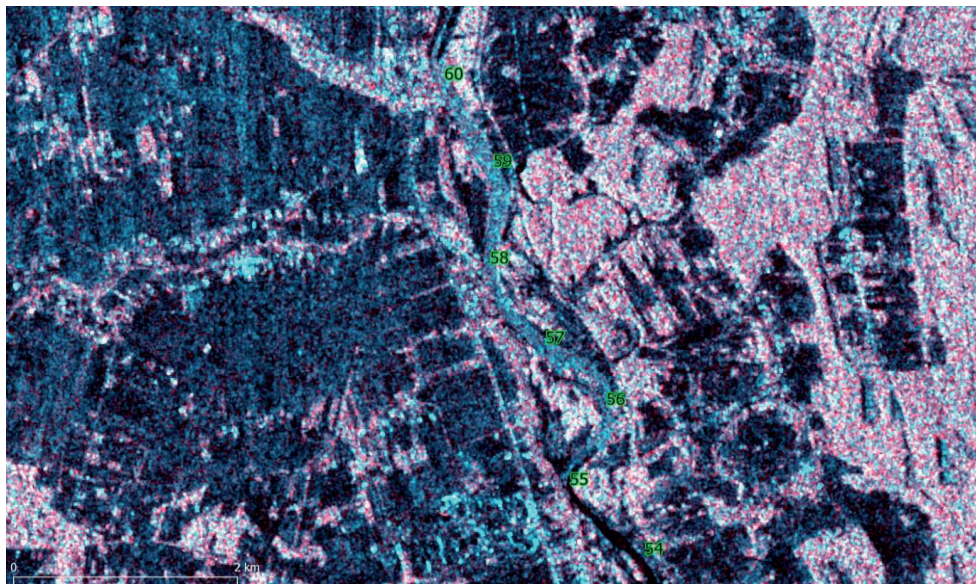


na rys. 4.20 na którym pokazano klatkę z filmu opublikowanego w serwisie internetowym Pultusk24.pl. Zator powstał w wyniku napływu lodu z góry rzeki ponieważ w raporcie lodowym RZGW w dniu 18 I 2018 r. zanotowano zasięg pokrywy lodowej sięgający do km 77,0, a dzień później nastąpiło skrócenie tego odcinka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

