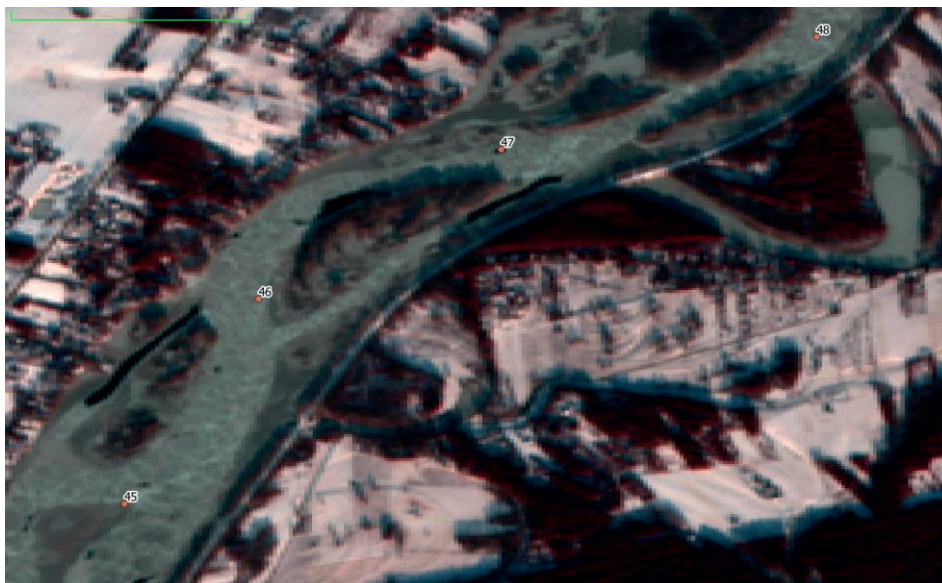
Lód prądowy w formie krążków sryżowych wciągnięty pod stałą pokrywą lodową ulega dezintegracji na małe ziarna (lepa lodowa), które mogą być przenieszone do miejsc gdzie spada prędkość przepływu i tam ulega zatrzymaniu w formie tzw. podbitki sryżowej (ang. *hanging dam*). Ujścia rzek do jezior z racji załamania spadku podłużnego i zwiększenia głębokości są dogodnym miejscem formowania się podbitek. W zimie gdy przepływ rzeki jest niewielki podbitki sryżowe 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 sryżowa 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 sryżowa. 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. Przetainy 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,

$\alpha$  – współczynnik empiryczny uwzględniający różny stopień odsłonięcia pokrywy lodowej, także izolacji przez pokrywę śnieżną,

$D_f$  – suma stopni dni z temperaturą ujemną.

Wartość współczynnika  $\alpha$  wynosi: 2,7 w przypadku odsłoniętego jeziora bez pokrywy śnieżnej; 1,7–2,4 gdy na lodzie jeziornym jest pokryw śnieżna; 1,4–1,7 w przypadku lodu rzecznoego z pokrywą śnieżną. Z porównania wartości współczynnika empirycznego  $\alpha$  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 zamraża 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 skutkowało 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 zwięźłość, 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 2018 r.)

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 zatórów jest ponowny spadek temperatury powietrza, który wpływa na grubość pokrywy lodowej, a także jej wytrzymałość.

Do czynników lokalnych zaliczamy głównie morfologię koryta rzeczno 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 (Kolarski, 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 powodziami 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 (Kolarski, 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 pokrywy 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 zamrażania 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  $0^{\circ}\text{C}$  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 pokrywy 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 plosu 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 kilometraż cieków, 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 zobrazowań satelitarnych otwiera drogę do poszukiwania ich zastosowania w badaniach zjawisk lodowych na wodach śródlądowych i morskich. Zobrazowania 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 zobrazowań satelitarnych jest możliwość pozyskiwania danych niezależnie od warunków pogodowych. Oczywiście radarowe zobrazowania satelitarne mają także swoje ograniczenia, do których należy nieoczywista interpretacja wizualna oraz ograniczona rozdzielczość czasowa i przestrzenna.

### 3. SATELITARNE OBRAZY RADAROWE W BADANIACH ZJAWISK LODOWYCH NA WODACH ŚRÓDLĄDOWYCH

Pojęcie „teledetekcja” można najprościej zdefiniować jako pozyskiwanie, przetwarzanie i analizowanie informacji o badanych obiektach lub zjawiskach za pomocą promieniowania elektromagnetycznego, magnetycznego lub fal akustycznych. Proces pozyskiwania danych, jest zdalny i nie wymaga fizycznego kontaktu z badanym obiektem (de Jong i van der Meer, 2004). Ze względu na sposób pozyskiwania danych wyróżnia się sensory pasywne i aktywne. Do sensorów pasywnych należą urządzenia rejestrujące promieniowanie odbite pochodzące z naturalnych źródeł energii (np. Słońca). Do aktywnych sensorów należą te, które w sposób aktywny emitują własną wiązkę promieniowania. Wiązka ta wchodzi w interakcję z badanym obiektem, aby następnie wrócić z powrotem do sensora. Sama wiązka jest promieniowaniem elektromagnetycznym, które ma naturę falową, i której właściwości ujawniają się w zjawiskach takich jak ugięcie fal, odbicie, interferencja i polaryzacja. Promieniowanie elektromagnetyczne ma również właściwości korpuskularne objawiające się w absorpcji światła (luminescencja), zjawiskach fotoelektrycznych i jonizacji, a także w ciśnieniu wywieranym przez światło (Wojnowski, 2001).

Według teorii falowej, światło traktuje się jako falę elektromagnetyczną tzn. rozchodzące się w przestrzeni zaburzenia pola elektromagnetycznego. Składowa elektryczna i magnetyczna fali indukują się wzajemnie – zmieniające się pole elektryczne wytwarza zmieniające się pole magnetyczne, a z kolei zmieniające się pole magnetyczne wytwarza zmienne pole elektryczne.

Nowe metody iluminacji obiektów przy użyciu sztucznego źródła fali elektromagnetycznej znacznie rozszerzyły zakres badań w dziedzinie teledetekcji. Mikrofałe, będące źródłem promieniowania elektromagnetycznego sensorów radarowych to fale radiowe o częstotliwości od 300 MHz do 3 THz, odpowiadające zakresowi długości fali od 0,1 mm do 1 m (Wojnowski, 2001). Zestawienie częstotliwości i długości fal elektromagnetycznych, a także nazwy literowe pasm wykorzystywanych w aktywnych systemach teledetekcyjnych zawiera tablica 3.1. W teledetekcji mikrofalowej wykorzystywane są pasma C, X i L.

Tablica 3.1  
Częstotliwości i odpowiadające im długości fal i pasma używane w teledetekcji aktywnej

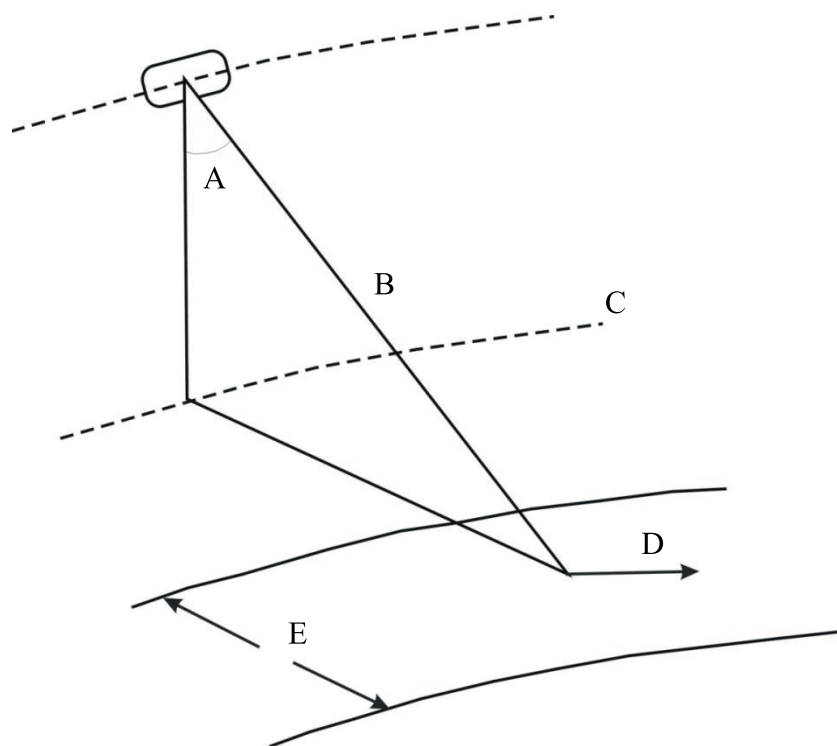
Table 3.1  
Frequency and wave length of radio waves bands used in active remote sensing

Częstotliwość [GHz]	Długość fali [cm]	Pasmo
0,3-1	100-30	P
1-2	30-15	L
4-8	7,5-3,75	C
8-12	3,75-2,5	X

Pozyskiwanie danych SAR różni się od standardowego pozyskiwania obrazów przez sensory optyczne. System SAR jest systemem aktywnym, który za pomocą anteny nadawczej, emituje w kierunku Ziemi wiązkę promieniowania elektromagnetycznego, rejestrując sygnał odbity od obiektu. Antena syntetyczna to antena

radarowa umieszczona na ruchomej platformie, dzięki czemu za pomocą techniki przetwarzania sygnałów możliwe jest uzyskanie efektu długiego liniowego szyku antenowego. Antena o fazowanym szyku skierowana w bok do kierunku lotu satelity sumuje echa od kolejnych impulsów sondujących, co umożliwia przez analizę sygnałów, uzyskać obraz taki jak przy zastosowaniu bardzo długiej anteny. Rejestrowany obraz przez system SAR jest nazywany hologramem mikrofalowym. Położenie obiektu na zobrazeniu radarowym zależy od czasu, jaki upłynął od momentu nadania sygnału do momentu rejestracji wiązki odbitej od zarejestrowanego obiektu (Łoś, 2017).

W satelitarnych systemach SAR kąt padania impulsu elektromagnetycznego oscyluje pomiędzy  $20^{\circ}$ - $40^{\circ}$  (rys. 3.1). Satelita rejestrujący dany pas obrazowania oświetla ten obszar wiązką promieniowania radarowego. Pas zobrażenia dzieli się na pas bliskiego (ang. *close range*) i dalekiego zasięgu (ang. *far range*).



Rys. 3.1. Model geometryczny rejestracji danych SAR: A) kąt padania wiązki, B) kierunek padania wiązki, C) naziemny tor satelity, D) odbicie zwierciadlane, E) pas obrazowania  
Fig. 3.1. SAR system registration geometry model: A) angel of wave propagarion , B) direction of ray, C) ground track of the satellite, D) mirror reflection, E) imaging belt

Każdy piksel wchodzący w skład obrazu radarowego zawiera informacje o amplitudzie i o fazie sygnału powracającego do anteny. Amplituda piksela obrazu reprezentuje wielkość rozproszenia wstecznego badanego obiektu czyli zdolność do wysyłania energii powracającej do anteny. Obrazowa reprezentacja amplitudy impulsów elektromagnetycznych odbieranych przez antenę nazywa się obrazem amplitudy. Faza rejestruje historię sygnału od jego emisji do jego powrotu. Obrazowe przedstawienie fazy impulsu elektromagnetycznego nazywa się obrazem fazowym.

Interakcja między sygnałem radaru a obiektami na powierzchni Ziemi jest skomplikowanym procesem, obejmującym rozproszenie i absorpcję. Fala padająca na granicę ośrodków powietrze-obiekt zostaje częściowo odbita, a częściowo

pochłonięta przez obiekt. Rejestrowany sygnał powracający jest porównywany z sygnałem wysłanym i wyrażany w skali dB jako  $\sigma$  – współczynnik rozproszenia wstecznego, (ang. *backscatter*). Wielkość współczynnika rozproszenia wstecznego koresponduje z jasnością piksela obrazu radarowego. Im lepsze jest odbicie fali radarowej od obiektu tym jaśniejszy jest piksel. Współczynnik rozproszenia wstecznego zależy od kilku parametrów, a mianowicie:

- częstotliwości fali,
- polaryzacji fali,
- kąta padania i odbicia fali,
- struktury geometrycznej obiektu,
- właściwości wyrażonych stałą dielektryczną obiektu.

Wielkość odbicia fali elektromagnetycznej wynika ze stopnia chropowatości danej powierzchni, kąta odbicia i szerokości skupienia wiązki. W przypadku obiektów naziemnych możemy mieć do czynienia z trzema rodzajami odbicia, którym odpowiada różny poziom jasności piksela w obrazie:

- odbicie zwierciadlane (ang. *surface scatternig*) – sygnał odbity np. od gładkiej powierzchni wody lub lodu nie wraca w stronę radaru – piksel jest najciemniejszy,
- odbicie rozproszone (ang. *volume scattering*) od złożonej powierzchni roślin lub gleby daje piksele o różnym stopniu szarości,
- odbicie od powierzchni tworzących kąt prosty (ang. *double-bounce scattering*) np. budynki, konstrukcje mostowe, spiętrzona kra, daje największą jasność pikseli.

Współczynnik rozproszenia wstecznego jest stosunkiem energii wysłanej do energii odbitej (zwanej echem radarowym) zarejestrowanej przez sensor. Jest on najczęściej wyrażany w decybelach (dB).

Obiekty, które odbiły wiązkę promieniowania przeciwnie do kierunku radaru, będą charakteryzowały się ujemnym współczynnikiem rozproszenia wstecznego. Takie powierzchnie przedstawione będą na obrazie monochromatycznym jako powierzchnie ciemne. Dzieje się tak w przypadku odbicia wiązki radaru od gładkiej powierzchni wody. Inna sytuacja pojawia się przy powierzchniach o dużej chropowatości, ponieważ reprezentować one będą znacznie większe odbicie wsteczne, co charakteryzuje się dodatnimi wartościami odbicia. Wysoki poziom rozproszenia wstecznego na obrazach monochromatycznych przedstawia się bardzo jasnymi pikselami (Mleczo, 2012).

Zdarza się, że wartości współczynnika rozproszenia w skali decybelowej mogą przyjmować wartość zerową. Nie oznacza to jednak błędu lub braku rejestracji odbicia energii przez radar, tylko wartość równorzędną między wartościami energii wysłanej i energii odbitej, odebranej przez radar w sposób izotropowy (Łoś, 2017).

Każdemu zarejestrowanemu obrazowi w systemie radarowym towarzyszą zakłócenia przy odbiorze fal elektromagnetycznych, nazywanych szumem cętkowym (ang. *speckle*). Szum cętkowy spowodowany jest nakładaniem się dwóch lub więcej fal elektromagnetycznych (zwanych interferencją). Odbijające się fale od różnorodnej powierzchni terenu sumują sygnał fal, dając jej zsumowaną wartość fazy i mocy wiązki, która następnie jest przypisana do konkretnego piksela obrazu (Łoś, 2017). Interpretacja obrazu radarowego, a także klasyfikacja obiektów z występującym na nim szumem cętkowym jest wtedy znacznie utrudniona.

Jednym z pierwszych etapów wstępnego przetwarzania obrazów radarowych jest redukcja szumu cętkowania (plamkowania). Opracowano do tej pory wiele metod filtracji tych obrazów: filtry adaptacyjne, z zastosowaniem transformacji fourierowskich, transformacji falkowych, czy też metody wykorzystujące analizę częstotliwości dopplerowskiej (ang. *multi-look processing*). Jednakże bez względu na zastosowaną



metodę, proces filtracji wiąże się zawsze z utratą rozdzielczości obrazu a tym samym z redukcją nie tylko szumu, ale również wartościowej informacji. Większej redukcji szumów towarzyszy też większa utrata informacji (Ziółkowski i Woźniak, 2009).

Istotnym zagadnieniem w zobrazowaniach SAR jest polaryzacja. Fala niespolaryzowana jest falą, której drgania rozchodzą się w przypadkowych kierunkach. Natomiast drgania w fali spolaryzowanej rozchodzą się w ściśle określony sposób. W satelitarnych zobrazowaniach SAR stosowane były do tej pory polaryzacje liniowe – pionowe i poziome.

W teledetekcji mikrofalowej dane polaryzacyjne pionowe są opisywane literą V (ang. *vertical*), a dane polaryzacyjne poziome – literą H (ang. *horizontal*). W kombinacji polaryzacji rozróżniamy dwa rodzaje kanałów: jednoimienne (ang. *like-polarised*) np. HH i VV, będące kanałami o takiej samej polaryzacji fali nadawanej i odbieranej oraz skośne (ang. *cross-polarised*), które rejestrują dane pozyskane przy innej polaryzacji fali nadawanej i odbieranej np. kanały VH i HV.

Fala elektromagnetyczna przemieszczająca się może dotrzeć do określonego obiektu, a następnie oddziaływać z nim. W wyniku tego oddziaływania część energii przenoszonej przez falę padającą jest absorbowana przez sam obiekt, podczas gdy reszta jest ponownie wysyłana jako nowa fala elektromagnetyczna. Z powodu interakcji z obiektem, właściwości fali odbitej mogą różnić się od właściwości fali padającej – dotyczy to jej polaryzacji. Cechy obiektu mogą być zatem określone na podstawie analizy właściwości polaryzacji fal do czego służą metody polarymetrii.

Wykorzystanie obrazów SAR w badaniach zjawisk lodowych ma już bogatą literaturę, zwłaszcza w odniesieniu do pokrywy lodowej na morzu. Pierwszym satelitą rejestrującym pokrywę lodową w technice SAR był satelita nazwie Seasat, wystrzelony przez NASA na orbitę 27 VI 1978 r. Niestety z powodu zwarcia w instalacji elektrycznej, w dniu 10 X 1978 r. satelita zakończył swoją misję. W późniejszych czasach, dokładnie 17 VII 1991 r., Europejska Agencja Kosmiczna (ESA) wyniosła na orbitę pierwszego satelitę ERS-1 z systemem radarowym SAR, rozpoczynając stałą obserwację lodu morskiego. Rozpowszechnianie badań doprowadziło do utworzenia licznych systemów monitoringu lodu morskiego z wykorzystaniem systemów satelitarnych, co w przypadku Europy przekształciło się w Serwis Morski Copernicus (ang. *Copernicus Marine Service*), dostarczający szczegółowych informacji o pokrywie lodowej, jej grubości, typie i zawartości zlodzenia. Informacje opracowywane z wykorzystaniem satelitarnych zobrazowań radarowych przygotowywane są również dla akwenów Morza Bałtyckiego, np. Fiński Instytut Meteorologiczny (FMI) opracowuje mapy zlodzenia ze szczegółowością na poziomie 1 km<sup>2</sup> lub 0,5 km<sup>2</sup> ([marine.copernicus.eu](http://marine.copernicus.eu))

Podstawowym problemem wykorzystania zobrazowań SAR do analizy zjawisk lodowych na wodach śródlądowych jest poprawna interpretacja relacji między właściwościami poszczególnych form pokrywy lodowej, a sygnałem rejestrowanym przez radar. Jednym z najbardziej zaawansowanych badań właściwości lodu jeziornego w kontekście obserwacji SAR był zorganizowany w 1997 r. Projekt Great Lakes Winter Experiment (GLAWEX'97; Nghiem i Leshkevich, 2007). Badania prowadzono z pokładu lodolamacza pływającego po Jeziorze Superior, wyposażonego w radar pasma C w celu utworzenia biblioteki sygnatur radarowych dla interpretacji obrazów z satelitów ERS-2 (VV) i RADARSAT-1 ScanSAR (HH). Z tych badań wynika, że pojedyncza polaryzacja sygnału radarowego stanowi ograniczenie w badaniach rodzaju pokrywy lodowej na jeziorze.

Dużym ograniczeniem w detekcji lodu jeziornego i powierzchni wody jest fakt, że sygnał odbity od tych powierzchni jest bardzo słaby, często poniżej progu szumu.

Takie zjawisko ogranicza możliwość rozpoznania wczesnej fazy formowania się lodu na jeziorze (Geldsetzer i in., 2010).

W przypadku obrazowania lodu w zbiornikach śródlądowych nadal nie jest jasne jaka cecha lodu jest odpowiedzialna na odbicie wsteczne. Dominuje pogląd, że głównym czynnikiem jest chropowatość powierzchni rozdziału lód/woda. Ważna jest także struktura lodu, ponieważ obecność w lodzie inkluzji zawierających powietrze może powodować objętościowe odbicie fali radarowej. Odbicie objętościowe może być pomocne przy rozróżnianiu jeziornego lodu czarnego (który powstaje w początkowej fazie zamrażania) od lodu białego (lód zbudowany ze śryżu i powstały z topnienia pokrywy śnieżnej). Na spokojnej powierzchni wody odbicie zwierciadlane zostaje skierowane w przeciwną stronę od anteny radaru, a to przekłada się na bardzo małe rozproszenie wsteczne. Podobnie dzieje się z odbiciem od gładkiej powierzchni lodu pierwotnego, co utrudnia rozróżnianie powierzchni wodnej od świeżego lodu (Gauthier i in., 2006). Jeśli powierzchnia wody jest sfalowana i tworzą się na niej „zmarszczki” to powstają wtedy warunki do odbicia fali w różnych kierunkach i rejestrowane jest względnie duże rozproszenie wsteczne.

Obrazy SAR z satelity Sentinel-1 znalazły zastosowanie do określenia fenologii zjawisk lodowych na jeziorach Kanadyjskiej Arktyki i Alaski (Murfit i Duguay, 2020). Geldsetzer i in. (2010) zaproponowali aby fenologię zjawisk lodowych śledzić przez analizę zmian w czasie wartości rozproszenia wstecznego i ich porównanie do ustalonej empirycznie wartości progowej wyznaczającej poszczególne fazy zjawisk lodowych. Dodatkowo obok zastosowania wartości progowych podjęto próbę ustalenia wskaźników opartych na stosunku wartości minimalnej do maksymalnej i odchyleniu standardowym.

W warunkach Arktyki obrazy SAR okazały się przydatne do rozpoznawania warunków zlodzenia jezior, a dokładnie rozróżnienia lodu pływającego i zakotwiczonego. Lód pływający po powierzchni jeziora ma w swojej strukturze uwięzione pęcherzyki powietrza, co poprawia zdolność fal radarowych do odbicia rozproszonego. Obrazy satelitarne jakie analizowano pochodziły z misji ERS-1/2, RADARSAT-1, Envisat (Duguay i in., 2002).

Biorąc pod uwagę metody klasyfikacji typów pokrywy lodowej, zadowolające wyniki przyniosła praca Webera i in. (2003), w której porównano wyniki klasyfikacji nienadzorowanej wykorzystującą metodę K-średnich wspartą fotointerpretacją. Niestety aby zwiększyć efektywność algorytmu K-średnich, autorzy nie uwzględnili obszarów o małych rozmiarach, co skutkowało mniej dokładną klasyfikacją między śryżem i wodą.

Algorytm w późniejszych czasach był poddawany licznym usprawnieniom, czego przykładem jest praca Gauthiera i in. (2003, 2010), w której poprawiono algorytm o parametry tekstury obrazu. W wyniku powstał model IceMap, który znalazł zastosowanie w gospodarce wodnej kanadyjskiej Kolumbii Brytyjskiej. Początkowo w modelu IceMap stosowano dane SAR z satelity RADARSAT o pojedynczym kanale polaryzacji (zazwyczaj stosowano kanał HH). Następnie zwiększono zakres badań klasyfikacyjnych o dane z dwóch i czterech kanałów polaryzacji. Uwzględnione zostały dane pochodzące z pięciu różnych okresów.

Wyniki, które otrzymali (Jasek i in., 2013), przedstawiały małą zależność między kombinacją kanałów a dokładnością i efektywnością klasyfikacji. Autorzy podkreślili znaczenie kanału skośnego HV, który ich zdaniem przyczynił się do większej dokładności klasyfikacji. Głównym problemem w dokładności klasyfikacji modelu było m. in. odróżnienie gładkiej powierzchni lodu od wody.