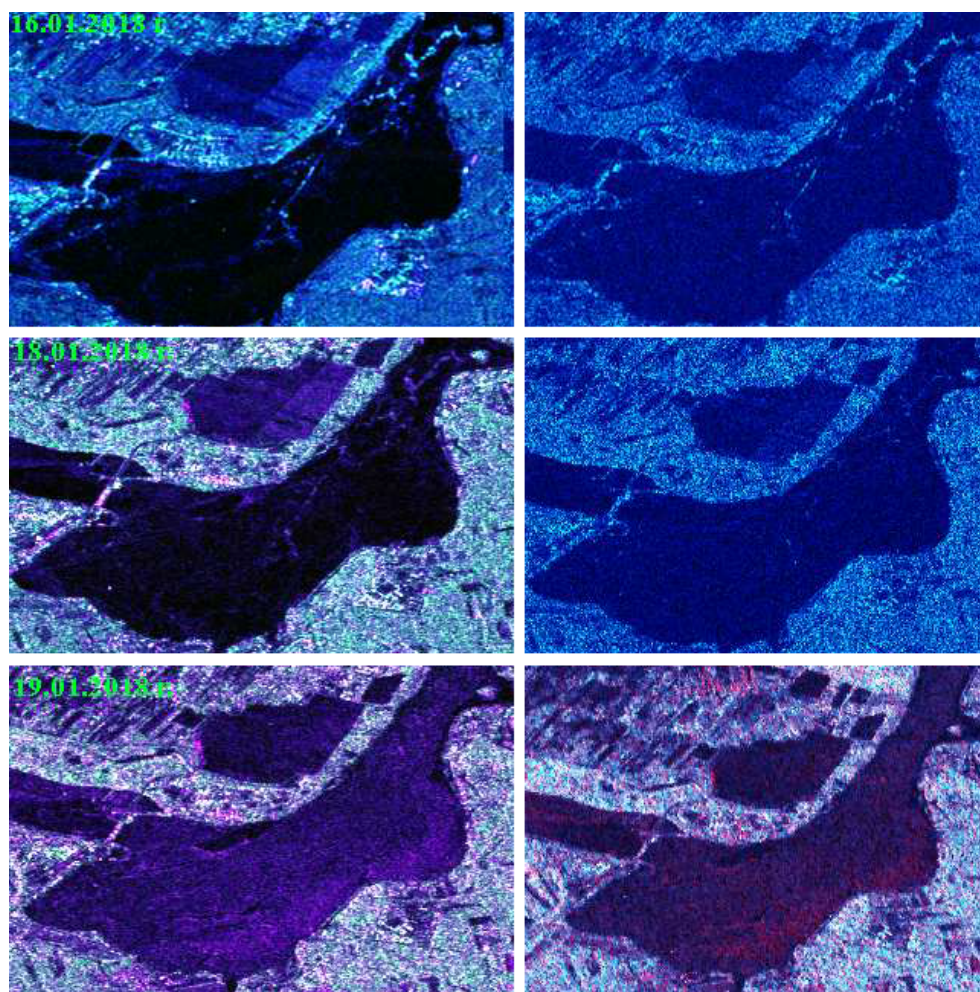


Rys. 4.20. Zdjęcie z drona z 18 I 2018 r. w km 60,0 Narwi – przedstawia napływ lodu w stronę zatoru uformowanego w km 55,4, widoczne jest spiętrzenie poziomu wody w międzywał (dzięki uprzejmości portalu internetowego Pultusk24.pl)

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 akweny, 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.

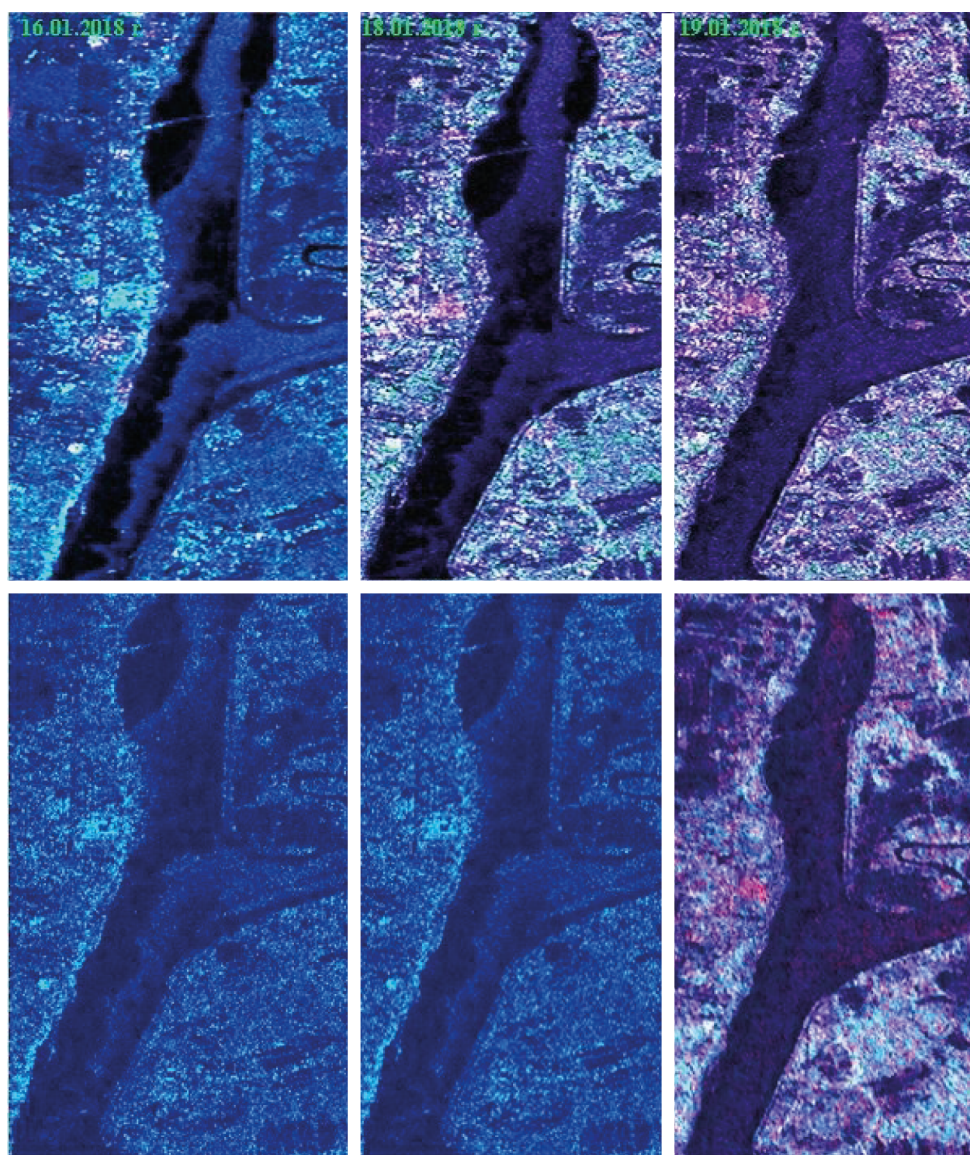


Rys. 4.21. Pokrywa lodowa na głównym płośno Jeziora Zegrzyńskiego w dniach 16-19 I 2018 r. w zobrazowaniu RGB otrzymanym z przetworzenia produktów GRDH (po lewej) i SLC (po prawej)

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)

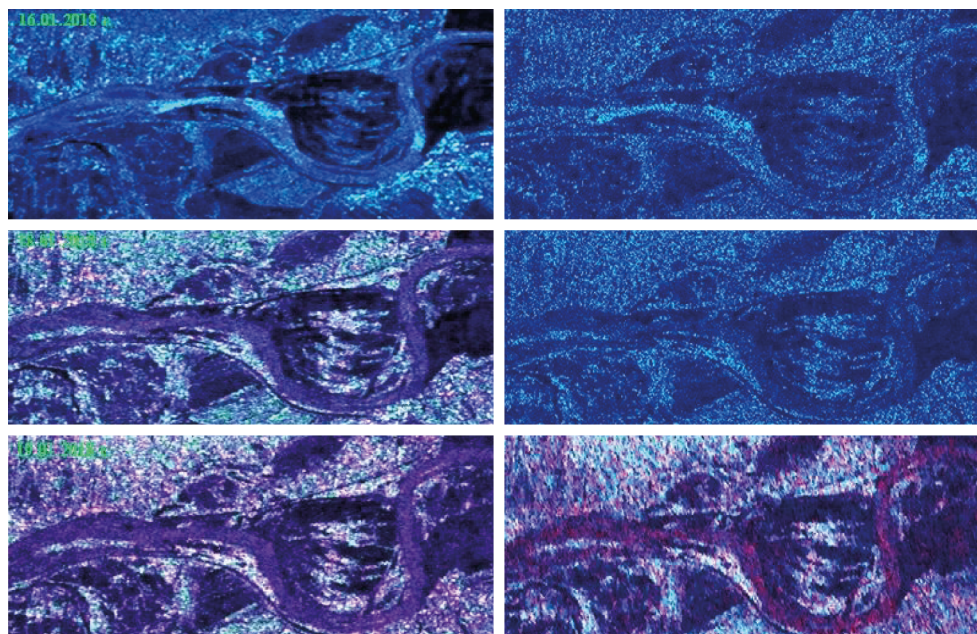
Kolejnym akwenem wybranym do porównania obrazów z produktu GRDH i SLC jest ujście Bugu, w którym występują charakterystyczne pasy form lodu zaklasyfikowanych jako śryż, a także niewielka ilość lodu brzegowego (rys. 4.22). Z porównania obrazów uwidacznia się znaczące obniżenie jakości zobrazowań SLC, 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.