Satelitarne obrazy radarowe mogą wspomagać systemy monitoringu zjawisk lodowych i prognozowania wystąpienia ryzyka powodzi zatorowych. W Kanadzie opracowano system FRAZIL, który wykorzystuje modelowanie GIS oraz dane tele-detekcyjne (Gauthier i in., 2008). System zawiera warstwy wektorowe, które dostarczają danych do dwuwymiarowego modelowania hydrodynamicznego, a także dane rastrowe z przetworzenia obrazów satelitarnych opisujące zjawiska lodowe. Na podstawie takich danych można uzyskać wynik w postaci wektorów pola prędkości w korycie rzecznym i porównać go z faktycznie zarejestrowanymi formami zlodzenia.

Pawłowski i in. (2015) zastosowali klasyfikację nadzorowaną do analizy typów pokrywy lodowej na dolnej Wiśle na podstawie zobrazowań radarowych, wykorzystując dane satelitarne RADARSAT-2, obejmujące rzeczną część Jeziora Włocławskiego, gdzie wyróżniono pokrywy lodowe takie jak: gładki lód bez podbitek śryżowych, pokrywę lodową zbudowaną z luźno zmarzniętych form lodu mobilnego, z luźnymi podbitkami śryżowymi o niewielkiej miąższości (do 1,5–2,0 m) oraz pokrywę lodową zbudowaną ze stłoczonych form lodu mobilnego (zator).

Magnuszewski (2018), wykorzystał zobrazowania mikrofalowe Sentinel-1 do obserwacji rozwoju i recesji pokrywy lodowej w zbiorniku Dębę w okresie zimowym 2017 r. Jako metodę interpretacji wykorzystuje analizę jasności pikseli w zobrazowaniach radarowych, które są zarejestrowane w polaryzacji VH i VV. Uwagę zwrócono na efektywniejsze zróżnicowanie odbicia wiązki przy polaryzacji VV. W pracy przedstawione są również ograniczenia i problemy przy interpretacji obiektów na zobrazowaniu, w wyniku czego autor proponuje odczytywanie zobrazowań w kompozycji barwnej RGB. W kolorach znacznie efektywniejsze jest rozróżnienie obiektów o określonym rozproszeniu wstecznym, a w szczególności zatorów lodowych. W pracy podkreślono także problem polegający na odróżnieniu młodego (czarnego) lodu od otwartej spokojnej wody.

Obrazy Sentinel-1 zostały wykorzystane także do sporządzenia fenologii pokrywy lodowej Zalewu Wiślanego. Wynik analizy wskazuje, że ważnym czynnikiem określającym czas trwania pokrywy lodowej jest rozkład zasolenia wody wpływającej przez Cieśninę Piławską i dopływ wody z rzek uchodzących do tego akwenu (Kornijów i in., 2020).

Program Obserwacji Ziemi Copernicus jest programem Unii Europejskiej prowadzonym we współpracy z Europejską Agencją Środowiska (ESA), mającym na celu opracowanie metod zdalnego monitoringu stanu środowiska z pałapu naziemnego, lotniczego i satelitarnego (copernicus.eu; zoz.cbk.waw.pl). Do grudnia 2012 r. program ten nazywał się GMES (ang. *Global Monitoring for Environment and Security*). Program wykorzystuje zdalny monitoring ekosystemu Ziemi, informując w jak najszybszym czasie o zdarzeniach ekstremalnych naturalnych lub antropogenicznych, które mają znaczenie dla bezpieczeństwa społeczeństw. Dane z programu Copernicus wpisują się w profil informacji z dziedziny geoinformacji i środowiska, zapewniając usługi operacyjne takie jak np. monitoring lodu w Arktyce, monitoring jakości powietrza, planowanie przestrzenne na poziomie miast i regionów, a także monitorowania sytuacji kryzysowych. Copernicus umożliwia integrację danych z systemami nawigacji satelitarnej GALILEO i EGNOS. Dane wyjściowe zarejestrowane przez satelity są w pełni dostępne, o ile nie jest to sprzeczne z interesami Unii Europejskiej i ich państw członkowskich. Program ma również na celu utworzenie Globalnego Systemu Obserwacji Ziemi (GEOSS). Ważnym składnikiem programu Copernicus jest stopniowo rozbudowywana konstelacja europejskich satelitów obserwacyjnych z serii Sentinel, wspomaganych przez segment, składający się ze stacji pomiarowych

naziemnych, pomiarów przeprowadzanych na statkach na morzach i oceanach, a także pomiarów lotniczych, monitorujących stan atmosfery i powierzchnię Ziemi

Głównym celem misji Sentinel oprócz kompleksowego monitoringu powierzchni Ziemi jest również zastąpienie obecnie istniejących misji obserwacyjnych, zbliżających się już do końca okresu eksploatacji (np. misja ERS). Zmiana platform obserwacyjnych Ziemi ma istotny wpływ na pozyskiwanie coraz to bardziej szczegółowych danych, a przede wszystkim ma na celu zapewnienie ciągłości rejestracji danych o środowisku naturalnym.

Jednym z głównych zadań misji Sentinel-1 jest zwiększenie częstotliwości obrazowań radarowych SAR i poprawa ich rozdzielczości. Pod względem założeń technicznych jest kontynuacją poprzednich misji radarowych ENVISAT, ERS-1, ERS-2. W stosunku do poprzednich systemów radarowych wyróżnia ją znaczna poprawa czasu rewizyty, ze względu na wprowadzenie dwóch bliźniaczych satelitów: Sentinel-1A, który został wystrzelony na orbitę 3 IV 2014 r. i Sentinel -1B, wystrzelony dnia 25 IV 2016 r. Satelity krążą po tej samej płaszczyźnie orbity, gwarantując tym czas rewizyty wynoszący w przypadku Polski 2–3 dni. Pora rejestracji obrazu w przypadku Sentinel-1A to ok. godz. 16:00, Sentinel-1B ok. godz. 4:00. Płaszczyzna orbity jest współdzielona przez dwa satelity z różnicą faz orbitalnych  $180^\circ$  na wysokości 693 km.

Sentinel-1 na swoim wyposażeniu ma instrument radarowy SAR, obrazujący w paśmie C, który operuje na częstotliwości środkowej 5,405 GHz. Wyposażony jest w aktywną antenę z fazowym układem, która umożliwia skanowanie wysokościowe i azymutalne (rys. 3.2). Sentinel-1 działa w czterech trybach akwizycji danych, których parametry zawiera tablica 3.2



Rys. 3.2. Satelita Sentinel-1A (Sentinel.esa.int)

Fig. 3.2. Satellite Sentinel-1 A (Sentinel.esa.int)

Tryb Stripmap (SM) zbiera dane w pasie 80 km i rozdzielczości poniżej  $5 \times 5$  m. Wysyłana jest wiązka promieniowania pod prawie stałym kątem, która daje obraz o stałej jakości wzdłuż toru przelotu.

Tryb Interferometric Wide (IW) jest podstawowym sposobem rejestracji danych nad obszarami lądowymi, który spełnia wymagania większości użytkowników.

Charakterystyka danych satelitarnych Sentinel-1 (za Sentinel.esa.int)

Tablica 3.2

Properties of the Sentinel-1 satellite data (after Sentinel.esa.int)

Table 3.2

Tryb rejestracji danych	Rozdzielczość przestrzenna [m]	Szerokość pasa obrazowania [km]	Polaryzacja
Stripmap	5 x 5	80	HH lub VV; HH+HV lub VV_VH
Interferometric Wide Swath	5 x 20	250	HH lub VV; HH+HV lub VV_VH
Extra Wide Swath	20 x 40	400	HH lub VV; HH+HV lub VV_VH
Wave	5 x 5	20	HH lub VV

Tryb Extra-Wide swath (EW) jest przeznaczony do obrazowania obszarów morskich, natomiast tryb Wave mode (WV) jest wykorzystywany do określania kierunku, długości i wysokości fal na wodach oceanicznych.

Produkty danych udostępniane są bezpłatnie w formacie Standard Archive Format for Europe (SAFE). Każdy tryb może dostarczać produktów o różnych poziomach przetworzenia:

SAR – dane poziomu 0 – surowe dane SAR, wymagające dekompresacji i przetworzenia.

SLC (Single Look Complex) – dane poziomu 1, zawierające współrzędne geograficzne. Wykorzystują pełną szerokość pasma sygnału transmisji i składają się ze złożonych próbek, które zachowują informację o fazie.

GRDH (Ground Range Detected High) – dane poziomu 1 rzutowane na zasięg naziemny przy wykorzystaniu modelu elipsoidy Ziemi. Na tym poziomie informacje o fazie zostają utracone. Powstały produkt ma w przybliżeniu kwadratową rozdzielczość przestrzenną pikseli i kwadratowy odstęp pikseli ze zmniejszoną plamką kosztem gorszej rozdzielczości przestrzennej (Sentinel.esa.int).

OCN – poziom 2 – dane obejmują komponenty do opisu spektrum falowania (OSW), parametry pola wiatrowego (OWI) i prędkości radialne rozchodzenia się zaburzeń powierzchni (RVL).



#### 4. ZJAWISKA LODOWE NA JEZIORZE ZEGRZYŃSKIM NA OBRAZACH SATELITARNYCH SENTINEL-1

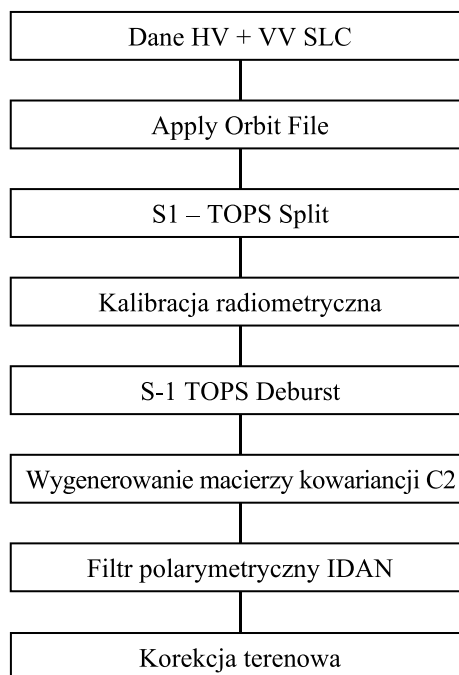
W pracy wykorzystane zostały obrazy z dwu satelitów Sentinel-1, oznaczonych literami A i B. Pierwszy etap pracy polegał na pozyskaniu z archiwum The Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu>) scen z satelitów Sentinel-1A i Sentinel-1 B, zarejestrowanych w paśmie C, pozyskaniu komunikatu lodowego RZGW z okresu 16–19 I 2018 r. dla Jeziora Zegrzyńskiego, a także danych z post-runków wodowskazowych IMGW.

Do analizy wykorzystano produkty SLC oraz GRDH zapisane w trybie IW (ang. *Interferometric Wide swath mode*). Każde z pozyskanych zobrazowań zostało poddane wstępnemu przetwarzaniu. Proces ten w przypadku produktów SLC i GRDH różni się od siebie, bowiem produkty SLC umożliwiają przetworzenie danych do macierzy kowariancji  $2 \times 2$  [C2]. Dodatkowo produkty SLC zostały przetworzone polarymetrycznie za pomocą filtru IDAN. Do wstępnego przetwarzania danych zastosowano ogólnodostępny program SNAP dostarczony przez Europejską Agencję Kosmiczną (ESA), powszechnie stosowany w teledetekcji radarowej.

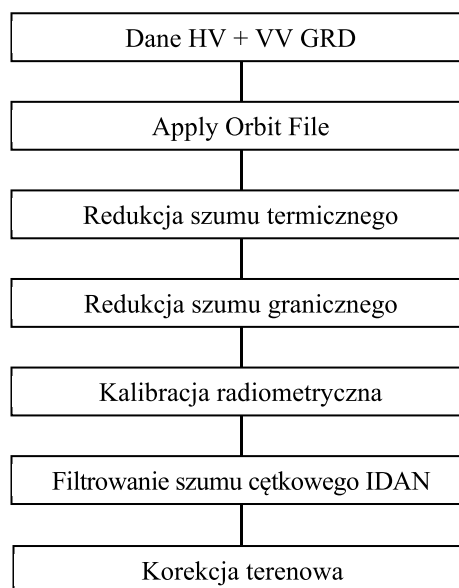
Schemat wstępnego przetwarzania produktów SLC przedstawiono na rys. 4.1. W pierwszej kolejności dla pobranego produktu SLC zaktualizowano informację dotyczącą wektora orbity. Następnie wytypowano z podzielonego obrazu na podsieci IW1, IW2, IW3 tę część zobrazowania, na którym znajduje się Jezioro Zegrzyńskie. Umożliwiło to przyspieszenie dalszych etapów przetwarzania obrazów. W dalszej kolejności zastosowano kalibrację radiometryczną, w celu przekonwertowania wartości cyfrowych pikseli na radiometrycznie kalibrowane rozproszenie wsteczne. Kolejnym krokiem było zastosowanie filtru S1 TOPS Deburst, mające na celu wyeliminowanie martwych przestrzeni pikseli. Kolejnym krokiem było wygenerowanie macierzy kowariancji C2 oraz nałożenie filtra polarymetrycznego IDAN, aby zredukować wpływ szumu cętkowego. Ostatnim krokiem było zastosowanie korekcji geometrycznej, mającej na celu zredukowanie zniekształceń geometrycznych obrazu, przybliżając jego rzeczywisty obraz.

Do celów porównawczych ze zobrazowaniami SLC zastosowano również zobrazowania GRDH, których proces przetwarzania różni się, biorąc pod uwagę brak możliwości wygenerowania macierzy kowariancji. Bazując na współczynniku rozproszenia wstecznego, zastosowano filtrowanie szumu cętkowego (ang. *speckle filtering*). Oprócz pozyskania informacji o orbicie, kalibracji radiometrycznej i geometrycznej, w tym przypadku zastosowano redukcję szumu termicznego (ang. *thermal noise removal*), która zmniejsza efekty szumu w teksturze obrazu, a także normalizuje sygnał rozproszenia wstecznego w całej scenie obrazu Sentinel-1 (Flipponi, 2019). Następnie zastosowano redukcję szumu granicznego (ang. *border noise removal*) w celu redukcji szumu o niskiej intensywności oraz błędnej informacji występującej na krawędziach sceny. Oprócz tego wykorzystano filtrowanie szumu cętkowego IDAN, które jest rekomendowane w procesie usuwania błędnych wartości pikseli na obrazach. Ostatnim etapem była korekcja geometryczna uwzględniająca ukształtowanie terenu. Schemat przetwarzania produktu GRDH został przedstawiony na rys. 4.2.

Po wstępnym przetworzeniu zobrazowań Sentinel-1 SAR przystąpiono do wykonania maski zakrywającej wszystkie inne elementy pokrycia terenu z wyjątkiem wód Jeziora Zegrzyńskiego. Następnie wytypowano klasy zjawisk lodowych, które zostały zarejestrowane w dniach 16, 18 i 19 I 2018 r. i zapisane w komunikacie lodowym RZGW o występowaniu zjawisk lodowych na Narwi z dnia 06 II 2018 r.



Rys. 4.1. Schemat wstępnego przetwarzania produktów Sentinel-1 SLC  
Fig. 4.1. Flow chart of initial processing of Sentinel-1 SLC products



Rys. 4.2. Schemat wstępnego przetwarzania produktów Sentinel-1 GRDH  
Rys. 4.2. Flow chart of initial processing of Sentinel-1 GRDH products

Zdecydowano się na ustanowienie tych samych klas co w raporcie lodowym RZGW, ze względu na ułatwioną późniejszą interpretację wyników oraz możliwością porównania występowania zjawisk lodowych na wytypowanym odcinku rzeki, wraz z nałożonym na niego kilometrażem.

Wytypowane klasy przedstawiają się następująco:

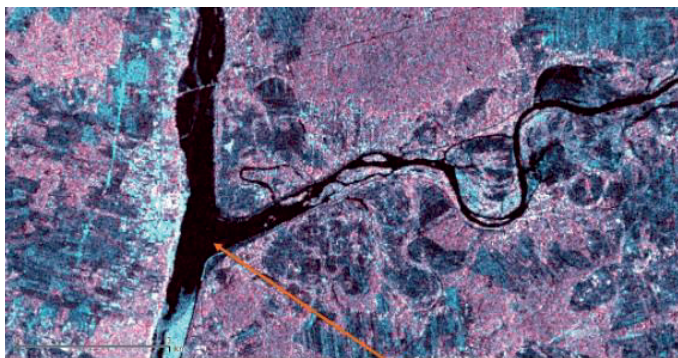
- rzeka wolna (FW – ang. *Free Water*),
- lód brzegowy (SI – ang. *Shore Ice*),

- śryż (FI – ang. *Frazil Ice*),
- pokrywa lodowa (IC – ang. *Ice Cover*),
- spiętrzona pokrywa lodowa, zbudowana ze stłoczonych form lodu mobilnego (CI – ang. *Consolidated Ice*).

Po wyznaczeniu klas form lodu rzeczno przystąpiono do wizualnej oceny możliwości zlokalizowania poszczególnych zjawisk lodowych i ich zasięgu, a także na podstawie tej oceny, posiłkując się informacjami zawartymi w komunikacie lodowym, zlokalizowano typy zlodzenia oraz wygenerowano wartości współczynnika rozproszenia wstecznego dla kanałów VH i VV oraz macierzy kowariancji 2x2 [C2].

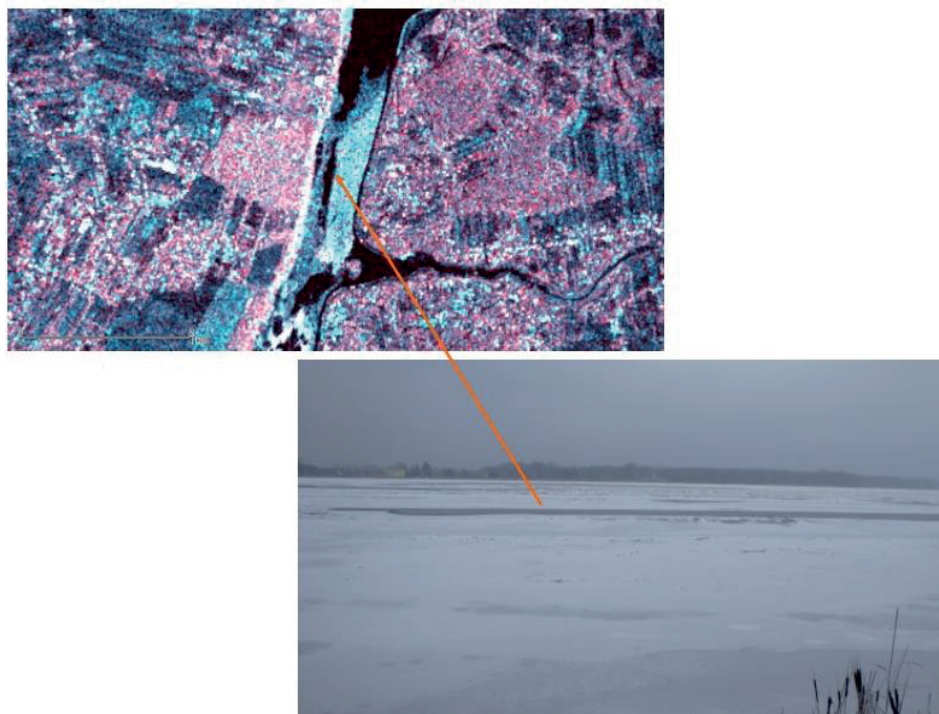
Występowanie zjawisk lodowych oraz ich przebieg na Jeziorze Zegrzyńskim określono na podstawie wyników analiz wizualnych zobrazowań radarowych w kompozycji barwnej RGB. Obrazy uzyskano jako kompozycję barwną RGB z obrazu SAR Sentinel-1, produkt GRDH, przyjmując następujące składowe barw: Red – kanał VH, Green – kanał VV, Blue – kanał VV przekształcony do wartości zapisanych w skali dB. Ocena skoncentrowana jest przede wszystkim na stopniu zachowania barw kompozycyjnych, a także ziarnistości, charakterystycznej dla rozproszenia wstecznego towarzyszącego różnym formom zjawisk lodowych.

W celu ułatwienia interpretacji w sezonie zimowym 2018 r. dokonano także obserwacji naziemnych z dokumentacją fotograficzną zbieżną w czasie lub nieznacznie przesuniętą w stosunku do daty rejestracji obrazów SAR przez satelitę Sentinel-1 (rys. 4.3–4.10). Pozwoliło to powiązać wygląd charakterystycznych rodzajów pokrywy lodowej z ich reprezentacją w postaci jasności i tekstury pikseli na obrazach RGB.

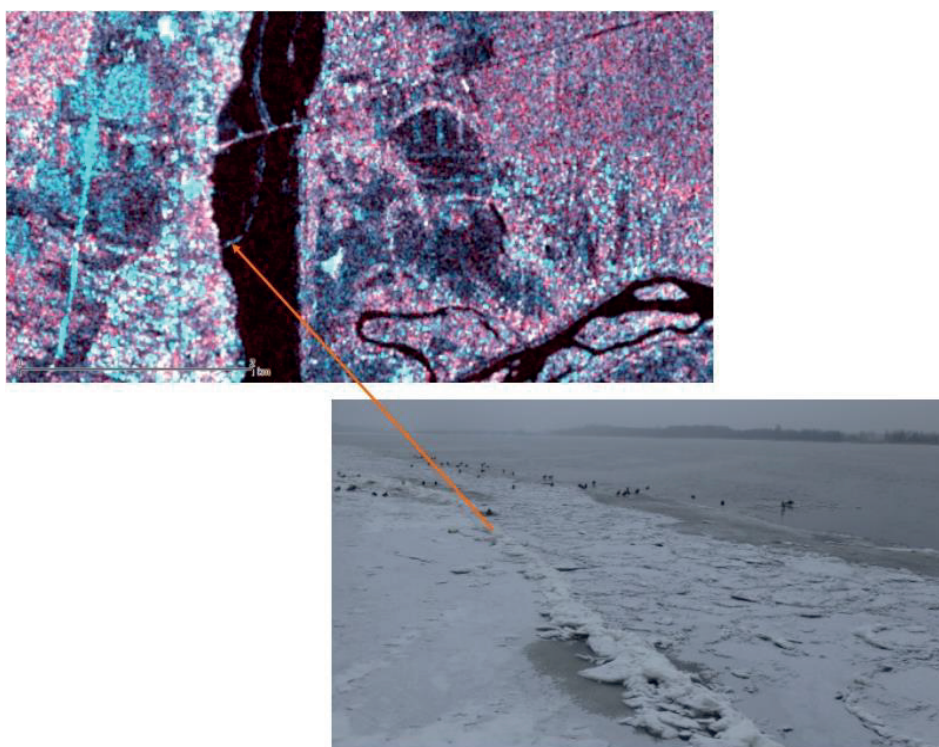


Rys. 4.3. Rzeka wolna od lodu – ujście Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego (km 38) 14 II 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz zdjęcie naziemne wykonane w Serocku – widok w stronę ujścia Bugu  
Fig. 4.3. Free water of Zegrze Reservoir at Bug river mouth (km 38) 14 II 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image, and ground photo taken in Serock – view toward Bug river

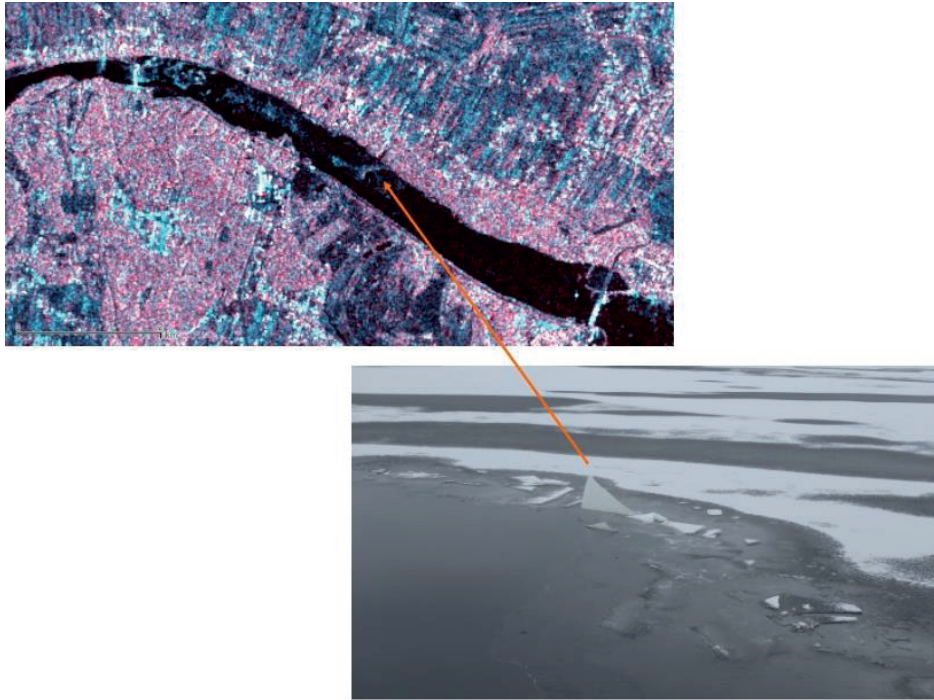




Rys. 4.4. Przetaina w pokrywie lodowej na Jeziorze Zegrzyńskim w Jadwisinie (km 34) 14 II 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz na zdjęciu naziemnym  
 Fig. 4.4. Polynya in ice cover of Zegrze Reservoir near Jadwisin village (km 34) 14 II 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image and on ground photo

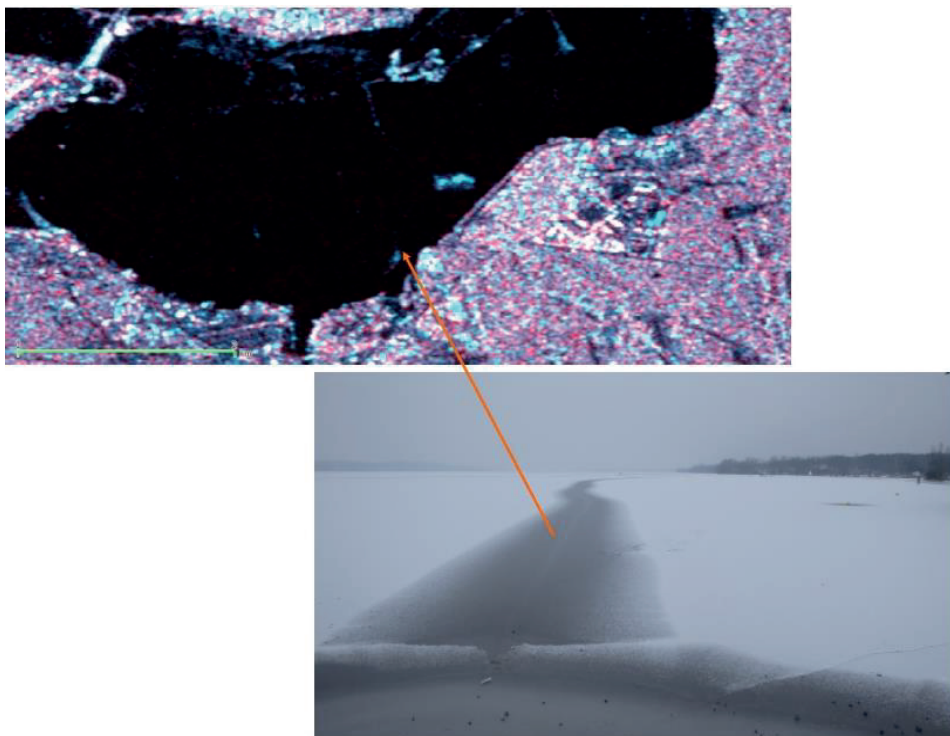


Rys. 4.5. Krawędź lodu brzegowego na Jeziorze Zegrzyńskim w Serocku (km 39) 14 II 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz zdjęcie naziemne obrazujące spiętrzenie krążków śryżowych na powierzchni lodu brzegowego  
 Fig. 4.5. Edge of shore ice on Zegrze Reservoir in Serock (km 39) 14 II 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image and ground photo showing pancake ice prism on the surface of shore ice



Rys. 4.6. Krawędź lodu brzegowego na Jeziorze Zegrzyńskim w Jachrance (km 25) 14 II 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz zdjęcie naziemne obrazujące spiętrzenie kry na krawędzi stałej pokrywy lodowej

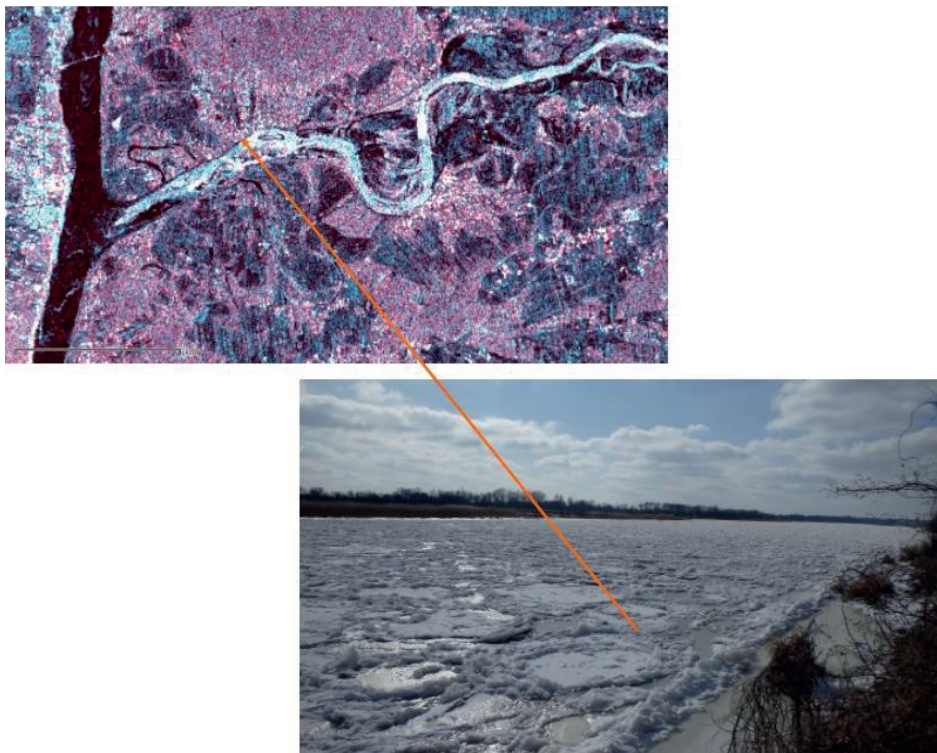
Fig. 4.6. Edge of shore ice on Zegrze Reservoir near Jachranka village (km 25) 14 II 2018 at SAR Sentinel-1 GRDH image and on ground photo showing prism of ice floes at the surface of solid ice cover



Rys. 4.7. Stała pokrywa lodowa z liniami pęknięć na dużym płosio Jeziora Zegrzyńskiego (km 30) 11 II 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz zdjęcie naziemne

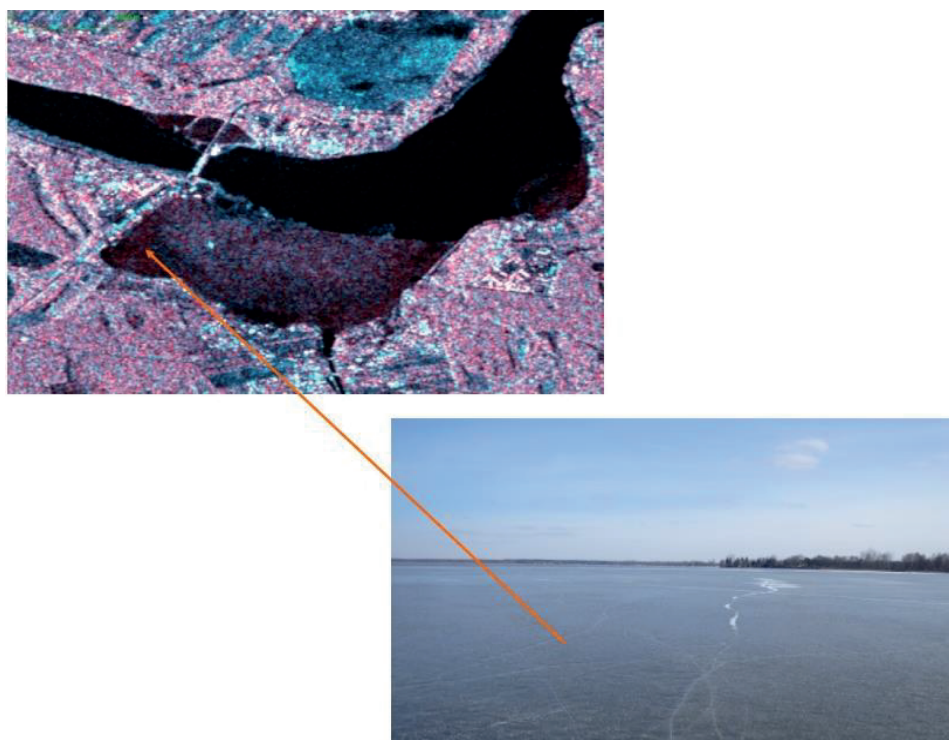
Fig. 4.7. Ice cover with lines of fractures across large basin of Zegrze Reservoir (km 30) 11 II 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image and on ground photo





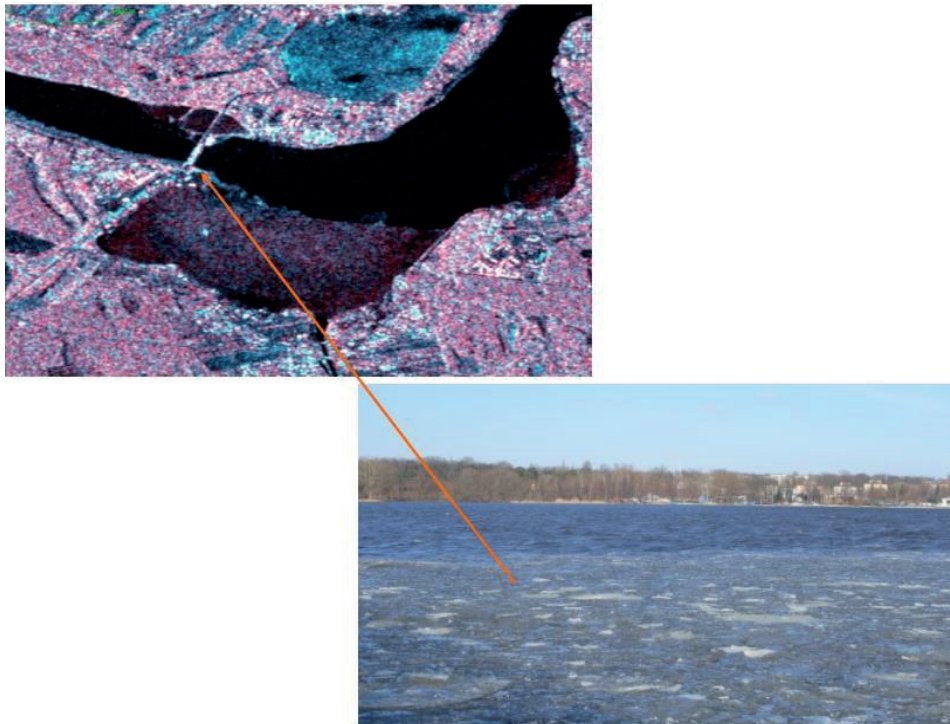
Rys. 4.8. Stała pokrywa lodowa uformowana z krążków śryżowych w ujściu Bugu koło Kani Polskiej (km 3) 26 II 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz zdjęcie naziemne 25 II 2018 r.

Fig. 4.8. Ice cover made of pancake jam at mouth of Bug river near Kania Polska village (km 3) 26 II 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image and on ground photo 25 II 2018



Rys. 4.9. Zanik pokrywy lodowej w głównym plosie Jeziora Zegrzyńskiego (km 29) 19 III 2018 r. na obrazie SAR Sentinel-1 GDR oraz zdjęcie naziemne 17 III 2018 r.

Fig. 4.9. Break-up of ice cover in lacustrine basin of Zegrze Reservoir (km 29) 19 III 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image and on ground photo 17 III 2018



Rys. 4.10. Lewy brzeg Jeziora Zegrzyńskiego w rejonie mostu w Zegrzu Południowym (km 29) 19 III 2018 r. – spływ kry powstałej z rozpadu stałej pokrywy lodowej w dużym plosko na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH oraz zdjęcie naziemne 17 III 2018 r.

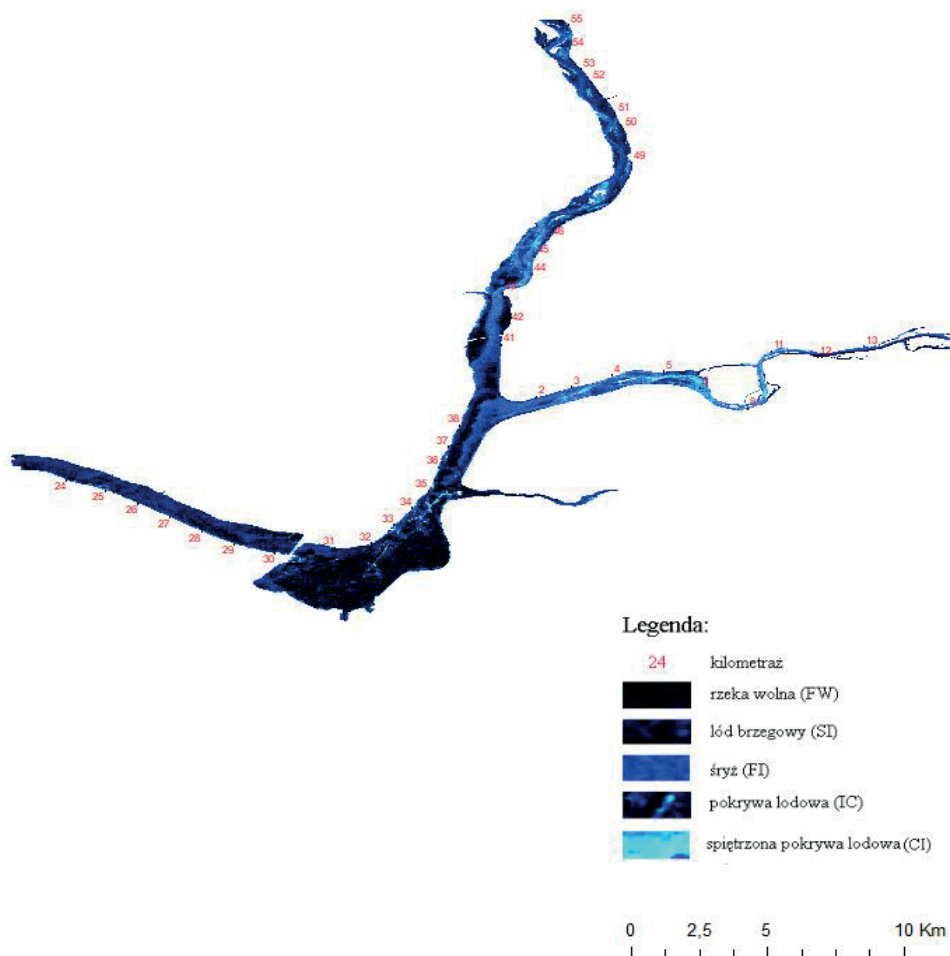
Fig. 4.10. Ice floes run along left bank of Zegrze Reservoir near bridge in Zegrze Południowe (km 29) 19 III 2018 on SAR Sentinel-1 GRDH image and on ground photo 17 III 2018

Do analizy przebiegu zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim za pomocą obrazów SAR Sentinel-1 z produktu GRDH wykonano trzy mapy obrazujące sytuację lodową w dniach 16, 18 i 19 I 2018 r. W interpretacji obrazów dodatkowym pomocniczym źródłem informacji był komunikat występowania zjawisk lodowych na Narwi z dnia 6 II 2018 r., udostępniony przez RZGW Warszawa.

Na rys. 4.11 pokazano zjawiska lodowe na Jeziorze Zegrzyńskim z dnia 16 I 2018 r. zarejestrowane na obrazie Sentinel-1 w produkcie GRDH. Jest to początkowa faza zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim, a ich różne formy pokazano w powiększeniu obrazów na rys. 4.12–4.14.

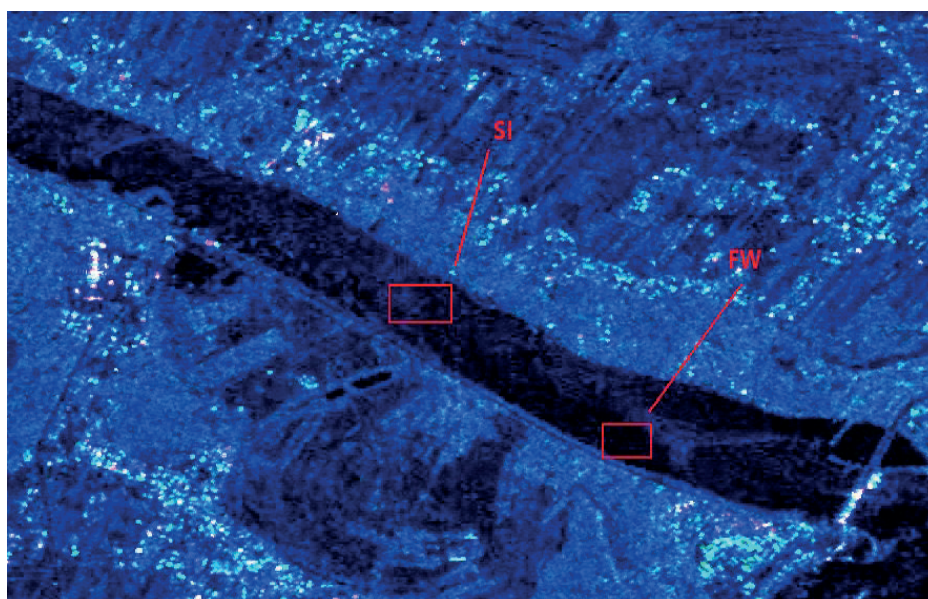
W dniu 16 I 2018 r. na Jeziorze Zegrzyńskim obraz SAR z Sentinela-1 zarejestrował rozproszenie wsteczne charakterystyczne dla kilku typów pokrywy lodowej. Między stopniem wodnym Dębe a Zegrzem Południowym widoczny jest lód brzegowy i fragment rzeki wolnej (rys. 4.12). Na dużym i małym plosko (km 31,0–35,0) uformowała się gładka nowa pokrywa lodowa z charakterystycznymi długimi liniami pęknięć lodu widocznymi jako cienkie, białe linie (rys. 4.13). Od km 35,0–55,0 Narwi obraz SAR Sentinel-1 zarejestrował rozproszenie wsteczne charakterystyczne dla tworzącego się pasa sryżu z towarzyszącym mu lodem brzegowym. Układ strumienia sryżu nawiązuje do przepływu Narwi, wskazując na położenie nurtu.

Na Bugu w odcinku km 0,0–11,0 oprócz pokrywy sryżowej na obrazie SAR Sentinel-1 można zauważyć fragmenty charakteryzujące się intensywnym rozproszeniem wstecznym, świadczącym o powstaniu spiętrzenia lodu (rys. 4.14). Ten odcinek Bugu jest nieuregulowany charakteryzuje się dużą krętością, zmiennością szerokości i występowaniem wysp.



Rys. 4.11. Sytuacja lodowa na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 16 I 2018 r.

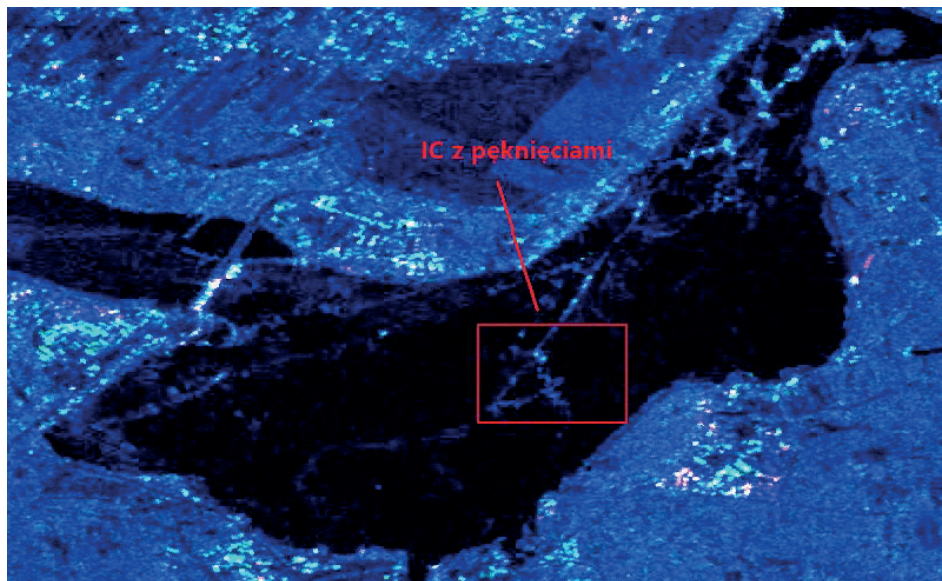
Fig. 4.11. Ice situation of Zegrze Reservoir on SAR Sentinel-1 GRDH 16 I 2018 image



Rys. 4.12. Sytuacja lodowa na Jeziorze Zegrzyńskim (km 21-29) na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH 16 I 2018 r.: FW – rzeka wolna, SI – lód brzegowy

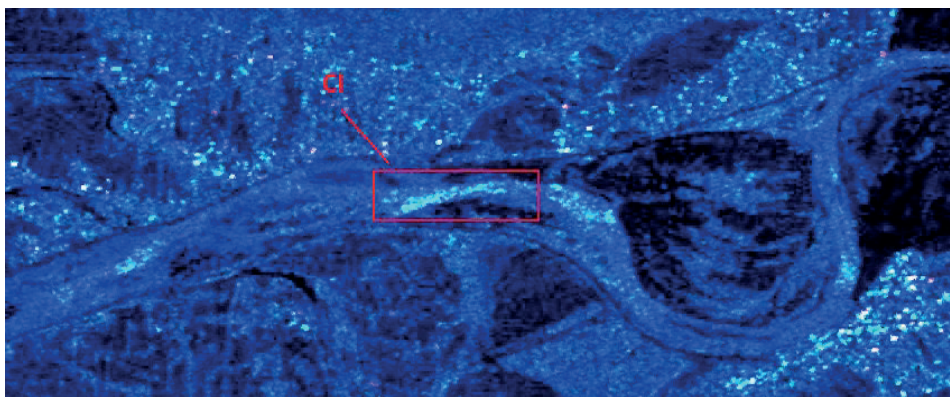
Fig. 4.12. Ice situation of Zegrze Reservoir (km 21-29) on SAR Sentinel-1 GRDH 16 I 2018 image: FW – free water, SI – shore ice





Rys. 4.13. Sytuacja lodowa na Jeziorze Zegrzyńskim (duże i małe plosy) na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH 16 I 2018 r. : IC – pokrywa lodowa

Fig. 4.13. Ice situation of Zegrze Reservoir (main and small basin) on 16 I 2018 – SAR Sentinel-1 GRDH image: IC – ice cover



Rys. 4.14. Sytuacja lodowa na Bugu (km 3–12) na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH 16 I 2018 r., CI – spiętrzona pokrywa lodowa

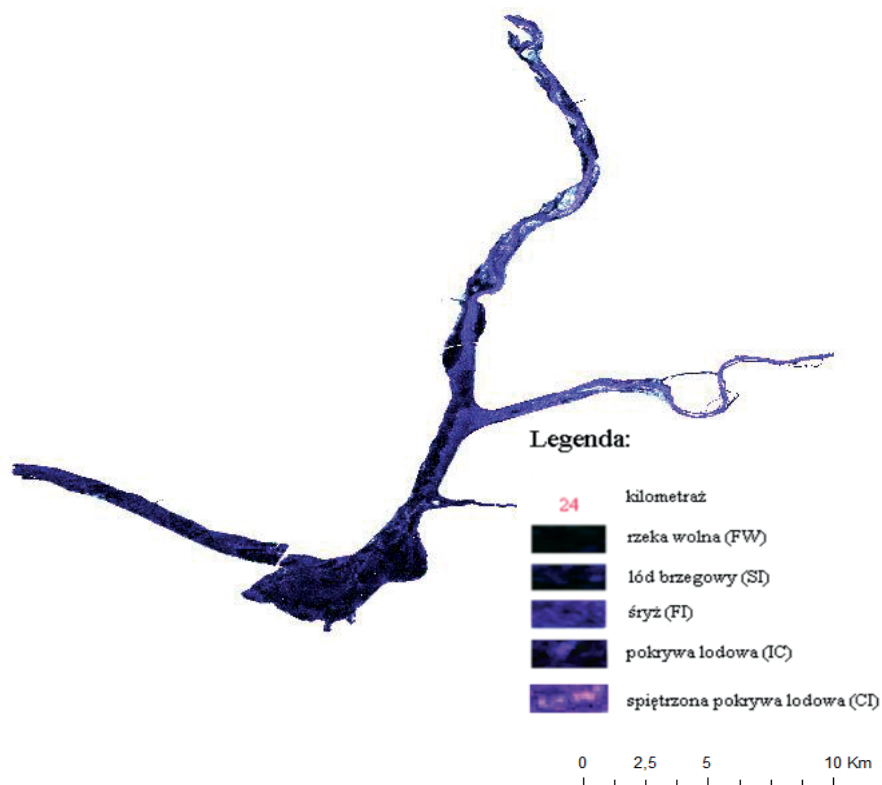
Fig. 4.14. Ice situation on Bug river (km 3–12) SAR Sentinel-1 GRDH image 16 I 2018: CI – consolidated ice

W dniu 18 I 2018 r. w dalszym ciągu na Jeziorze Zegrzyńskim występowały zjawiska lodowe o podobnej charakterystyce zlodzenia jak w dniu 16 I 2018 r. (rys. 4.15).

Całkowicie odmienny obraz uzyskano w dniu 19 I 2018 r., gdyż na głównej części Jeziora Zegrzyńskiego został zarejestrowany sygnał przedstawiający pokrywę lodową charakteryzującą się większym rozproszeniem i ziarnistością, co znacznie utrudnia interpretację form pokrywy lodowej (rys. 4.16).

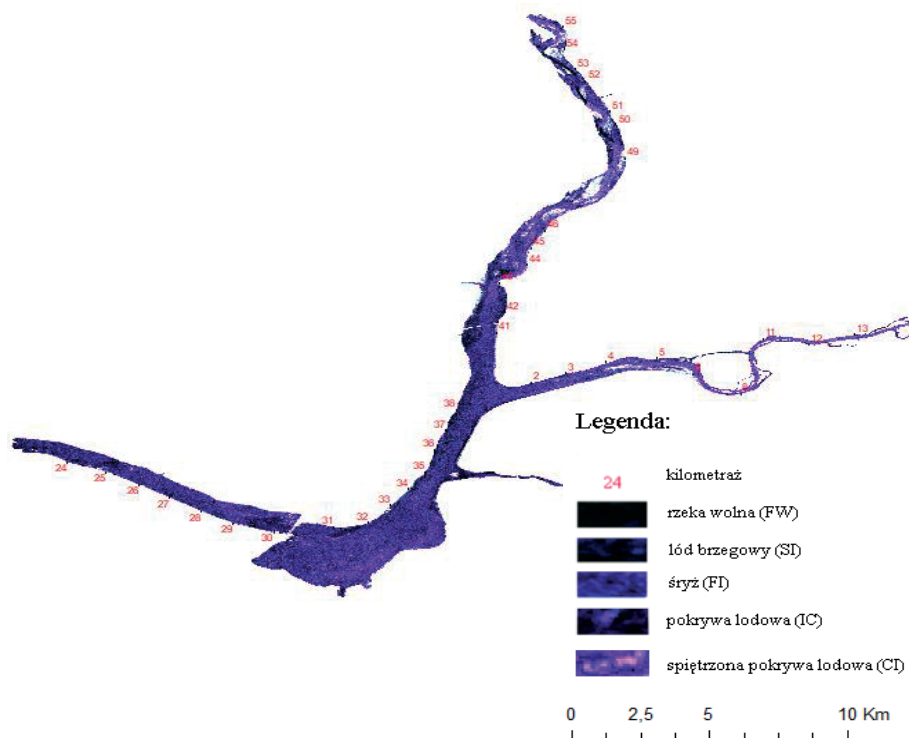
W analizie wykorzystano dane archiwalne IMGW o warunkach pogodowych ze stacji synoptycznej w Legionowie, dotyczące średniej temperatury dobowej powietrza i opadu. W dniu 18 I 2018 r. nastąpiło gwałtowne ocieplenie (rys. 4.17), a dodatkowo zarejestrowano średni opad dobowy o wysokości 8,2 mm.





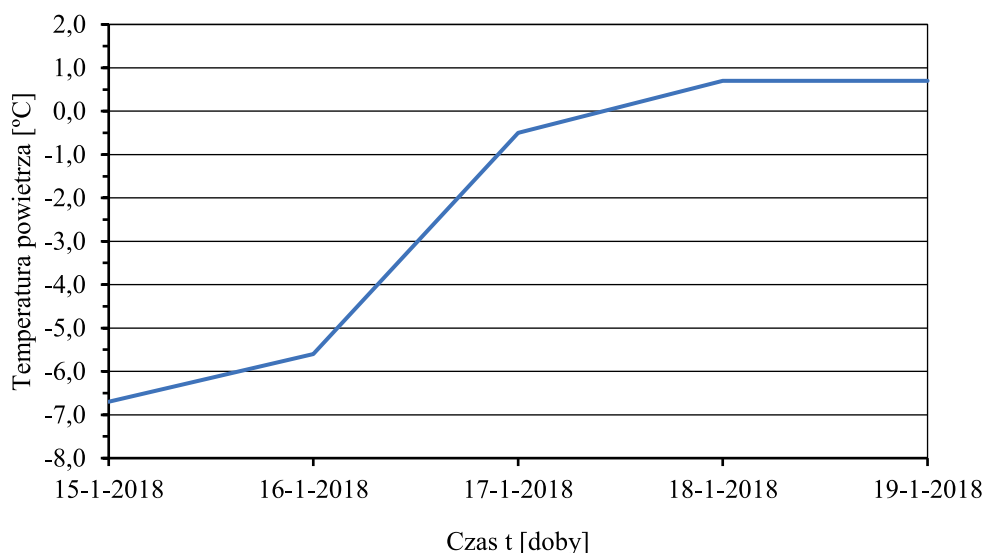
Rys. 4.15. Sytuacja lodowa na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 18 I 2018 r.

Fig. 4.15. Ice situation of Zegrze Reservoir on 18 I 2018 SAR Sentinel-1 GRDH image



Rys. 4.16. Sytuacja lodowa na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 19 I 2018 r.

Fig. 4.16. Ice situation of Zegrze Reservoir on 19 I 2018 SAR Sentinel-1 GRDH image .



Rys. 4.17. Średnia dobowa temperatura powietrza w dniach 15-19 I 2018 r. stacja synoptyczna w Legionowie

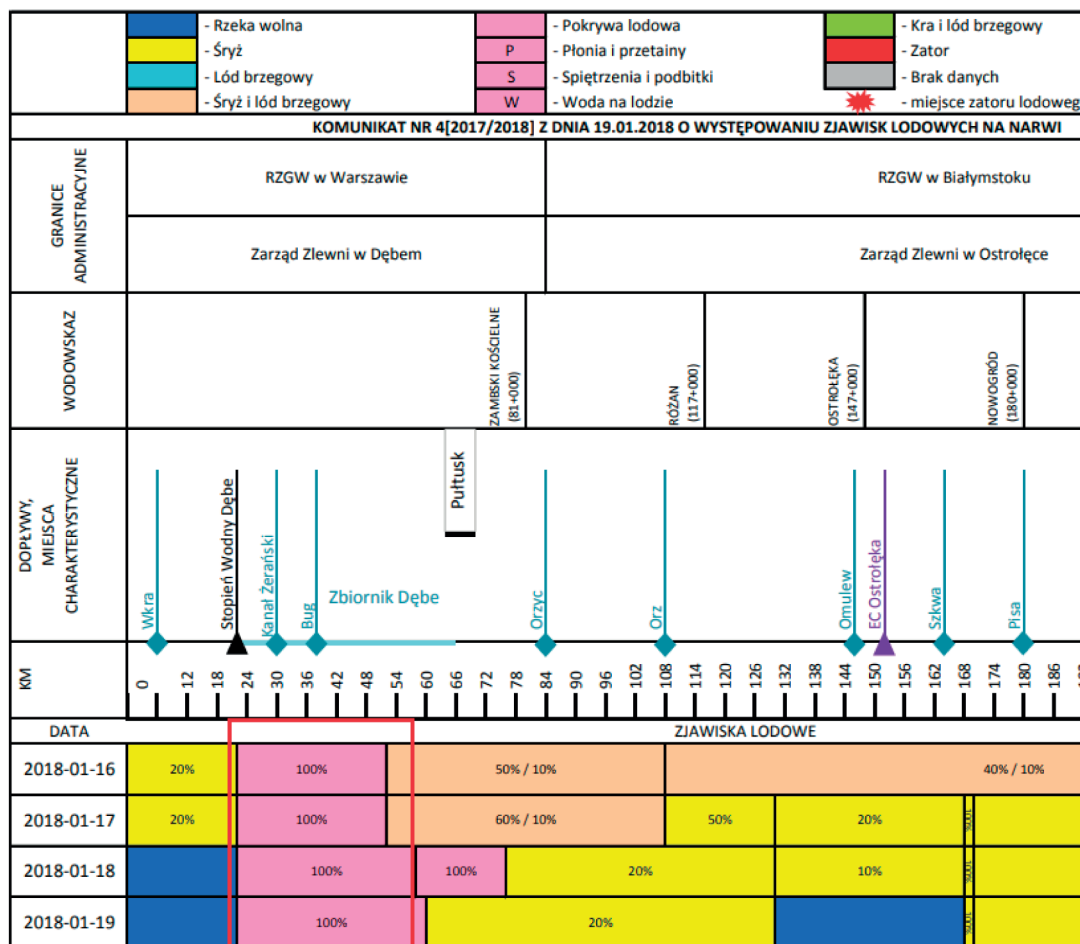
Fig. 4.17. Average daily air temperature in period 15-19 I 2018 at synoptic meteorological station in Legionowo

Na zobrazowaniu radarowym z 19 I 2019 r. można spostrzec zmianę w zarejestrowanym rozproszeniu wstecznym, bowiem zbiornik w km 30,0–36,0 Narwi charakteryzuje większa jasność pikseli i ich ziarnista struktura. Powodem tej zmiany może być faza rozpoczęcia topnienia lodu, w którego strukturze są zawarte pęcherzyki powietrza.

Przydatność obrazów satelitarnych Sentinel-1 do badania zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim i Bugu można ocenić także przez porównanie uzyskanych wyników do obserwacji naziemnych zawartych w komunikatach lodowych publikowanych przez RZGW Warszawa. Jako przykład wybrano wynik interpretacji polegającej na wyróżnieniu form zjawisk lodowych na kompozycji barwnej RGB uzyskanej z produktu GRDH z komunikatem lodowym dla Narwi z okresu 16–19 I 2018 r. (rys. 4.18).

W dniu 16 I 2018 r. o godz. 6:00 UTC zanotowano dopływ średni do zbiornika wynoszący ok.  $450 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a także odpływ średni wynoszący ok.  $400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Na Narwi zarejestrowano od km 0,0–23,0 pokrywę śryżową (20%), natomiast w km 23,0–52,0 pokrywę lodową (100%), a od km 53,0 do 249,0 śryż z towarzyszącym mu lodem brzegowym (w proporcjach 50% / 10%). Na Bugu z kolei zanotowano obecność pokrywy lodowej w km 0,0–14,0. Porównując te dane ze zobrazowaniami Sentinel-1 można dostrzec znaczące różnice w jasności pikseli dla poszczególnych form lodu. Na zobrazowaniu z dnia 16 I 2018 r. w km 23,0–52,0 (rys. 4.11) zidentyfikowano zróżnicowane pokrywy, bowiem między km 23,0–30,0 rozproszenie wsteczne i ziarnistość są charakterystyczne dla lodu brzegowego z miejscami rzeki wolnej, a od km 36,0–42,0 radar zarejestrował rozproszenie wsteczne pokrywy charakterystyczne dla pasów śryżu i elementów lodu brzegowego.

Na Bugu rozproszenie wsteczne można przypisać pokrywie lodowej typu powierzchniowy zator z krążków śryżowych. Pozostałe miejsca można uznać za zgodne z raportem lodowym. Pokrywa lodowa w plosu Jeziora Zegrzyńskiego, wykazuje niewielkie wartości rozproszenia wstecznego oraz charakterystyczne liniowe spękania, które ułatwiają jej odróżnienie od otwartej wody.

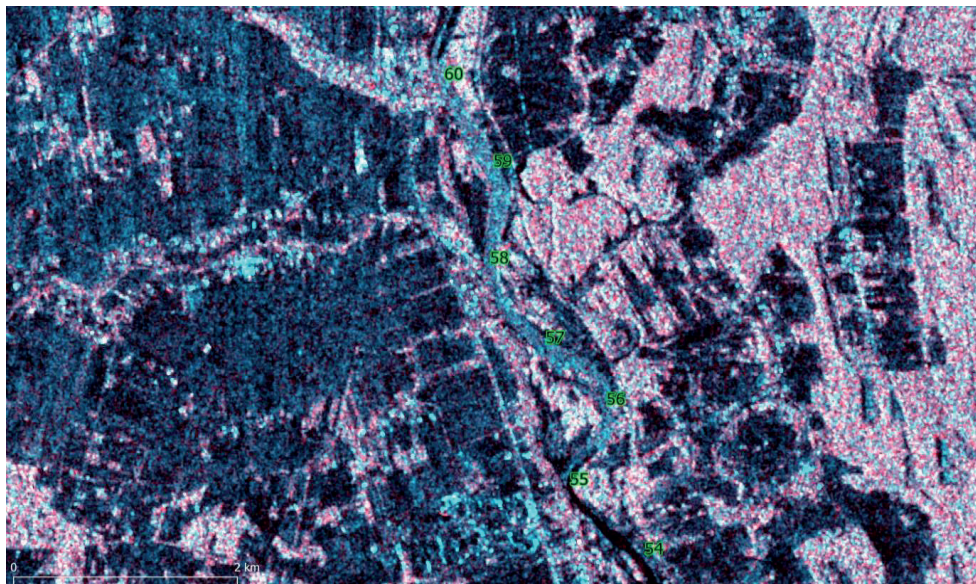


Rys. 4.18. Komunikat lodowy RZGW Warszawa z okresu 16-19 I 2018 r. z zaznaczonym odcinkiem kilometrażu Narwi przyjętym do porównań  
 Fig. 4.18. Ice report RZGW Warszawa from period 16-19 I 2018 with marked distance of the Narew river taken for comparison

W dniu 18 I 2018 r. o godz. 6:00 UTC zanotowano dopływ średni do zbiornika wynoszący ok.  $310 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , a także odpływ średni wynoszący ok.  $305 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Według komunikatu lodowego RZGW Warszawa na całej długości Jeziora Zegrzyńskiego obserwowano w km 21,0–58,0 występowanie stałej pokrywy lodowej. Podobnie na Bugu w km 0,0–60,0 zidentyfikowano stałą pokrywę lodową. Bazując na zobrażowaniu Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 r. (rys. 4.15) ustalono występowanie w km 23,0–30,0 lodu brzegowego wraz z rzeką wolną. Podobnie na km 36,0–43,0, gdzie w dalszym ciągu widoczne jest rozproszenie wsteczne charakterystyczne dla śryżu i lodu brzegowego. Analizując również samo ujście Bugu, przy interpretacji wizualnej pierwsze km rzeki zostałyby przyporządkowane do klasy śryżu. Pozostałe miejsca są zgodne z zapisem w komunikacie lodowym.

W dniu 19 I 2018 r. RZGW w Warszawie wydało komunikat o występowaniu stanów wód w strefie średnich i wysokich oraz ostrzegawczych i alarmowych. W Pułtusku o godz. 6:00 UTC stan wody wynosił 445 cm, a o godz. 10:00 UTC – 450 cm. Dopływ średni do Jeziora Zegrzyńskiego wynosił  $250 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , o godz. 6:00 UTC, a średni odpływ – ok.  $280 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ . Powodem przyrostu stanu wody w Pułtusku był zator, który uformował się w km 55,4–60,0 między Kruczym Borkiem a Kaciami. Widoczny jest on obrazie satelitarnym Sentinel-1 zarejestrowanym w dniu 19 I 2018 r. o godz. 16.19 UTC (rys. 4.16 i 4.19). Kraniec tego zatoru przedstawiono

na rys. 4.20 na którym pokazano klatkę z filmu opublikowanego w serwisie internetowym Pultusk24.pl. Zator powstał w wyniku napływu lodu z góry rzeki ponieważ w raporcie lodowym RZGW w dniu 18 I 2018 r. zanotowano zasięg pokrywy lodowej sięgający do km 77,0, a dzień później nastąpiło skrócenie tego odcinka do km 60,0.



Rys. 4.19. Zator śryżowy na Narwi w km 55,4-60,0 między Kruczym Borkiem a Kacicami widoczny na obrazie satelitarnym SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 19 I 2018 r., godz. 16:19 UTC

Fig. 4.19. Frazil ice jam on Narew river km 55,4-60,0 between Kruczy Borek and Kacice village visible on satellite image SAR Sentinel-1 GRDH, 19 I 2018, 16.19 UTC



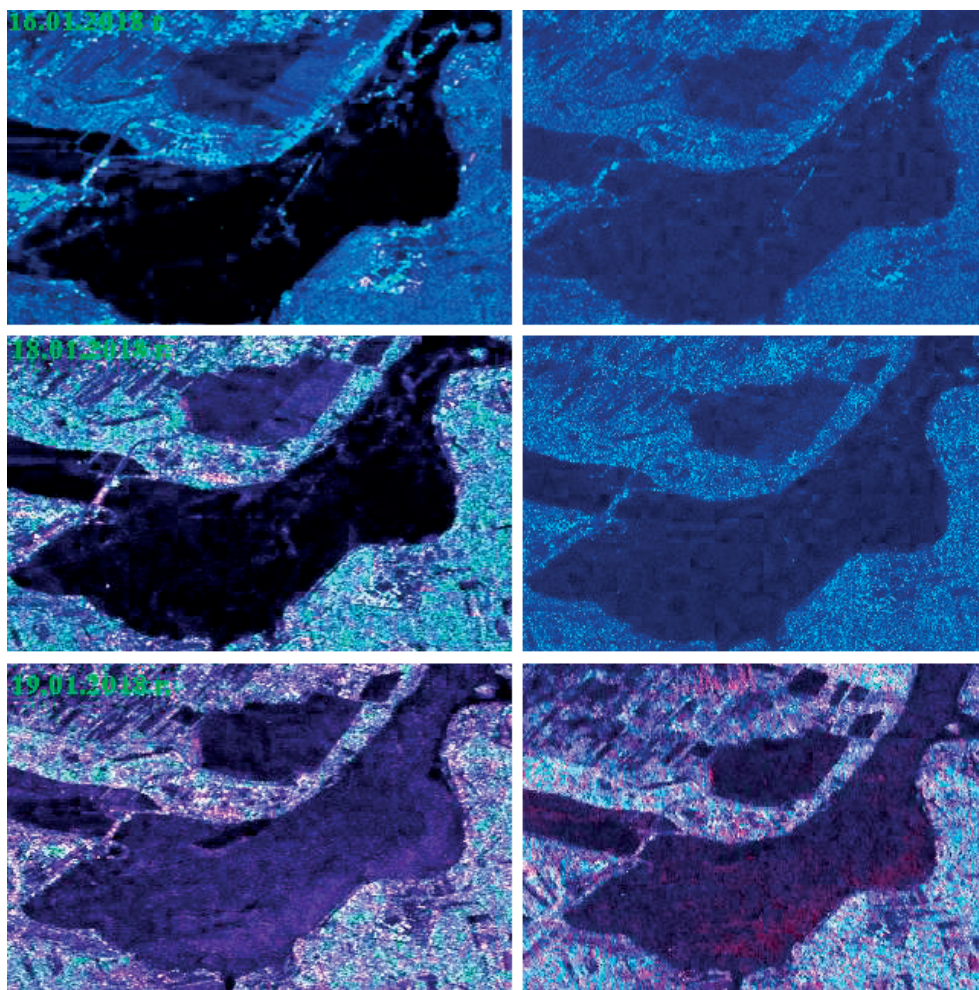
Rys. 4.20. Zdjęcie z drona z 18 I 2018 r. w km 60,0 Narwi – przedstawia napływ lodu w stronę zatoru uformowanego w km 55,4, widoczne jest spiętrzenie poziomu wody w międzywalu (dzięki uprzejmości portalu internetowego Pultusk24.pl)

Fig. 4.20. Aerial picture form drone taken on 18 I 2018 showing km 60,0 of the Narew river and fragile ice accumulation at the jam edge km 55,4. (courtesy of internet portal Pultusk24.pl)



Przedstawione do tej pory przykłady zastosowania obrazów radarowych Sentinel-1 do opisu zjawisk lodowych wykorzystywały kompozycje barwne uzyskane z przetworzenia danych z produktu GRDH. W celu określenia przydatności obrazów Sentinel-1 zapisanych jako produkt SLC i ich porównania z produktem GRDH wytypowano trzy charakterystyczne dla zbiornika akwenu, które były zróżnicowane pod względem interpretacji wizualnej.

W pierwszej kolejności wzięto pod uwagę główne płośno Jeziora Zegrzyńskiego, w którym przez cały analizowany okres zarejestrowano obecność pokrywy lodowej. Na rys. 4.21 można zauważyć, że produkt SLC zawiera w zobrazowaniu znaczny udział szumu cętkowego podczas, gdy ze zobrazowań GRDH możliwe jest odczytanie większej ilości szczegółów. Cętkowa struktura znacząco obniża jakość obrazu, uniemożliwiając często wizualną interpretację obiektów. Aby zniwelować znaczący wpływ szumu cętkowego na analizowane obiekty, stosuje się różnego rodzaju filtry polarymetryczne, mające na celu jego redukcję. W tym przypadku zastosowano filtr IDAN. Podczas stosowania jednak filtrów polarymetrycznych istnieje ryzyko znacznej utraty informacji o analizowanych obiektach, co ujawniło się w przypadku analizowanych obrazów otrzymanych z produktów SLC.

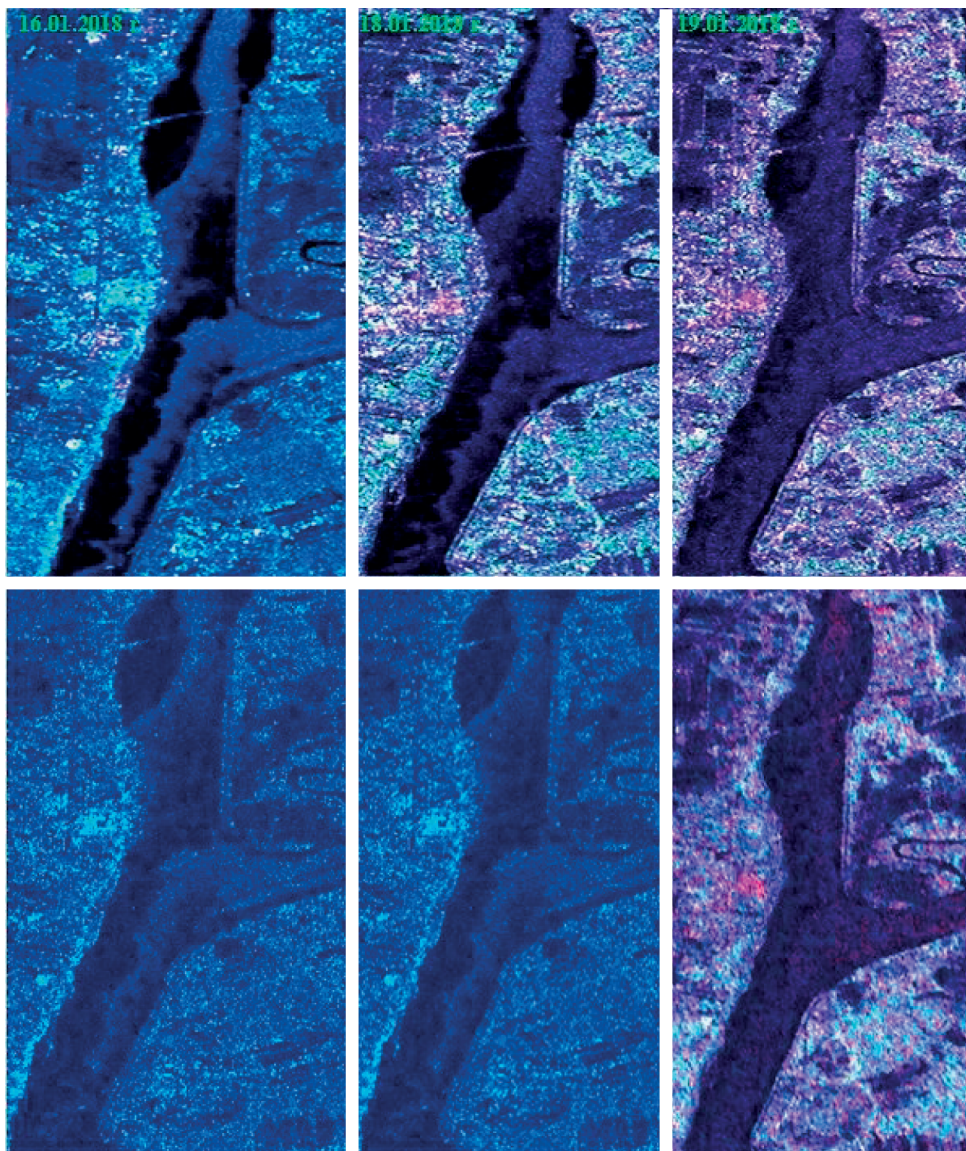


Rys. 4.21. Pokrywa lodowa na głównym płośno Jeziora Zegrzyńskiego w dniach 16-19 I 2018 r. w zobrazowaniu RGB otrzymanym z przetworzenia produktów GRDH (po lewej) i SLC (po prawej)  
Fig. 4.21. Ice cover on the main basin of Zegrze Reservoir in the period 16-19 I 2018 in color composition from products GRDH (left side) and SLC (right side)



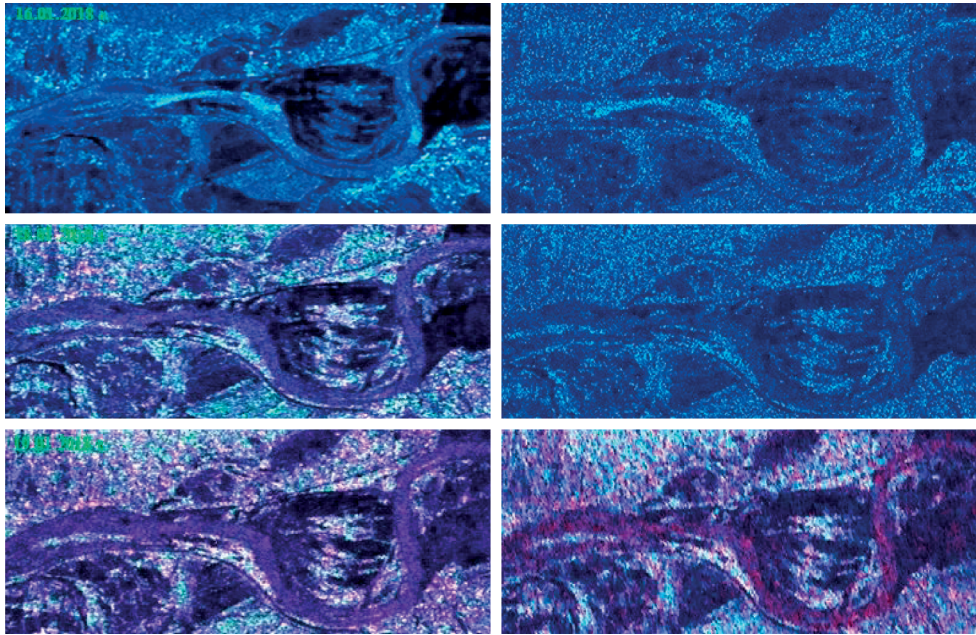
Kolejnym akwenem wybranym do porównania obrazów z produktu GRDH i SLC jest ujście Bugu, w którym występują charakterystyczne pasy form lodu zaklasyfikowanych jako śryż, a także niewielka ilość lodu brzegowego (rys. 4.22). Z porównania obrazów uwidacznia się znaczące obniżenie jakości zobrazowań SLC, uniemożliwiające wykrycie dokładnego zasięgu lodu brzegowego, a także obecność rozmytych krawędzi śryżu, co znacznie utrudnia interpretację wizualną.

Trzecim akwenem użytym do porównania obrazów z produktu GRDH i SLC jest zakole Bugu km 3,0–11,0. Tutaj zwrócono uwagę przede wszystkim na interpretację zasięgu spiętrzonej pokrywy lodowej, która była szczególnie widoczna w dniu 16 I 2018 r. (rys. 4.23). Rozdzielczość i ziarnistość obrazu, w produktach SLC jest w tym przypadku znacznie gorsza niż w GRDH. W obrazie z produktu GRDH możliwe jest wykrycie nawet lokalnego spiętrzenia lodu co jest istotne przy operacyjnym wykorzystaniu obrazów dla sporządzania raportów lodowych.



Rys. 4.22. Pokrywa lodowa w ujściu Bugu w dniach 16-19 I 2018 r. w zobrazowaniu RGB otrzymanym z przetworzenia produktów GRDH (górny rząd) i SLC (dolny rząd)

Fig. 4.22. Ice cover on the mouth of Bug river in the period 16-19 I 2018 in color composition from products GRDH (upper row) and SLC (lower row)



Rys. 4.23. Pokrywa lodowa w zakolu Bugu (km 3-11) w dniach 16-19 I 2018 r. w zobrazowaniu RGB otrzymanym z przetworzenia produktów GRDH (lewa strona) i SLC (prawa strona)  
 Fig. 4.23. Ice cover on the bend of Bug river (km 3-11) in the period 16-19 I 2018 in color composition from products GRDH (left side) and SLC (right side)

W interpretacji obrazów radarowych Sentinel-1 opracowanych na podstawie produktu GRDH przydatna jest znajomość charakterystycznych wartości współczynnika rozpraszania wstecznego dla poszczególnych typów pokrywy lodowej Jeziora Zegrzyńskiego. Z drugiej strony ograniczeniem obrazowań jest poziom szumu, który według specyfikacji parametrów technicznych systemu Sentinel-1 wynosi 22 dB, a na który składa się szum wywołany temperaturą i procedurami próbkowania (ESA, 2012).

Do zgromadzenia wartości rozproszenia wstecznego w kanałach VV i VH (GRDH) oraz C2 (SLC) wykorzystano poligony wyznaczone na podstawie interpretacji wizualnej zobrazowania Sentinel-1 dla Jeziora Zegrzyńskiego z dnia 18 I 2018 r. (rys. 4.24). Liczebność pikseli należących do wybranych klas zjawisk lodowych podano w tabelicy 4.1. Wartości średnie i odchylenia standardowe obliczone dla pikseli reprezentujących poszczególne poligony zawiera tabela 4.2.

Tabela 4.1

Liczebność zbiorów pikseli reprezentujących analizowane klasy pokrywy lodowej na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazie Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 r. – kanały VH, VV, C2

Table 4.1

Number of pixels representing distinguished classes of ice cover on Zegrze Reservoir at Sentinel-1 image on 18 I 2018 - channels VH, VV, C2

Sentinel-1 GRDH VH			Sentinel-1 GRDH VV			Sentinel-1 SLC C2		
Klasa	Liczba poligonów	Liczba pikseli	Klasa	Liczba poligonów	Liczba pikseli	Klasa	Liczba poligonów	Liczba pikseli
FW	3	787	FW	3	787	FW	3	468
SI	4	824	SI	4	824	SI	4	494
FI	4	1264	FI	4	1264	FI	5	927
IC	3	1917	IC	3	1917	IC	3	1432
CI	3	518	CI	3	518	CI	3	424



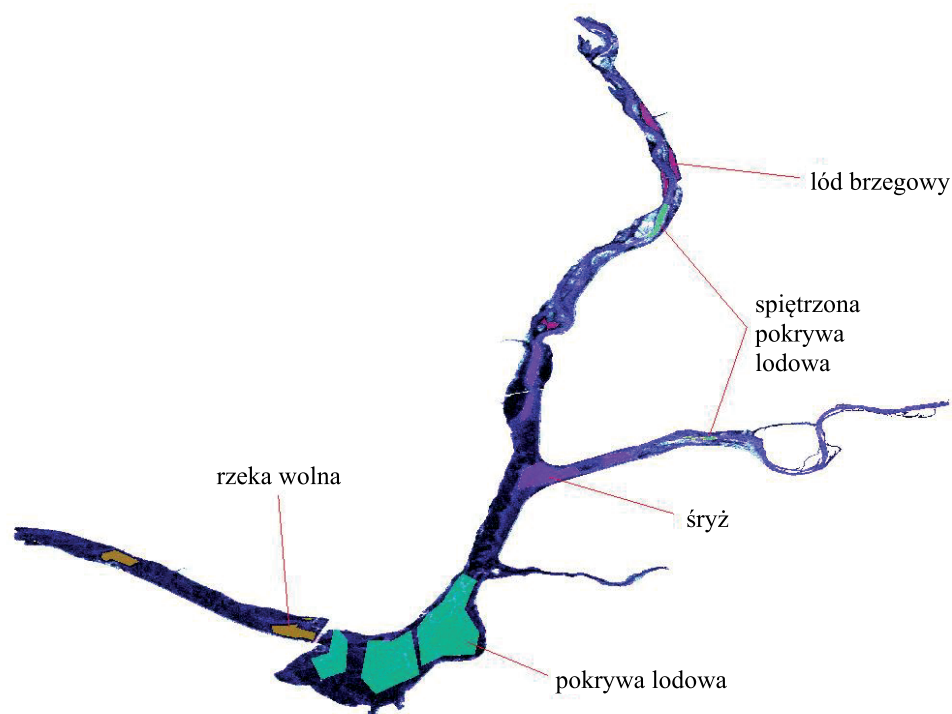
Tablica 4.2

Wartości średnie i odchylenie standardowe wartości rozproszenia wstecznego wybranych form pokrywy lodowej na Jeziorze Zegrzyńskim na obrazie Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 r. w kanałach VH, VV, C2

Table 4.2

Average values and standard deviation of back scatter distinguished classes of ice cover on Zegrze Reservoir at Sentinel-1 image on 18 I 2018 - channels VH, VV, C2

Typ pokrywy	Kanał VH [dB]		Kanał VV [dB]		Kanał C2 [dB]	
	Wartość średnia	Odchylenie standardowe	Wartość średnia	Odchylenie standardowe	Wartość średnia	Odchylenie standardowe
FW	-27,6	1,5	-20,4	1,6	-29,3	2,2
SI	-26,4	2,1	-18,9	2,2	-28,4	2,5
FI	-23,0	1,7	-13,7	1,6	-24,5	2,5
IC	-27,0	1,8	-19,0	2,0	-28,5	2,5
CI	-19,1	1,9	-10,7	1,4	-21,2	2,6



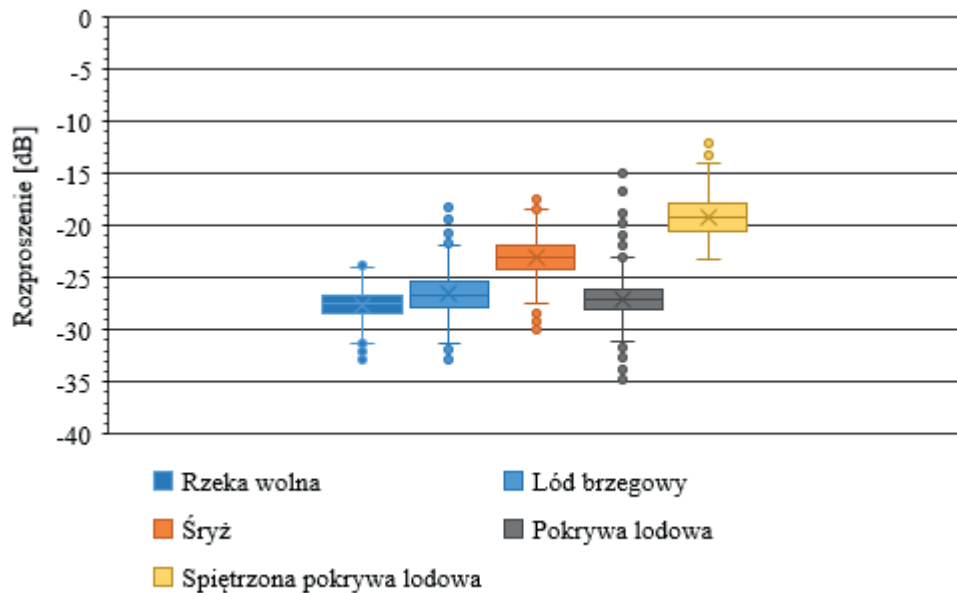
Rys. 4.24. Poligony wybrane do statystycznej analizy wartości rozproszenia wstecznego na przykładzie satelitarnego zobrazowania Sentinel-1 dla Jeziora Zegrzyńskiego z dnia 18 I 2018 r.

Fig. 4.24. Polygons selected for statistical analysis of back scatter values at Sentinel-1 satellite image of Zegrze Reservoir on 18 I 2018

Na rys. 4.25–4.27 przedstawiono wykresy obrazujące wartości średnie oraz zakres zmienności rozproszenia wstecznego w granicach wyróżnionych poligonów na obrazie z dnia 18 I 2018 r. w podziale na obrazowanie w polaryzacji VH, VV, macierz kowariancji C2.

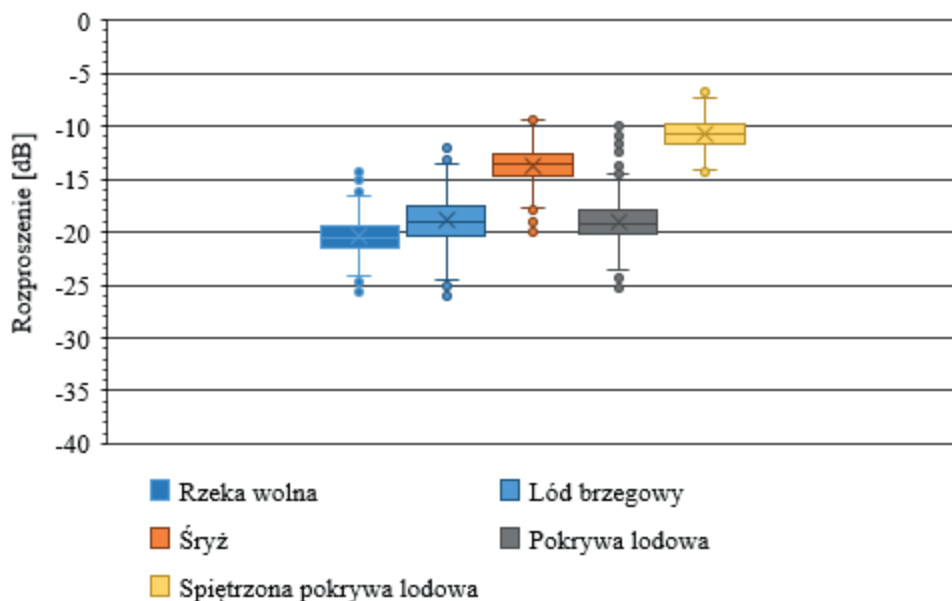
Dla klasy FW (rzeka wolna od lodu) charakterystyczne są najniższe wartości średniej rozproszenia wstecznego (od 29,3 do 20,4 dB) dla wszystkich zobrazowań (w polaryzacji VH, VV, macierz kowariancji C2). Tak niskie wartości rozproszenia spowodowane są zwierciadlanym odbiciem radarowej wiązki od jednorodnej, gładkiej powierzchni wody, co powoduje że niewielka ilość promieniowania odbitego

zostaje zarejestrowana przez antenę radaru. Wartości rozproszenia wstecznego w kanale VV są wyższe niż w kanałach VH i C2. Klasa ta charakteryzuje się odchyleniem standardowym między 1,2 a 2,2, stanowiąc dosyć jednorodną klasę. Analizując wykres „skrzynka – wąsy” można stwierdzić, że największa rozpiętość danych występuje na zobrażowaniu C2. Powodem takiego wyniku może być największe występowanie na nim szumu cętkowego. Jeżeli chodzi o wartości odstające, największą ich ilość zaobserwowano na zobrażowaniu VV, co może świadczyć o większej dokładności rejestracji wartości rozproszenia wstecznego.



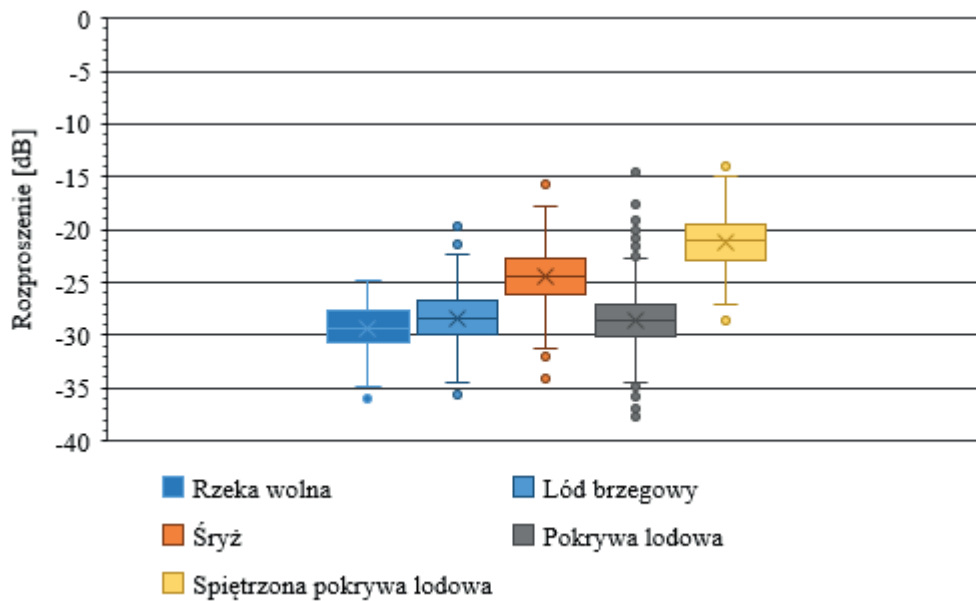
Rys. 4.25. Wykres pudełkowy wartości rozproszenia wstecznego wyróżnionych form pokrywy lodowej Jeziora Zegrzyńskiego – zobrażowanie Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 kanał VH

Fig. 4.25. Box and whisker graph of back scatter values of distinguished classes of ice cover on Zegrze Reservoir at Sentinel-1 image on 18 I 2018 channel VH



Rys. 4.26. Wykres pudełkowy wartości rozproszenia wstecznego wyróżnionych form pokrywy lodowej Jeziora Zegrzyńskiego zobrażowanie Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 kanał VV

Fig. 4.26. Box and whisker graph of back scatter values of distinguished classes of ice cover on Zegrze Reservoir at Sentinel-1 image on 18 I 2018 channel VV



Rys. 4.27. Wykres pudełkowy wartości rozproszenia wstecznego wyróżnionych form pokrywy lodowej Jeziora Zegrzyńskiego z obrazowania Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 r. kanał C2

Fig. 4.27. Box and whisker graph of back scatter values of distinguished classes of ice cover on Zegrze Reservoir at Sentinel-1 image on 18 I 2018 channel C2

W klasie SI (łód brzegowy) zaobserwowano podobnie jak w klasie FW niskie wartości rozproszenia wstecznego (od 28,4 do -18,9 dB) dla wszystkich zobrażeń (w polaryzacji VH, VV, macierz kowariancji C2). Podobnie jak w przypadku klasy FW tak niski przedział wartości spowodowany jest zwierciadlanym odbiciem wiązki radarowej od gładkiej powierzchni lodu w przeciwnym kierunku od anteny. Wiąże się to także z faktem, że łód brzegowy jest bardzo cienki, jako łód inicjalny powstający z kryształów formujących się z przechłodzonej wody nie zawiera w sobie pęcherzyków powietrza, co skutkuje brakiem odbicia wstecznego wiązki radarowej. Wartości odchylenia standardowego w klasie SI wykazują większą jednorodność danych niż w klasie FW. Na podstawie wykresów można stwierdzić wyższe wartości rozkładu danych dla tej klasy. Łód brzegowy na swojej krawędzi może być rozbudowany o przyłączony do jego krawędzi łód mobilny, który spiętrza się co skutkuje większą zdolnością do odbicia fal radarowych i wyższymi wartościami odbicia wstecznego. Analizując wartości odstające, największą ich ilość zarejestrowano w zobrażowaniu VH z dnia 18 I 2018 r.

Klasa FI (śryż) charakteryzuje się średnimi wartościami rozproszenia wstecznego (od -24,5 do -13,7 dB), co tłumaczyć można większą chropowatością powierzchni krążków śryżowych. Warto zauważyć, że zakres wartości średnich rozproszenia wstecznego jest znacznie mniejszy na zobrażowaniu C2, w porównaniu z obrazami w polaryzacji VV i VH. Największe wartości rozproszenia wstecznego ma obraz zarejestrowany w polaryzacji VV.

Klasa pokrywy lodowej (IC) wykazuje wartości rozproszenia wstecznego (od -28,5 do -19,0 dB) podobne do klas FW i SI. W dniu rejestracji obrazów pokrywa lodowa charakteryzowała się bardzo niskim rozproszeniem wstecznym, charakterystycznym dla pierwotnej pokrywy lodowej utworzonej na spokojnej wodzie. Jednocześnie we wszystkich zobrażowaniach zanotowano największą liczbę wartości odstających, co prawdopodobnie może być spowodowane zarejestrowaniem wartości rozproszenia



wstecznego w miejscach spękania pokrywy lodowej, występujących na dużym plosie jeziora.

Spiętrzona pokrywa lodowa (CI) charakteryzuje się najwyższymi wartościami rozproszenia wstecznego (od -21,2 do -10,7 dB) spośród wszystkich klas zjawisk lodowych. Najwyższą wartość rozproszenia wstecznego miał kanał w polaryzacji VV, reprezentujący powierzchniowy zator śryżowy. Odchylenie standardowe danych jest najmniejsze w obrębie tej klasy zjawisk lodowych.

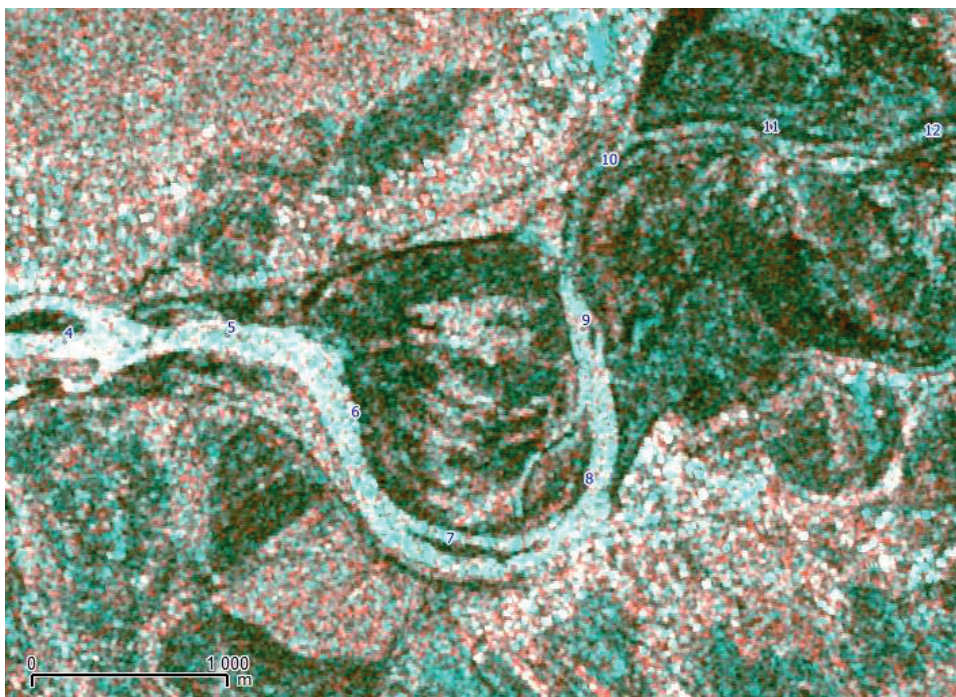
Uzyskane w tym opracowaniu wyniki rozkładu wartości rozproszenia wstecznego są zgodne z obserwacjami przedstawionymi w pracach Murfitta i Duguay'a (2020). Według tych autorów początkowa faza formowania lodu jeziornego charakteryzuje się małymi wartościami rozproszenia wstecznego, za sprawą odbicia zwierciadlanego. Wyższe wartości rozproszenia wstecznego obserwowane na satelitarnych obrazach SAR w początkowej fazie formowania pokrywy lodowej są związane z obecnością spękań i deformacji lodu.

Z biegiem czasu rozproszenie wsteczne wzrasta za sprawą zróżnicowania stałej dialektycznej między wodą i lodem, a także wzrostem nierówności na kontakcie woda-lód. Najnowsze badania potwierdzają, że kontakt wody z lodem ma duże znaczenie dla rozproszenia fal radarowych i przekłada się na silne echo (Atwood i in., 2015, Gunn i in., 2018).

W miarę wzrostu temperatury w dalszej części sezonu lodowego, obserwuje się wzrost zawartości wody na powierzchni lodu lub w pokrywie śnieżnej na lodzie, co sprawia, że większe może być pochłanianie sygnału radarowego, a także powierzchnia lodu jest bardziej wygładzona. Obydwa mechanizmy przekładają się na spadek wartości rozproszenia wstecznego (Duguay i in., 2002).

Uzyskane niskie wartości rozproszenia wstecznego dla otwartej powierzchni wodnej i nowej pokrywy lodowej typu jeziornego są zgodne z wynikami przedstawionymi przez Nghiem i Leshkevich (2007) w badaniach prowadzonych na jeziorze Superior z zastosowaniem danych naziemnych z radaru SAR zainstalowanego na pokładzie lodolamacza. Prowadzili oni porównawcze pomiary przy użyciu wiązki radarowej pasma C o kącie padania z zakresu od 0° do 60°. Dla porównania z pomiarami naziemnymi wykorzystywali obrazy SAR z satelity Radarsat. Konkluzją ich badań jest stwierdzenie, że rozróżnienie nowego lodu jeziornego od spokojnej wody jest bardzo trudne ponieważ wartości rozproszenia wstecznego obydwu powierzchni są poniżej progu szumu, który wynosi -20 dB dla obrazów SAR Radarsat. Dopiero w warunkach sztormowej pogody, gdy powierzchnia odkrytej wody jest sfalowana, następuje lepsze odbicie fal radarowych, co ułatwia jej odróżnienie od gładkiej powierzchni lodu. Autorzy zwracają uwagę, że spiętrzony lód może być jednoznacznie odróżniony od otwartej powierzchni wody, przy prędkości wiatru poniżej  $17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  (8° B). Problem z interpretacją obrazów SAR pojawia się również w fazie zaniku lodu i zmiany jego struktury na kryształy słupkowe (ang. *candle stage*). W miarę topnienia lodu, zbierająca się na jego powierzchni woda może częściowo maskować odbicie od lodu.

Radarowe obrazy satelitarne SAR z misji Sentinel-1 mogą służyć także do opisu przebiegu zjawisk lodowych w czasie. Na obrazach z produktu GRDH szczególnie dobrze uwidaczniają się spiętrzenia lodu mobilnego tworzące powierzchniowe zatory śryżowe. Obrazy SAR Sentinel-1 są dostarczane w krótkim czasie po rejestracji, a obrazy mogą być pozyskiwane niezależnie od pory dnia i stopnia zachmurzenia. Dla przykładu, w analizowanym okresie lutego 2018 r. dostępnych jest 19 obrazów SAR Sentinel-1 i zaledwie jeden obraz wielospektralny z zakresu optycznego Sentinel-2 bez pokrycia chmurami. Obrazy wielospektralne stanowią cenne



Rys. 4.28. Zator śryżowy w zakolu Bugu i lód w kanale powodziowym Brachnia na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 24 II 2018 r.

Fig. 4.28. Pancake ice jam at bend of Bug river and ice cover at Brachnia flood channel at SAR Sentinel-1 GRDH on 24 I I2018



Rys. 4.29. Zator śryżowy w zakolu Bugu i lód w kanale powodziowym Brachnia na obrazie RGB 432 Sentinel-2 w dniu 24 II 2018 r.

Fig. 4.29. Pancake ice jam at bend of Bug river and ice cover at Brachnia flood channel at RGB 432 Sentinel-2 on 24 I I2018

uzupełnienie obrazów Sentinel-1, ułatwiając rozróżnianie powierzchni wody wolnych od lodu i gładkich powierzchni lodu jeziornego. Dla przykładu na rys. 4.28 i 4.29 pokazano fragment zakola Bugu zarejestrowany na obrazach SAR Sentinel-1 i obrazie wielospektralnym Sentinel-2 w dniu 24 II 2018 r. Na uwagę zasługuje kanał powodziowy o nazwie Brachnia przecinający zakole Bugu między km 5,0–10,0. Jest to swojego rodzaju przetoka, która powstała w czasie katastrofalnej powodzi w 1979 r. W celu ochrony pobliskich miejscowości Popowo i Kania, przepływ w kanale Brachnia jest dławiony progiem zlokalizowanym na prawym brzegu Bugu w km 9,5. W warunkach zimowych przy braku przepływu woda w kanale zamarza i tworzy się na niej gładka pokrywa lodowa widoczna na obrazie SAR Sentinel-1 jako ciemna linia z niskim rozproszeniem wstecznym. Na obrazie z satelity Sentinel-2 w zakresie promieniowania widzialnego widoczna jest natomiast różnica między spiętrzonym lodem prądowym w głównym korycie Bugu i gładką białą powierzchnią lodu w kanale powodziowym.

W przypadku powstania zatoru śryżowego lub lodowego dochodzi do spiętrzenia wody w korycie rzeki powyżej końca zatoru. Prowadzić to może do powodzi zatorowych, kiedy przy danym przepływie osiągnięty zostanie stan wody znacznie wyższy niż wynika to z zależności  $Q = f(H)$ . Powodzie zatorowe z ich rekordowo wysokimi stanami wody mają znacznie krótszy czas powtarzalności niż powodzie opadowe (Beltaos, 2000). Powodem zakłócenia związku stan-przepływ jest zmiana warunków hydraulicznych w pokrytym lodem korycie, w którym zmienia się obwód zwilżony, powierzchnia przekroju i opory ruchu. Na końcu zatoru powstaje także załamanie spadku podłużnego rzeki, na którym dochodzi do gromadzenia się wody i wzrostu stanów nie wywołanych przyrostem przepływu. W celu określenia przepływu w warunkach zlodzenia konieczne jest do wartości  $Q$  otrzymanej z krzywej przepływu wprowadzanie poprawki, zwanej współczynnikiem redukcji zimowej (Paślawski, 1970). Wielkość spiętrzenia wody na końcu zatoru zależy od jego grubości i chropowatości, a także od prędkości przyrastania pokrywy w wyniku zatrzymywania napływającego z góry rzeki śryżu. Miejscem sprzyjającym tworzeniu się grubych zatorów i spiętrzeń wody na ich końcu jest ujście rzeki do jeziora lub odbornika o małym spadku podłużnym. W miarę rozbudowy długości zatoru efekt spiętrzenia poziomu wody przesuwają się w górę rzeki (Prowse i Beltaos, 2002).

Początkowa faza tworzenia się zatoru zależy od tego czy rozwija się on w wyniku stopniowego przyrostu śryżu pływającego po powierzchni, czy też krążki śryżowe są wciągane pod powierzchnię już utworzonej stałej pokrywy lodowej powodując wzrost jej grubości. Pierwszy mechanizm stopniowej rozbudowy pokrywy lodowej w wyniku zatrzymania pływających po powierzchni krążków śryżowych jest typowy dla rzek nizinnych o szerokim korycie i małych prędkościach, które nie powodują wciągania śryżu pod taflę stałego lodu. W warunkach gdy prędkość przepływu jest na tyle duża że dochodzi do zatapiania śryżu i wciągania go pod pokrywę lodową powstaje zator nazywany w zatorze wąskiego koryta (ang. *narrow-channel ice jam*). Warunkiem utrzymania się stabilnego zatoru powierzchniowego jest wytrzymałość pokrywy lodowej na, którą działa zwiększone naprężenie styczne wywierane przez płynącą wodę i działanie zgodnej ze spadkiem podłużnym rzeki składowej ciężaru pokrywy lodowej. Gdy pokrywa ma dostateczną sztywność to te siły naporu będą przenoszone na brzegi rzeki. W przeciwnym przypadku pokrywa lodowa będzie ulegać zagęszczaniu i nasuwaniu się na siebie w efekcie „teleskopowym”, co prowadzi do wzrostu grubości zatoru i większej sztywności pokrywy lodowej.

Na rys. 4.30–4.33 pokazano kolejne obrazy SAR Sentinel-1 z okresu 23–27 II 2018 r. obejmujące dolny odcinek Bugu, na których widać rozbudowujący się zator śryżowy tworzący stałą pokrywę lodową. Dzięki takiej sekwencji obrazów można określić



tempo rozwoju zatoru od miejsca jego powstania w ujściu Bugu do Jeziora Zegrzyńskiego. W tabelicy 4.3 zestawiono dane o położeniu zatoru w poszczególnych dniach rejestracji obrazów, co pozwala obliczyć prędkość przyrastania zatoru. Jak można zauważyć prędkość przyrastania zatoru zwiększa się w górę rzeki, co można tłumaczyć faktem zmieniającej się geometrii koryta. W ujściowym odcinku koryto Bugu jest bardzo szerokie (przekształcone przez przekop), a powyżej km 5,0 powraca do geometrii typowej dla naturalnej rzeki. Z modelu hydrodynamicznego CCHE2D wynika, że prędkości średnie w pionie w odcinku ujściowym Bugu (km 0,0–1,0) są rzędu 0,1–0,2 m·s<sup>-1</sup>,

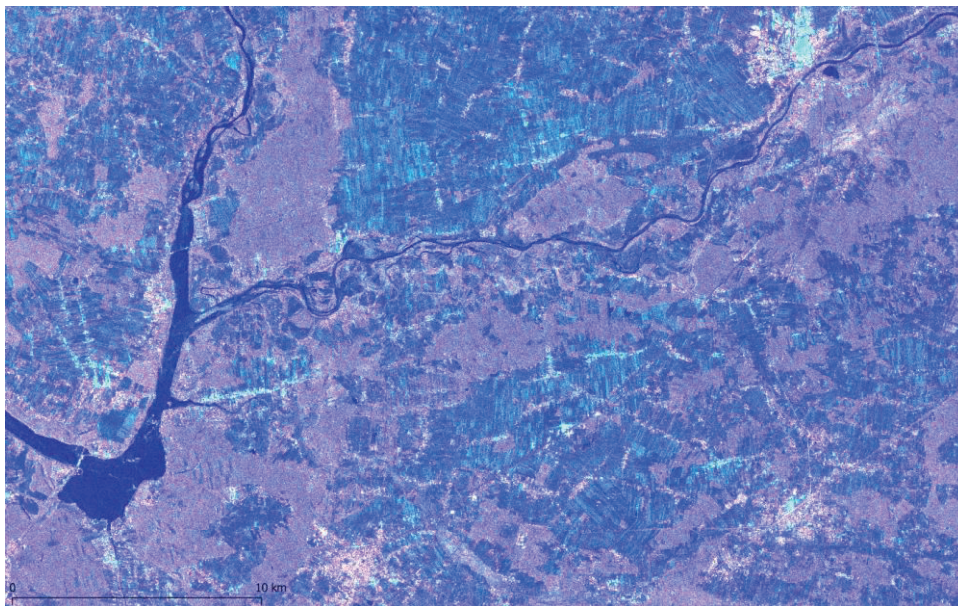
Tablica 4.3

Położenie zatoru śryżowego na Bugu w dniach 23-27 II 2018 r. i prędkość jego przyrostu

Table 4.3

Location of frazil ice jam on Bug river and velocity of growth in period 23-27 II 2018

Czas rejestracji obrazu	Położenie końca zatoru wg km Bugu [km]	Przyrost długości zatoru L [km]	Różnica czasu rejestracji obrazu t [h]	Prędkość przyrostu zatoru v [km·h <sup>-1</sup> ]	Prędkość przyrostu zatoru v [m·s <sup>-1</sup> ]
23 II 2018 16:23 24 II 2018 16:19	2,0-9,0	7	23,9	0,29	0,08
24 II 2018 16:19 26 II 2018 04:52	9,0-31,0	22	36,6	0,60	0,17
26 II 2018 04:52 27 II 2018 04:43	31,0-51,0	20	23,9	0,84	0,23



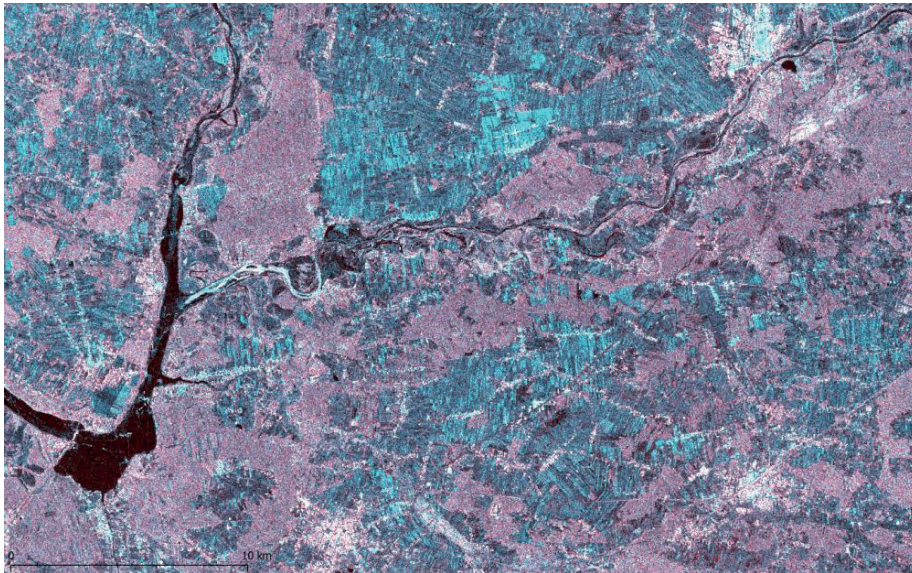
Rys. 4.30. Zator śryżowy na Bugu (km 0-2) widoczny na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 23 II 2018 r. godz. 16:23

Fig. 4.30. Frazil ice jam on Bug river (km 0-2) at SAR Sentinel-1 GRDH image on 23 II 2018 16:23

natomiast w zakolu Bugu (km 5,0–9,0) są to już prędkości typowe dla swobodnie płynącej rzeki 0,4–0,6 m·s<sup>-1</sup>.

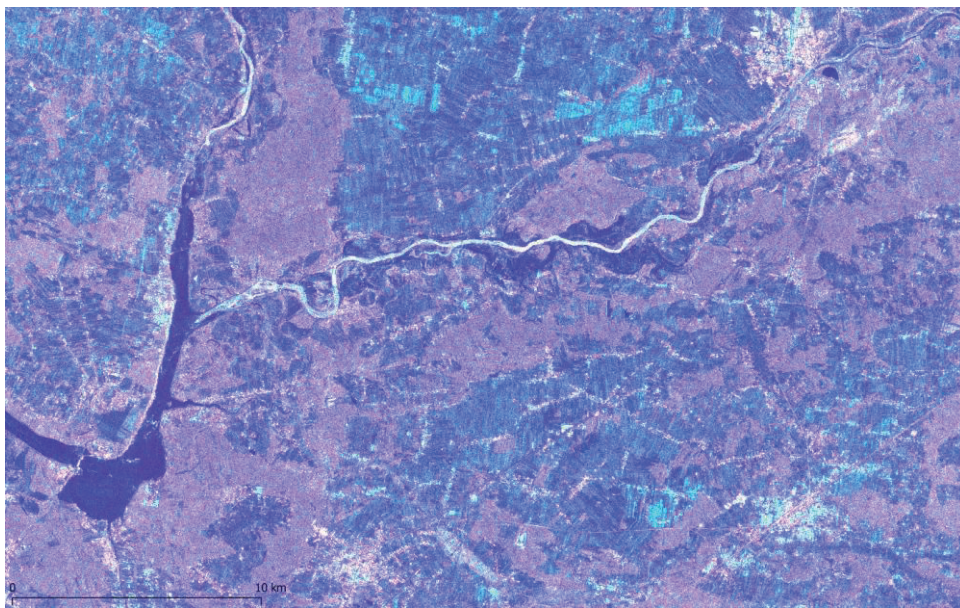
Podobne jak na Bugu tempo przyrastania pokrywy lodowej w wyniku zatrzymania spływu śryżu obserwowano na Wiśle powyżej Jeziora Włocławskiego





Rys. 4.31. Zator śryżowy na Bugu (km 0-9) widoczny na obrazie SAR Sentinel-1 z dnia 24 II 2018 r. godz. 16:19

Fig. 4.31. Frazil ice jam on Bug river (km 0-9) at SAR Sentinel-1 image on 24 II 2018 16:19

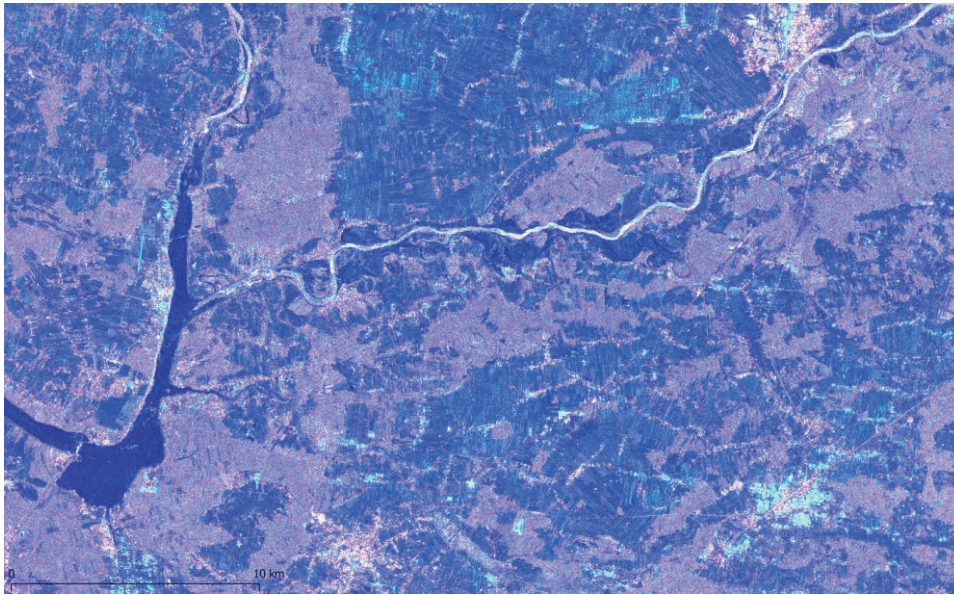


Rys. 4.32. Zator śryżowy na Bugu w km 0-31 widoczny na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 26 II 2018 r. godz. 04:52

Fig. 4.32. Frazil ice jam on Bug river (km 0-31) at SAR Sentinel-1 GRDH image on 26 II 2018 04:52

(Pawłowski, 2017). Było to  $15\text{--}20\text{ km}\cdot 24\text{h}^{-1}$  ( $0,6\text{--}0,8\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ ), w zimie 2012 r., gdy średnia temperatura powietrza spadła do  $-15^{\circ}\text{C}$ . Największe tempo przyrostu pokrywy lodowej z lodu mobilnego sięgało  $35\text{ km}\cdot 24\text{h}^{-1}$  na odcinku km od 675 do 651 i było obserwowane w zimie 2010 r. Natomiast w tym samym okresie prędkość przyrastania pokrywy lodowej przy ujściu Narwi wynosiła tylko  $5\text{ km}\cdot 24\text{h}^{-1}$ .





Rys. 4.33. Zator śryżowy na Bugu w km 0-51 widoczny na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 27 II 2018 r. godz. 04:43

Fig. 4.33. Frazil ice jam on Bug river (km 0-51) at SAR Sentinel-1 GRDH image on 27 II 2018 04:43

Rozwój zatoru śryżowego powoduje spiętrzenie wody powyżej jego krańca, co zakłóca zależność  $Q = f(H)$  przez zmianę spadku podłużnego w profilu wodowskazowym. Zobrazowanie SAR Sentinel z 24 II 2018 r. godz. 16:19 wskazuje na położenie końca zatoru w km 9,0, a więc bardzo blisko wodowskazu Popowo (km 9,5). Na rys. 4.34 pokazano przebieg spiętrzenia wody i szybki wzrost jej poziomu wywołany podpiętrzeniem o 70 cm w ciągu 24 godz. Wezbranie to nie było spowodowane wzrostem przepływu, bowiem na leżącym wyżej w km 34,5 posterunku wodowskazowym Wyszaków, nie objętym zlodzeniem, stany wody nie uległy zmianie, a nawet nieznacznie malały (rys. 4.35). Początkowe spiętrzenie wody uległo obniżeniu w ciągu następnego dnia w wyniku rozbudowy utworzonej ze śryżu pokrywy lodowej w górę rzeki.

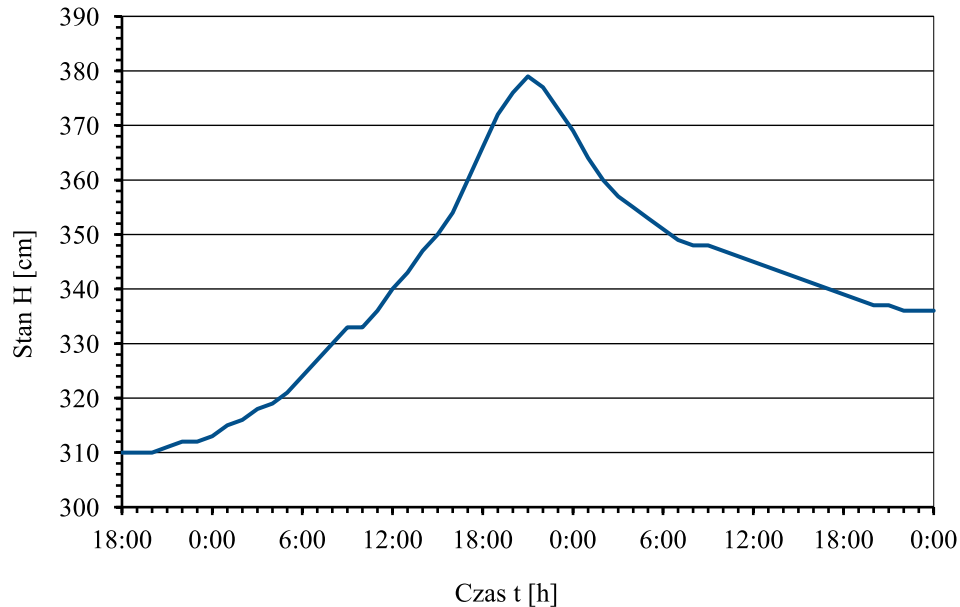
W profilu Popowo na Bugu w kolejnych dniach gdy ustabilizował się przepływ pod pokrywą lodową stany wody nie ulegały zmianie (rys. 4.36). W wyniku napływu śryżu przesuwający się w górę rzeki kraniec zatoru osiągnął km 31,0, co jest widoczne na obrazie SAR Sentinel-1 z dnia 26 II 2018 r. godz. 04:52 (rys. 4.32). W zasięgu zatoru śryżowego znalazł się posterunek wodowskazowy Wyszaków położony w km 34,5, a w przebiegu stanów wody na wodowskazie w tym dniu zanotowano gwałtowny przyrost poziomu wody o 100 cm w ciągu 12 godz. (rys. 4.37).

Przyrost stanów wody w wyniku spiętrzenia na końcu zatoru zaczyna zanikać gdy krawędź pokrywy lodowej osiągnie przekrój wodowskazowy. Stan wody zaczyna wtedy opadać w wyniku wygładzania dolnej powierzchni lodu przez płynącą wodę (Beltaos i in. 1990).

Obrazy SAR Sentinel-1 przy obecnej rozdzielczości czasowej 1–2 dni dostarczają cennych danych o przebiegu tak dynamicznych procesów jak formowanie się zatorów na rzekach i rozbudowa pokrywy lodowej z lodu mobilnego. Wykrywanie takich form zlodzenia na rzekach jest ułatwione na obrazach otrzymywanych z produktu GRDH, ponieważ spiętrzone krażki śryżowe zbite w pokrywą lodową dobrze odbijają fale radarowe, co przekłada się na największe wartości rozproszenia wstecznego rejestrowane na obrazach zwłaszcza w polaryzacji VV. Zatory śryżowe są więc

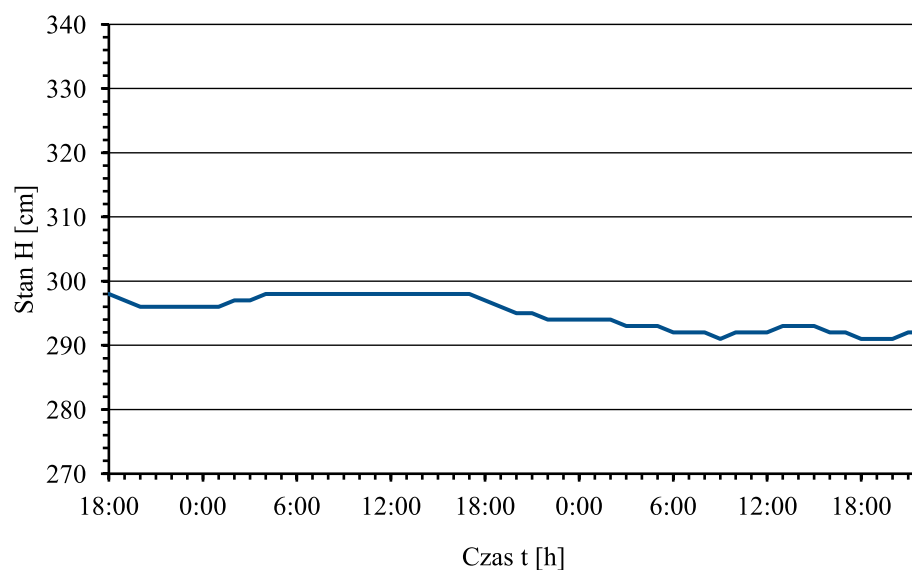
łatwe do identyfikacji na obrazach uzyskanych jako kompozycja barwna, odwzorowują się bowiem jako biała wstęga.

Bardzo ważnym okresem w przebiegu zlodzenia jest zanik pokrywy lodowej, co dotyczy szczególnie sztucznych zbiorników wodnych, przy stopniach wodnych. Pokrywa lodowa uformowana w jeziornej części zbiornika nie ulega szybkiemu topnieniu, a jeśli w końcu ulegnie dezintegracji to kra musi przepłynąć przez jazy stopnia wodnego.



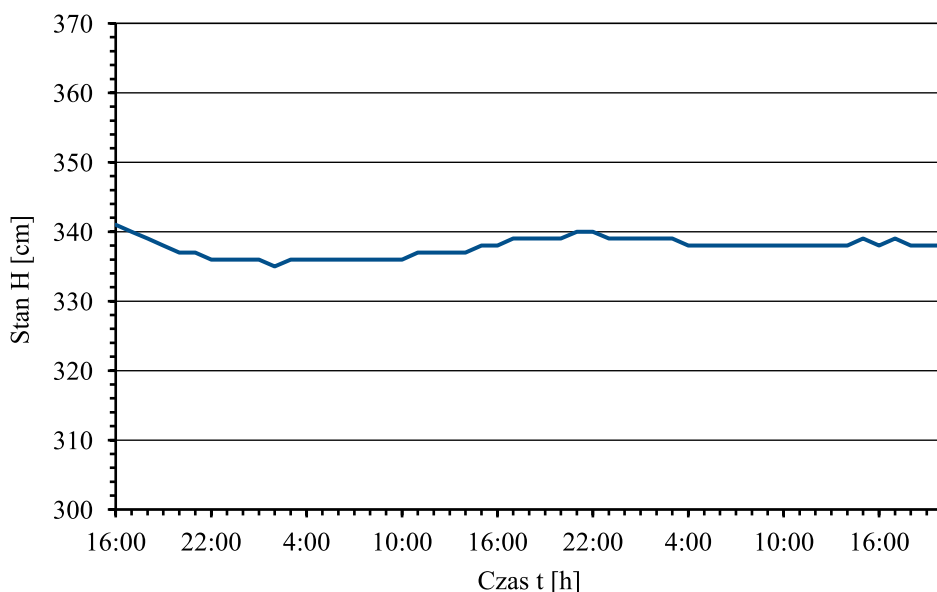
Rys. 4.34. Wzrost stanów wody w posterunku Popowo na Bugu (km 9,5) w dniu 24 II 2018 r. spowodowany zatorem śryżowym, którego kraniec zatrzymał się w czasie kulminacji na km 9 biegu rzeki

Fig. 4.34. Popowo gauge on Bug river (km 9,5) increase of water stage on 24 II 2018 cused by the fragile ice jam extending to km 9 of the river course

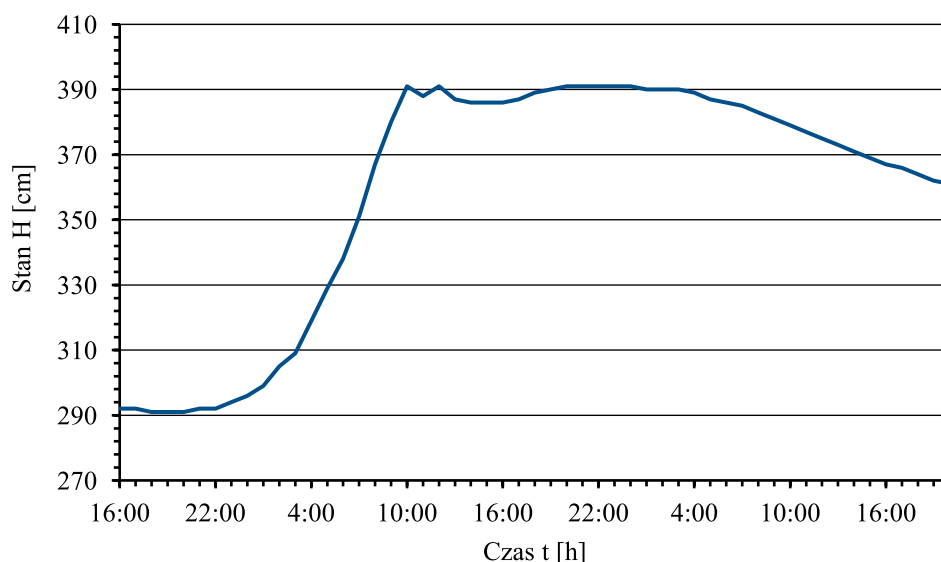


Rys. 4.35. Przebieg stanów wody na wodowskazię Wyszków (km 34,5) na Bugu w warunkach braku zlodzenia i równoczesnym spiętrzeniu wody przez zator śryżowy w km 9 w dniu 24 II 2018 r.

Fig. 4.35. Wyszków gauge on Bug river (km 34,5) water stages on 24 II 2018 at the free water flow



Rys. 4.36. Przebieg stanów wody w posterunku Popowo na Bugu (km 9,5) w dniach 26-27 II 2018 r.  
 Fig. 4.36. Water stages at Popowo gauge on Burg River (km 9,5) measured in the period 26-27 II 2018



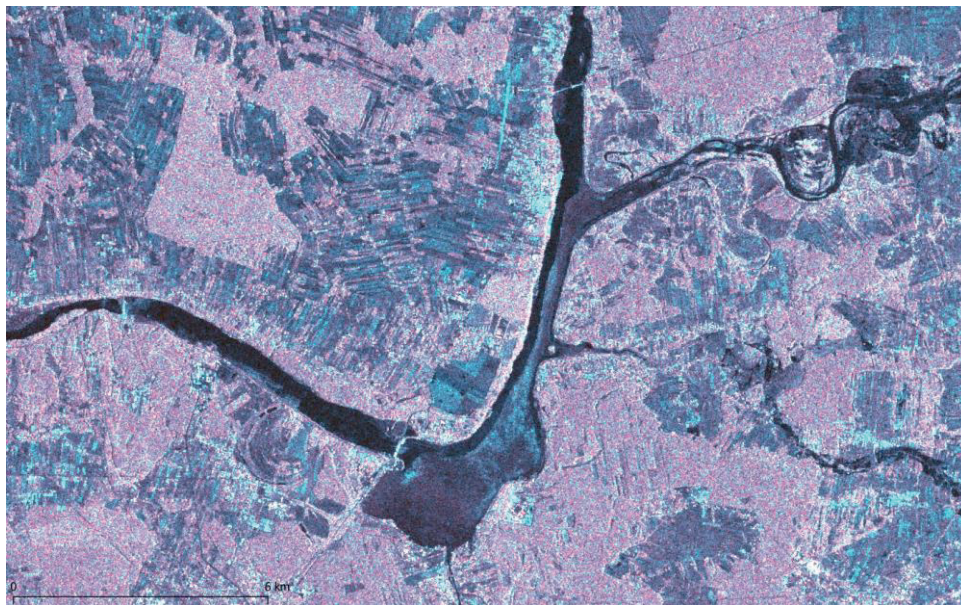
Rys. 4.37. Przebieg stanów wody na posterunku wodowskazowym Wyszków na Bugu (km 34,5) w dniach 26-27 II 2018 r. w warunkach spiętrzenia wody przez zator śryżowy w km 31,0  
 Fig. 4.37. Water stages at Wyszków gauge on Burg River (km 34,5) measured in the period 26-27 II 2018 during influence of frazile ice at km 31,0

W przypadku Jeziora Zegrzyńskiego topnienie pokrywy lodowej w jeziornej części zbiornika zachodzi najpierw w dawnym nurcie Narwi (rys. 4.38), następnie znika pokrywa lodowa na mniejszym plosu, a w ostatniej kolejności topi się lód zalegający w dużym plosu. Powodem wcześniejszego topnienia lodu w dawnym korycie Narwi jest wyższa temperatura wody płynącej z góry rzeki, ogrzanej przez zrzut wód chłodniczych w elektrowni Ostrołęka.

Gdy topnieje lód w jeziornej część zbiornika, ulega on odspojeniu od brzegów, dzięki czemu może swobodnie przemieszczać się po akwenu. Dobrym przykładem takiego przebiegu zdarzeń jest zanik stałej pokrywy lodowej w głównym plosu zbiornika w dniu 31 I 2018 r. Na Jeziorze Zegrzyńskim wystąpił wówczas wiatr o sile

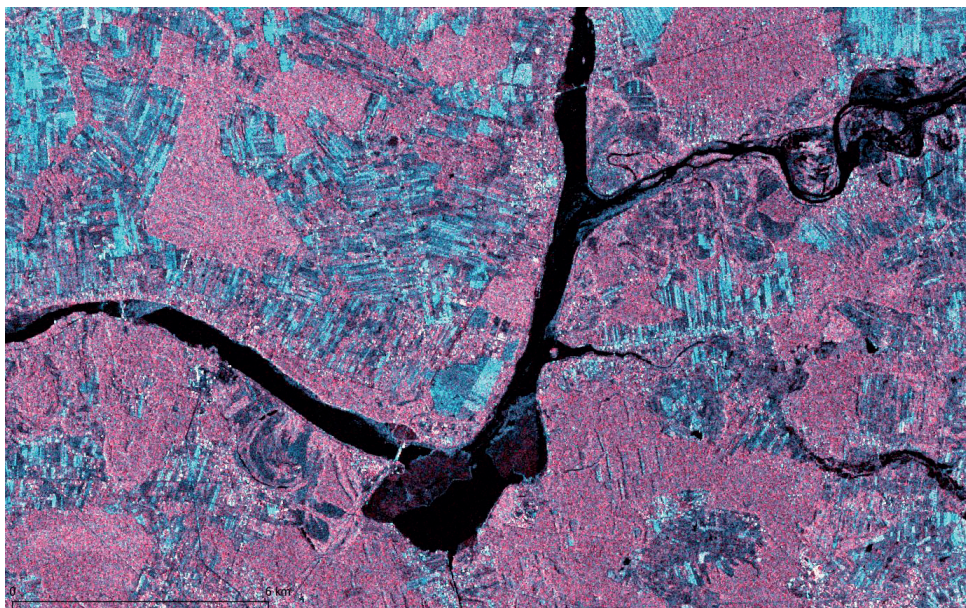


$5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  z kierunku S, tafla lodu z dużego płosko pękła na dwie części i została zdryfowana w stronę dawnego koryta Narwi. Warto zwrócić uwagę, że na obrazie SAR Sentinel-1 lód w fazie rozpadu pokrywy lodowej jest dobrze odróżnialny od powierzchni wody. W fazie topnienia ze względu na zmianę struktury lodu jeziornego i pojawienia się w nim pęcherzyków powietrza, zwiększa się zdolności do odbicia rozproszonego fali radarowej. To umożliwia odróżnienie powierzchni topniejącej tafli lodu od powierzchni odkrytej wody (rys. 4.38), co było bardzo utrudnione w początkowej fazie zlodzenia.



Rys. 4.38. Zanik lodu na Jeziorze Zegrzyńskim widoczny na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 26 II 2017 r., dawne koryto Narwi jest wolne od lodu

Fig. 4.38. Ice break-up on Zegrze Reservoir at SAR Sentinel-1 GRDH image on 26 II 2017, Narew old channel is free from ice



Rys. 4.39. Zanik lodu na Jeziorze Zegrzyńskim widoczny na obrazie SAR Sentinel-1 GRDH z dnia 31 I 2018 r.

Fig. 4.39. Ice break-up on Zegrze Reservoir at SAR Sentinel-1 GRDH image on 31 I 2018



## 5. PODSUMOWANIE

Celem pracy jest prezentacja nowych możliwości obserwacji zjawisk lodowych na dużych rzekach nizinnych za pomocą radarowych obrazowań satelitarnych. Jako obiekt badań wybrano Jezioro Zegrzyńskie, sztuczny zbiornik położony przy stopniu wodnym Dębe na dolnej Narwi, do którego uchodzi Bug.

W celu ułatwienia interpretacji danych satelitarnych wskazane jest dobre zrozumienie funkcjonowania badanego obiektu, co jest szczególnie ważne w przypadku rzek i zbiorników sztucznych, które charakteryzują się dużą zmiennością przepływu, transportu osadów, przebiegu zjawisk lodowych. W tym celu omówiono wyniki badań Jeziora Zegrzyńskiego w zakresie jego batymetrii, hydrologii, ustroju termicznego i lodowego. Wyniki badań z zastosowaniem modelowania hydrodynamicznego ułatwiają zrozumienie sposobu funkcjonowania zbiornika i przebiegu zjawisk lodowych rejestrowanych za pomocą metod teledetekcyjnych.

Jako metodę badań teledetekcyjnych zastosowano interpretację wizualną przetworzonych cyfrowo obrazów satelitarnych misji Sentinel-1. Wykorzystano dwa produkty z pierwszego poziomu przetworzenia, a mianowicie SLC i GRDH rejestrowane w trybie IW. Do przetworzeń obrazów radarowych stosowano oprogramowanie SNAP, a do ich wizualizacji program QGIS.

Interpretacja wizualna zobrażeń pokrywy lodowej na zbiorniku i korycie rzeczonym w początkowej fazie tworzenia napotyka na trudność w odróżnieniu rzeki wolnej od lodu i (FW) klasy lodu brzegowego (SI). Powodem tego ograniczenia jest bardzo niska wartość rozproszenia wstecznego rejestrowanego na obrazach w warunkach zwierciadlanego odbicia wiązki radarowej, jak i podobne właściwości fizyczne obu powierzchni. W związku z tym zarejestrowane na zobrażowaniu piksele charakteryzują się bardzo niską jasnością, dotyczy to zarówno produktów GRDH jak i SLC, a także obydwu kanałów polaryzacji.

Problemem okazało się również zinterpretowanie zasięgu stałej pokrywy pokrywy lodowej z lodu jeziornego, bowiem ze względu na niskie wartości rozproszenia wstecznego, możliwe jest jej błędne przyporządkowanie do innej klasy np FW lub SI. Dodatkowo w procesie interpretacji należałoby bardziej szczegółowo podzielić klasę pokrywy lodowej (np. lód zbudowany z luźnych i gładkich form lodu mobilnego oraz lód zbudowany ze stłoczonych i zagęszczonych form), ze względu na odmienny charakter gromadzenia się ruchomych form lodowych, co w efekcie daje większą chropowatość powierzchni. Taką różnicę zaobserwowano na analizowanych zobrażowaniach Sentinel-1 zarejestrowanych w dniach 16, 18 i 19 I 2018 r., gdzie na samym Jeziorze Zegrzyńskim występowała gładka forma pokrywy lodowej (możliwa do interpretacji wizualnej z uwagi na obecność charakterystycznych spękań), a w ujściu Bugu uformowała się pokrywa z lodu mobilnego, tworzącego w niektórych miejscach zatory. Potwierdzono również, że najłatwiejsza do rozpoznania jest spiętrzona pokrywa lodowa, utworzona ze stłoczonych krążków śryżowych.

W przypadku zobrażeń Sentinel-1 większą przydatnością okazały się produkty GRDH. Ich zaletą jest łatwość przetwarzania i mniejsze objętości plików danych (pojedyncza scena to ok 1 GB). Używając kompozycji RGB można w krótkim czasie przeanalizować ogólną sytuację lodową na dużym odcinku rzeki lub zbiornika. Wykazano przydatność danych satelitarnych SAR Sentinel-1 do operacyjnego wykorzystania np. przy sporządzaniu raportów zjawisk lodowych dla potrzeb RZGW.

Nieco gorszą przydatnością okazały się produkty SLC, które mimo większej rozdzielczości przestrzennej i zawartej informacji, w procesie wstępnego przetwarzania

traciły swoją czytelność. Powodem pogorszenia się jakości obrazu była obecność szumu cętkowatego oraz spadek czytelności po zastosowaniu filtrów cyfrowych.

Analiza właściwości statystycznych wartości rozproszenia wstecznego wykazała, że dla klasy rzeki wolnej od lodu (FW), lodu brzegowego (SI), a także dla ciągłej pokrywy lodowej (IC), statystyki prób były do siebie zbliżone. Pozostałe klasy charakteryzowały się większym zróżnicowaniem. Najbardziej odróżniającymi się wartościami rozproszenia wstecznego wykazała się klasa spiętrzanej pokrywy lodowej, zbudowanej ze stłoczonej formy lodu mobilnego – śryżu (CI). Największą jednorodnością danych charakteryzuje się klasa rzeki wolnej (FW) i lodu brzegowego (SI). Jeśli chodzi o największe zróżnicowanie wartości rozproszenia wstecznego, zaobserwowano je na zobrażowaniach GRDH, gdzie w przypadku danych o polaryzacji VH i VV, kanał VV zarejestrował znacznie wyższe wartości w każdej klasy. Produkty SLC niestety nie wykazały znacznego zróżnicowania wartości rozproszenia wstecznego, co przekłada się na mniejszą przydatność tego źródła danych do prowadzonych w trybie operacyjnym analiz typów pokrywy lodowej.

Jak wykazano na przykładzie Jeziora Zegrzyńskiego obrazowania z danych satelitarnych SAR Sentinel-1 mogą dostarczyć danych do wstępnej analizy sytuacji lodowej. Jednym z największych atutów tego typu danych jest możliwość pozyskania ich bezpłatnie w ramach programu Copernicus. Zaletą tego źródła danych jest też ich częstotliwość pozyskiwania co 1–2 dni, co pozwala na dosyć regularną obserwację zjawisk lodowych, ich rozwoju i procesu zanikania. Produkty GRDH dostępne są do pobrania z serwerów programu Copernicus już kilka godzin po zarejestrowaniu danego obszaru przez satelitę Sentinel-1.

Kolejnym atutem satelitarnych obrazów radarowych Sentinel-1 jest możliwość uzyskania obrazu niezależnie od warunków oświetleniowych czy zachmurzenia. W przypadku zobrażeń radarowych, warto jest w procesie interpretacji wizualnej porównywać je z obrazami wielospektralnymi (np. Sentinel-2, Landsat), które dostarczają dodatkowych informacji przydatnych zwłaszcza w rozróżnieniu inicjalnej pokrywy lodowej od wody, a także gładkiego lodu jeziornego od lodu ze spiętrzonego lodu mobilnego.

Satelitarne obrazy radarowe mogą wspomagać systemy monitoringu zjawisk lodowych i prognozowania wystąpienia ryzyka powodzi zatorowych. Możliwość śledzenia położenia krańca zatoru śryżowego na obrazach Sentinel-1 jest przydatna w kontekście oceny warunków hydraulicznych w korycie rzeki w pobliżu posterunków wodowskazowych. Na przykładzie przyrostu pokrywy lodowej na Bugu w dniach 24–26 II 2018 r. pokazano jaki wpływ na przebieg stanów wody w posterunkach wodowskazowych Popowo i Wyszków ma lokalne spiętrzenie przepływu w rejonie krańca zatoru śryżowego.

W czasie rozpadu pokrywy lodowej na Jeziorze Zegrzyńskim obrazy satelitarne SAR Sentinel-1 dostarczają bardzo cennych informacji o strefach wolnych od lodu i pokrytych lodem jeziornym. W fazie zaniku zjawisk lodowych rozróżnialność lodu jeziornego od wody jest znacznie lepsza niż w okresie tworzenia się pokrywy. Lód jeziorny w fazie rozpadu ma w swojej strukturze dużo pęcherzyków powietrza, które zwiększają zdolność lodu do odbicia objętościowego fali radarowej.

Projekcje zmian klimatu w wyniku ocieplenia wskazują, że czas trwania zjawisk lodowych na rzekach i jeziorach będzie ulegać dalszemu skróceniu. Ciepłsze zimy oznaczają zatem możliwość nakładania się na siebie kolejnych faz zlodzenia, które mogą być przedzielone okresami bez pokrywy lodowej. W warunkach ustroju lodowego Bugu i Narwi charakterystyczna jest duża produkcja śryżu, który może tworzyć lokalne zatory (przykład z Pułtuska w dniu 19 I 2018 r.). Program

Sentinel-1 będzie w przyszłości uzupełniony o trzeciego satelitę, dzięki czemu codziennie dostępne będą obrazy SAR.

W 2019 r. firma Astri Polska opracowała podobny system do monitoringu lodu na rzekach w Polsce w ramach projektu EO4EP (Earth Observations for Eastern Partnership) realizowanego na zlecenie Europejskiej Agencji Kosmicznej i Banku Światowego. Obecnie trwają prace nad opracowaniem systemu monitorowania pokrywy lodowej na wodach śródlądowych Europy z wykorzystaniem danych z programu „Copernicus” pozyskane przez satelitę optycznego Sentinel-2. Monitoringiem objęte zostaną wody śródlądowe znajdujące się w bazie Europejskiej Agencji Środowiska „EU-Hydro”, tj. rzeki i kanały o szerokości powyżej 50 metrów i zbiorniki wodne o szerokości powyżej 100 metrów, lub powierzchni powyżej 1 hektara. Usługa będzie darmowa i ogólnodostępna wspomagając administrację wodną przez udostępnianie informacji o stanie wód dla dużego obszaru w krótkim czasie po wykonaniu zdjęcia (<https://astripolska.pl/>).

Nowym źródłem danych jest także repozytorium obrazów Sentinel 1 i 2 uruchomione w końcu 2020 r. w ramach programu Sat4Envi realizowanego przez Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej we współpracy z programem Copernicus. Ośrodek zbierania danych satelitarnych jest zlokalizowany w Krakowie, ma także własne centrum odbioru danych z satelity Sentinel-1. Dostęp do danych jest możliwy przez internet pod adresem <https://dane.sat4envi.imgw.pl/>

Autorzy mają nadzieję, że przedstawione w pracy proste metody przetwarzania satelitarnych obrazów radarowych i ich interpretacji znajdą zastosowanie w praktyce i stanowią będą inspiracją dla następnych prac z zastosowaniem polarymetrii, czasowej analizy zmienności rozproszenia wstecznego i klasyfikacji. Powstanie tego opracowania było możliwe dzięki udostępnieniu wielu danych zbieranych w trybie operacyjnym przez RZGW Warszawa, za co autorzy bardzo dziękują.

---

**Adres do korespondencji – Corresponding autor:**

dr hab. Artur Magnuszewski, prof. ucz., Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: [asmagnus@uw.edu.pl](mailto:asmagnus@uw.edu.pl)

Karolina Olszanka, Uniwersytet Warszawski, ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa, e-mail: [k.olszanka@student.uw.edu.pl](mailto:k.olszanka@student.uw.edu.pl)

## BIBLIOGRAFIA

- Ashton G.D. (red.), 1986, River and lake ice engineering: Littleton, Colorado, Water Resources Publications.
- Atwood D.K., Gunn G. E., Roussi C., Wu J., Duguay C., Sarabandi K., 2015, Microwave Backscatter from Arctic Lake Ice and Polarimetric Implications. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 53, 5972–5982.
- Bączyk A., Suchożebrski J., 2016, Zmienność przebiegu zjawisk lodowych na Bugu w latach 1903–2012. *Inżynieria Ekologiczna*, 49, 136–142.
- Beltaos S., Gerard R., Petryk S., Prowse T.D., 1990, Workong group on river ice jams. Field studies and research needs. National Hydrology Research Institute, Saskatchewan.
- Beltaos S., 1997, Onset of river ice breakup: *Cold Regions Science and Technology*, 25, 3, 183–196.
- Beltaos S., 2000, Advances in river ice hydrology. *Hydrological Processes*, 14, 1413–1625.
- Beltaos S. (red.), 2013, River ice formation. Committee on River Ice Processes and the Environment, Canadian Geophysical Union Hydrology Section, Edmonton, Alberta, Canada
- Beltaos S., Prowse T., 2009, River – ice hydrology in a shrinking cryosphere. *Hydrological Processes* 23/1, 22–144.
- Brański J., 2003, Transport rumowiska. [w:] Dojlido J., Gromiec M. (red.) *Rzeka Bug – zasoby wodne i przyrodnicze*, IMGW, Wyższa Szkoła Ekologii i Zarządzania, Warszawa, 72–80.
- Brański J., Banasik K., 1996, Sediment yields and denudation rates in Poland [w:] *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives (Proceedings of the Exeter Symposium, July 1996)*. IAHS Publ. no. 236, 133–138.
- Dojlido J., Gromiec M., 2003, *Rzeka Bug – zasoby wodne i przyrodnicze*, IMGW, Wyższa Szkoła Ekologii i Zarządzania, Warszawa.
- Duguay C. R., Pultz T. J., Lafleur P. M., Draai D., 2002, RADARSAT Backscatter Characteristics of Ice Growing on Shallow Sub-Arctic Lakes, Churchill, Manitoba, Canada. *Hydrol. Process.* 16, 1631–1644.
- European Environment Agency (EEA), 2012, Climate change, impacts and vulnerability in Europe 2012. Copenhagen.
- ESA, 2012, Sentinel-1: ESA's Radar Observatory Mission for GMES Operational Services (ESA SP-1322/1, March 2012)
- Flipponi F., 2019, Sentinel-1 GRD Preprocessing Workflow” [w:] 3rd International Electronic Conference on Remote Sensing (ECRS 2019), 22 May–5 June 2019; Sciforum Electronic Conference Series, Vol. 3.
- Gauthier Y., El Battay A., Bernier M., Ouarda T.B.M.J., 2003, An approach using contextual analysis to monitor river ice from RADARSAT. 60 th Eastern Snow Conference, Canada, 151–158.
- Gauthier Y., Weber F., Savary S., Jasek M., Paquet L.M., Bernier M., 2006, A combined classification scheme to characterise river ice from SAR data. *EARSeL Proceedings* 5, 1, 77–88.
- Gauthier, Y., Paquet, L.-M., Gonzalez, A., and Bernier, M., 2008, Using radar and GIS to support ice related flood forecasting *Geomatica* 62, 273–285.
- Gauthier Y., Tremblay M., Bernier M., Furgal C., 2010, Adaptation of a radar-based river ice mapping technology to the Nunavik context, *Canadian Journal of Remote Sensing* 36(1), 168–185.
- Geldsetzer T., van der Sanden J., Brisco B., 2010, Monitoring Lake Ice During Spring Melt using RADARSAT-2 SAR. *Can. J. Remote Sens.* 36, 391–400.
- Gołek J., 1964, Złodzenie rzek polskich. *Prace PIHM z. 64*, Warszawa
- Gołek J., 1994, Zjawiska lodowe. [w:] *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej*. IGiPZ PAN, PPWK, Warszawa.
- Gorzowska A., 2011, Procesy sedymentacji w Jeziorze Zegrzyńskim, Zakład Hydrologii WGSU UW, maszynopis.
- Grześ M., 1991, Zatory i powódzie zatorowe na dolnej Wiśle: mechanizmy i warunki. *Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania*, Warszawa.
- Gunn G. E., Duguay C. R., Atwood D. K., King, J., Toose P., 2018, Observing Scattering Mechanisms of Bubbled Freshwater Lake Ice Using Polarimetric RADARSAT-2 (C-Band) and UW-Scat (X- and Ku-Bands). *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 56, 2887–2903.
- Jachna K., 2015, Zmiany form korytowych i koryta w ujściowym odcinku Bugu. Zakład Hydrologii WGSU UW, maszynopis.
- Jeffries M.O., Morris K., Duguay C.R., 2012, Floating ice: lake ice and river ice [w:] Williams R.S., Ferrignion J.G. (red.) *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World – State of the Earth's Cryosphere at the Beginning of the 21st Century: Glaciers, Global Snow Cover, Floating Ice, and Permafrost and Periglacial Environments* Edition: Professional Paper 1386-A Chapter: A-4-II. U.S. Geological Survey.



- Jasek M., Weber F., Hurley J., 2003, Ice thickness and roughness analysis on the Peace River using RADARSAT-1 SAR imagery. [w:] 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Canadian Geophysical Union Hydrology Section (CGU HS) Committee on River Ice Processes and the Environment, 19–20.
- de Jong S. M., van der Meer F. D., 2004, Remote Sensing Image Analysis Including the Spatial Domain, Wydawnictwo Springer, str 1–16.
- Kolerski T., 2016, Modelowanie matematyczne zjawisk lodowych na wodach śródlądowych. Wydawnictwo Politechniki Gdańskiej, Gdańsk.
- Kornijów R., Karpowicz M., Ejsmont-Karabin J., Nawrocka L., de Eyto E., Grzonkowski K., Magnuszewski A., Jakubowska A., Wodzinowski T., Woźniczka A., 2020, Patchy distribution of phyto- and zooplankton in large and shallow lagoon under ice cover and resulting trophic interactions. *Marine and Freshwater Research*, 71(10) 1327–1341. <https://doi.org/10.1071/MF19259>
- Kosicki A., Sakowicz M., 2004, Stopień Wodny Dębe, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Warszawie, Zakład Energetyczny Warszawa – Teren S.A.
- Łoś H.M., 2017, Badanie wpływu polaryzacji i częstotliwości danych satelitarnych SAR na dokładność określania zasięgu i struktury zjawisk lodowych na rzekach. Politechnika Warszawska, Wydział Geodezji i Kartografii. Warszawa.
- Magnuson J. J., Robertson D. M., Benson B. J., Wynne R. H., Livingstone D. M., Arai T., Assel R. A., Barry R. G., Card V., Kuusisto E., Granin N. G., Prowse T. D., Stewart K. M., Vuglinski V. S., 2000, Historical Trends in Lake and River Ice Cover in the Northern Hemisphere. *Science*, 289, 1743–1746.
- Magnuszewski A., 2014, Procesy korytowe w Jeziorze Zegrzyńskim. *Monografie Komitetu Gospodarki Wodnej PAN*, z. XX, 299–306.
- Magnuszewski A., 2018, Application of satellite Sentinel-1 radar images for description of ice phenomena on Dębe reservoir. *Acta Sci. Pol., Formatio Circumiectionis*, 17 (4), 121–130.
- Magnuszewski A., Sabat A., Jarocińska A., Sławik Ł., 2018, Application of the AISA hyperspectral image for verification of sediment transport results obtained from CCHE2D hydrodynamic model – Zegrze Reservoir case study, Poland. [w:] Kalinowska M., Mrokowska M., Rowiński P. (Eds.) *Free Surface Flows and Transport Processes 36th International School of Hydraulics* Springer International Publishing, New York, 103–112.
- Majewski W., 1987, Wpływ pokrywy lodowej na charakterystykę hydrauliczną zbiorników przepływowych na rzekach nizinnych na przykładzie Zbiornika Włocławek, Instytut Budownictwa Wodnego PAN w Gdańsku.
- Majewski W., 2009, Przepływ w kanałach otwartych z uwzględnieniem zjawisk lodowych. IMGW, Warszawa.
- Michalec Z., Sobolewski W., 2002, Charakterystyka hydrologiczna dorzecza Bugu [w:] *Annales Universitatis Mariae Curie- Skłodowska, Sectio B*, 62, 7.
- Michel B., Ramseier R., 1971, Classification of river and lake ice. *Canadian Geotechnical Journal*, 8, 1, 36–45.
- Mierkiewicz M., Sasim M., 2003, Warunki formowania się odpływu – powódzie i susze. [w:] J. Dojlido i in. (red.) *Rzeka Bug zasoby wodne i przyrodnicze*. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wyższa Szkoła Ekologii i Zarządzania, Warszawa, 56–71.
- Murfitt J., Duguay C.R., 2020, Monitoring ice phenology of the world’s largest high arctic lake using high-density time series analysis of Sentinel-1 data. *Remote Sens.*, 2020, 12, 382.
- Nawalany M., 1999, Opracowanie komputerowego modelu ekosystemu wodnego Zbiornika Zegrzyńskiego, Instytut Systemów Inżynierii Środowiska PW, Warszawa, maszynopis.
- Nghiem S.V., Leshkevich G.A., 2007, Satellite SAR Remote Sensing of Great Lakes Ice Cover, Part 1. *Ice Backscatter Signatures at C Band*. *Journal of Great Lakes Research*, 33(4), 722–735.
- Niedbała J., Ceran M., Dominikowski M., 2012, Określenie warunków przejścia wielkich wód w rzekach regionu wodnego Wisły środkowej z uwzględnieniem wielkości przepływów charakterystycznych w profilu Zawichost. IMGW, Warszawa, maszynopis.
- Paślowski Z., 1970, Wpływ zjawisk lodowych na przepływ rzeczny. *Prace PIHM* 99.
- Pawłowski B., 2015, Determinants of change in the duration of ice phenomena on the Vistula River in Toruń. *J. Hydrol. Hydromech.*, 63, 2, 145–153.
- Pawłowski B., 2017, Przebieg zjawisk lodowych dolnej Wisły w latach 1960–2014. Wydawnictwa Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika. Toruń
- Pawłowski B., Gorączko M., Szczerbińska A., 2017, Zjawiska lodowe na rzekach Polski. [w:] Jokić P., Marszelewski W., Pociask-Karteczka J. (red.) *Hydrologia Polski*, PWN, Warszawa.
- Prowse T.D., Beltaos S., 2002, Climatic control of river-ice hydrology: a review. *Hydrological Processes*. 16, 805–822.

- Sabat-Tomala A., Jarocińska A.M., Zagajewski B., Magnuszewski A.S., Sławik, Ł. M. Ochtyra A., Raczko E. & Lechnio J.R., 2018, Application of HySpex hyperspectral images for verification of a twodimensional hydrodynamic model, *European Journal of Remote Sensing*, 51:1, 637–649, DOI: 10.1080/22797254.2018.1470905
- Skibiński J., 1976, Próba ilościowej oceny intensywności transportu rumowiska wleczonego w rzekach środkowej Polski. *Zeszyty Naukowe SGGW AR 74*.
- Tamoń U., 2012, Stopień Wodny Dębe – zbiornik wielofunkcyjny. *Technologia Wody*, 1, 48–52.
- Tsang G., 1982, Frazil and anchor ice. National Water Research Institute, Canada.
- Weber F., Nixon D., Hurley J., 2003, Semi-automated classification of river ice types on the Peace River using RADARSAT-1 synthetic aperture radar (SAR) imagery. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 30, 1, 11–27.
- Wojnowski J., 2001, *Wielka encyklopedia PWN*. Wydawnictwo naukowe PWN.
- Ziółkowski D., Woźniak E., 2009, Metoda redukcji plamkowania na obrazach radarowych za pomocą dwustopniowego filtru warunkowego. *Archiwum Fotogrametrii, Kartografii i Teledetekcji*, Vol. 20, 469–476.

## Streszczenie

Praca przedstawia możliwości wykorzystania satelitarnych obrazów radarowych Sentinel-1 do rozpoznawania zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim. Jezioro Zegrzyńskie jest sztucznym zbiornikiem, który powstał w wyniku przegrodzenia stopniem wodnym Narwi. Jest to zbiornik wykorzystywany dla celów energetyki wodnej, a także zaopatrzenia w wodę Warszawy. Najwyższy poziom piętrzenia Narwi przez stopień Dębe wynosi 7,10 m, przeciętnie piętrzenie to około 6,8 m. Cofka Jeziora Zegrzyńskiego sięga na Narwi w rejon Pułtuska – km 63,3, a na Bugu do miejscowości Popowo – km 17,0. Jezioro ma objętość 89,9 hm<sup>3</sup>, powierzchnię 33 km<sup>2</sup>, długość około 40 km, przy średniej głębokości 2,86 m oraz długość brzegów 219 km. Dorzecze zamknięte stopniem w Dębe ma powierzchnię 69,7 tys. km<sup>2</sup>. Średni wieloletni przepływ z 1951–2010 wynosi w profilu Narew/Zambski Kościelne 139 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> oraz Bug/Wyszaków 162 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Czas wymiany wody w zbiorniku jest krótki i wynosi 3–4 dni. Na podstawie danych z lat 1961–1990 ustalono że wielkość transportu rumowiska unoszonego w profilu Wyszaków na Bugu zawiera się w granicach 153.000–24.500 Mg·rok<sup>-1</sup>, a dla Narwi w profilu Ostrołęka wielkość transportu zawiesiny jest znacznie mniejsza wynosi bowiem 31.300 Mg·rok<sup>-1</sup>. Wskaźnik denudacji obliczony na podstawie danych w lat 1951–1990 w przypadku Narwi profil Ostrołęka wynosi on 1,4 Mg·rok<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>, dla Bugu w profilu Wyszaków sięga on 3,2 Mg·rok<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>.

Przedstawiono warunki hydrauliczne w Jeziorze Zegrzyńskim, których rozpoznanie było możliwe dzięki zastosowaniu modelu dwuwymiarowego CCHE2D. Wynik modelowania hydrodynamicznego pokazuje także, że Bug wprowadza ładunek zawiesiny, która wpływa do dużego plosa i dopiero tam ulega sedymentacji oraz rozcieńczeniu. Woda z Narwi i Bugu w miejscu połączenia rzek nie ulega mieszanemu, obydwa strumienie płyną równolegle, dopiero w dużym plosie występują warunki do mieszania się wód w wyniku oddziaływania wiatru i falowania. Taki układ linii prądu w ujściu Bugu do Narwi i w czaszy zbiornika potwierdziły obrazy hiperspektralne wykonane za pomocą lotniczych skanerów AISA i HySpex. Układ równoległych strumieni wody z Narwi i Bugu, które nie mieszają się ze sobą przed plosiem małym i dużym, jest często obserwowany na obrazach multispektralnych misji Sentinel-2, na przykład obraz z dnia 31 VIII 2017 r. Na procesy transportu osadów i mieszania się wód Narwi i Bugu oddziałuje także pole wiatru, które deformuje linie prądu zwłaszcza w części jeziornej zbiornika. Za pomocą dwuwymiarowego modelu hydrodynamicznego CCHE2D wykonano symulacje oddziaływania wiatru na linie prądu w warunkach przepływu średniego. Przyjęto cztery główne kierunki wiatru N, S, W, E i prędkość wiatru 1 m·s<sup>-1</sup>. W warunkach oddziaływania wiatru z kierunków S, W, E w dużym i małym plosie tworzy się zamknięty układ cyrkulacji. Jest to zjawisko istotne w przypadku transportu osadów, a także napływu lodu w formie śryżu oraz zaniku pokrywy lodowej i spływu kry. Zachowany zostaje jednak główny strumień przepływu w dawnym korycie Narwi. W przypadku wiatru z kierunku N główny strumień przepływu zostaje przesunięty w stronę południowego brzegu zbiornika, nawiązując do ukształtowania brzegów w plosie małym i dużym. Omówiono definicje i przebieg formowania się zjawisk lodowych na rzekach i na jeziorach w warunkach Polski. Wykorzystano obserwacje terenowe do opisu poszczególnych form zlodzenia. Nowym rodzajem danych teledetekcyjnych są satelitarne obrazy SAR rejestrowane z pokładu satelity Sentinel-1. Dla celów obrazowania zjawisk lodowych na Jeziorze Zegrzyńskim wykorzystano produkty GRDH i SLC i ich przekształcenia do poziomu kompozycji barwnej. Na zobrazowaniach SAR Sentinel-1 z zimy 2018 r. dokonano wydzielenia następujących

klas zjawisk lodowych: rzeka wolna od lodu, lód brzegowy, śryż, pokrywa lodowa, spiętrzona pokrywa lodowa ze śryżu. Porównano wartości odbicia wstecznego dla tych klas w produktach GRDH i SLC. Na przykładzie zlodzenia Bugu przedstawiono możliwość wykorzystania obrazów z produktu GRDH do tworzenia raportów lodowych i wykrywania oddziaływania zatoru na stany wody. W przypadku zobrazowań Sentinel-1 większą przydatnością okazały się produkty GRDH. Ich zaletą jest łatwość przetwarzania i mniejsze objętości plików danych. Używając kompozycji RGB można w krótkim czasie przeanalizować ogólną sytuację lodową na dużym odcinku rzeki lub zbiornika. Nieco gorszą przydatnością okazały się produkty SLC, które mimo większej rozdzielczości przestrzennej i zawartej informacji, w procesie wstępnego przetwarzania straciły swoją czytelność. Powodem pogorszenia się jakości obrazu była obecność szumu cętkowatego oraz spadek czytelności po zastosowaniu filtrów cyfrowych.

**Słowa kluczowe:** Jezioro Zegrzyńskie, Bug, Narew, zjawiska lodowe, obrazy satelitarne, SAR, Sentinel-1



## IDENTIFICATION OF ICE PHENOMENA ON ZEGRZE RESERVOIR WITH THE USE OF RADAR SATELLITE IMAGES

### Abstract

In the study it was examined possibility of using satellite radar images from Sentinel-1 mission in detecting and recognition of ice phenomena at Zegrze Reservoir. Zegrze Reservoir was created by damming Narew river. It is used for electric energy production and water supply of Warsaw. Maximum head at the dam in Dębe is 7.10 m, on average it is about 6.8 m. Back water of the Zegrze reservoir reach Pultusk town Narew river – km 63.3, and on Bug river to Popowo village – km 17.0. Reservoir has a volume of 89.9 hm<sup>3</sup>, area 33 km<sup>2</sup>, length about 40 km, average depth 2.86 m, coast line is 219 km long. Zegrze reservoir is supplied by tree rivers Bug, Narew, Rządza and Żerań Canal. Catchment area closed by the Dębe dam is 69.7 thousand km<sup>2</sup>. Long term (years 1951–2010) average discharge of Narew river at Zambski Kościelne gauge is 139 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>, and of Bug river at Wyszaków gauge is 162 m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup>. Reservoir retention time is short equal 3–4 days. Data from years 1961–1990 of suspended sediment measurements have shown that Bug river in Wyszaków gauge suspended sediment transport is in the range 153,000–24,500 Mg·year<sup>-1</sup>, while at Narew river – Ostrołęka gauge is much smaller – 31,300 Mg·year<sup>-1</sup>. Denudation rate calculated for the period of years 1951–1990 at Narew river – gauge Ostrołęka is 1.4 Mg·year<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>, and at Bug river – Wyszaków gauge is 3.2 Mg·year<sup>-1</sup>·km<sup>2</sup>. To understand the reservoir hydrology it had been used a two-dimensional hydrodynamic model CCHE2D. Results of hydrodynamic modeling shows that Bug river carry a high concentration flux of suspended sediment which enters main part of the reservoir and then is a subject of sedimentation and dilution. Water from Narew river at the confluence with Bug river do not mix and currents of both rivers flow parallel only in lacustrine part of the reservoir there are good conditions for mixing under the influence of waves and wind drift. This pattern of current was confirmed by hyperspectral images recorded with the use of AISA i HySpex aerial scanners. Pattern of parallel streams of Narew and Bug rivers which do not mix with each other is often observed at multispectral images, for example Sentinel-2 image recorded on 31 VIII 2017. Transport of sediments and mixing of water from Narew and Bug rivers is influenced by the wind field which disturbs flow lines especially in lacustrine part of the reservoir. In the hydrodynamic model CCHE2D it was simulated an influence of wind field of cardinal directions N, S, W, E and force 1 m·s<sup>-1</sup>. In case of wind direction S, W, E in both lacustrine basins it can form circulation. This circulation pattern is important in case of sediment transport and frazil ice flow as well as in the phase of ice break-up. Still the main current in the old Narew river thalweg is maintained. In case of N wind the main current is shifted toward southern coast of the reservoir and shaped by the geometry of small and large lacustrine basins. Ice phenomena definitions and run on inland waters of Poland was presented. Field examples were used in description of different ice forms. New source of remote sensing data are satellite SAR Sentinel-1 images. GRDH and SLC products were converted to color composite. On the images from Winter of 2018 following ice classes were identified: free water, shore ice, frazil ice, ice cover, consolidated ice. Back scatter values were compared for these classes using images of GRDH and SLC products. On the example of Bug river it was tested use of GRDH product images for creation of ice reports and use of the information on ice jam location on hydrological measurements of water stages. In case of Sentinel-1 images better information brings GRDH product. It has a lower memory volume and is easy in processing. In RGB

composition it is possible in a short time obtain overview of ice cover on a long reach of the rivers and reservoir. SLC product has higher spatial resolution but due to the process of image processing with the use of speckle reduction filters the image was less clear.

**Key words:** Zegrze Reservoir, Bug, Narew, ice phenomena, satellite images, SAR, Sentinel-1