Tablica 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

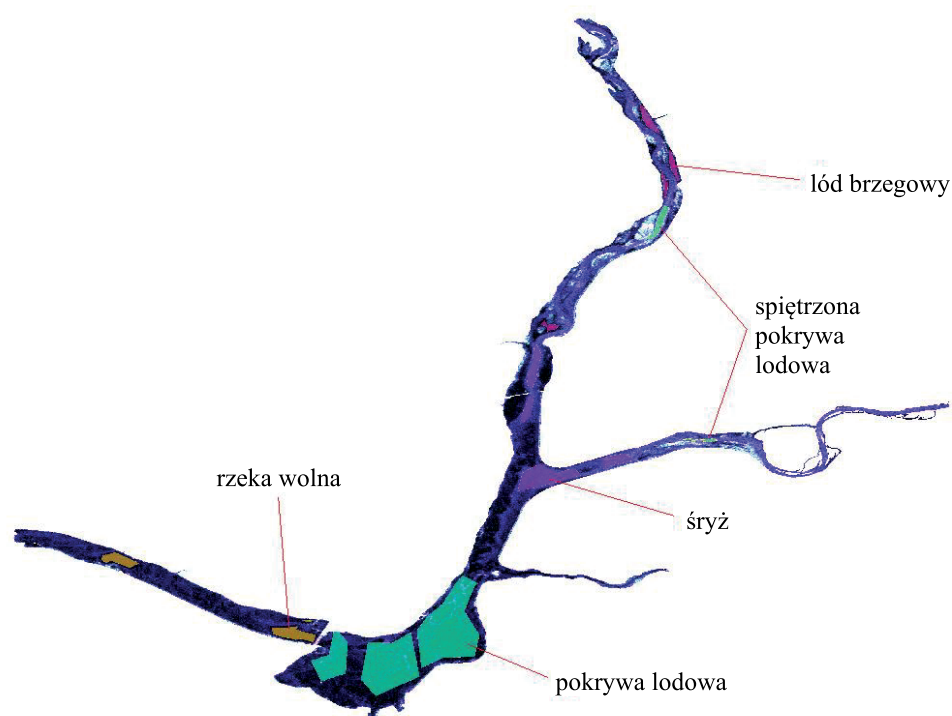
Tablica 4.2

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



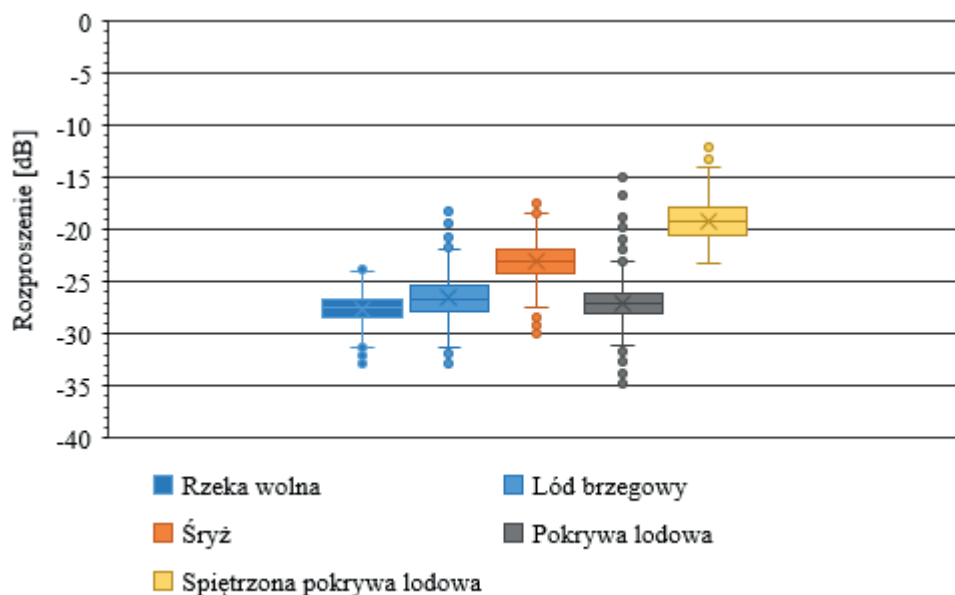
Rys. 4.24. Poligony wybrane do statystycznej analizy wartości rozproszenia wstecznego na przykładzie satelitarnego zobrazowania Sentinel-1 dla Jeziora Zegrzyńskiego z dnia 18 I 2018 r.

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.

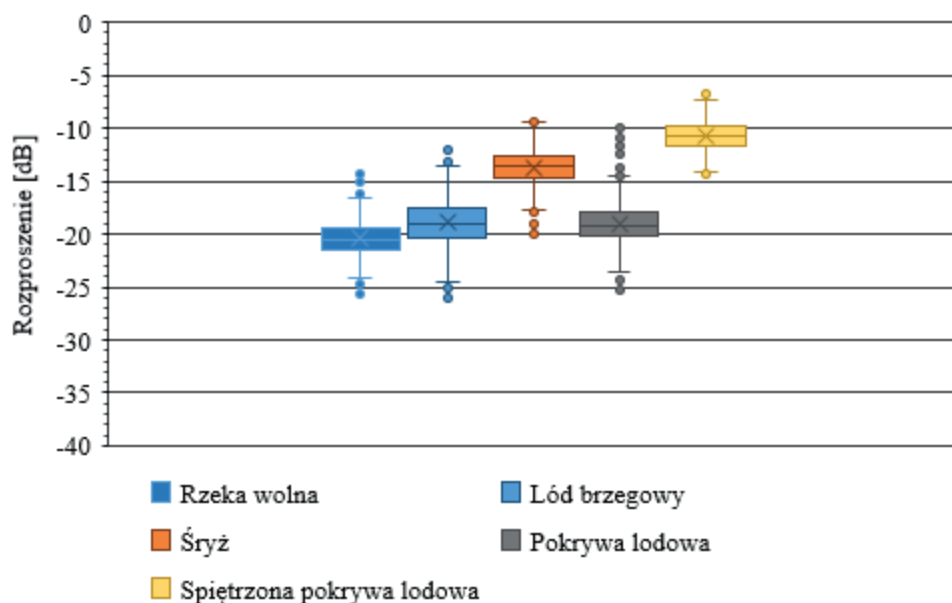
Dla klasy FW (rzeka wolna od lodu) charakterystyczne są najniższe wartości średniej rozproszenia wstecznego (od 29,3 do 20,4 dB) dla wszystkich zobrazowań (w polaryzacji VH, VV, macierz kowariancji C2). Tak niskie wartości rozproszenia spowodowane są zwierciadlanym odbiciem radarowej wiązki od jednolitej, 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 zobrazeniu C2. Powodem takiego wyniku może być największe występowanie na nim szumu cętkowego. Jeżeli chodzi o wartości odstające, największą ich ilość zaobserwowano na zobrazeniu VV, co może świadczyć o większej dokładności rejestracji wartości rozproszenia wstecznego.



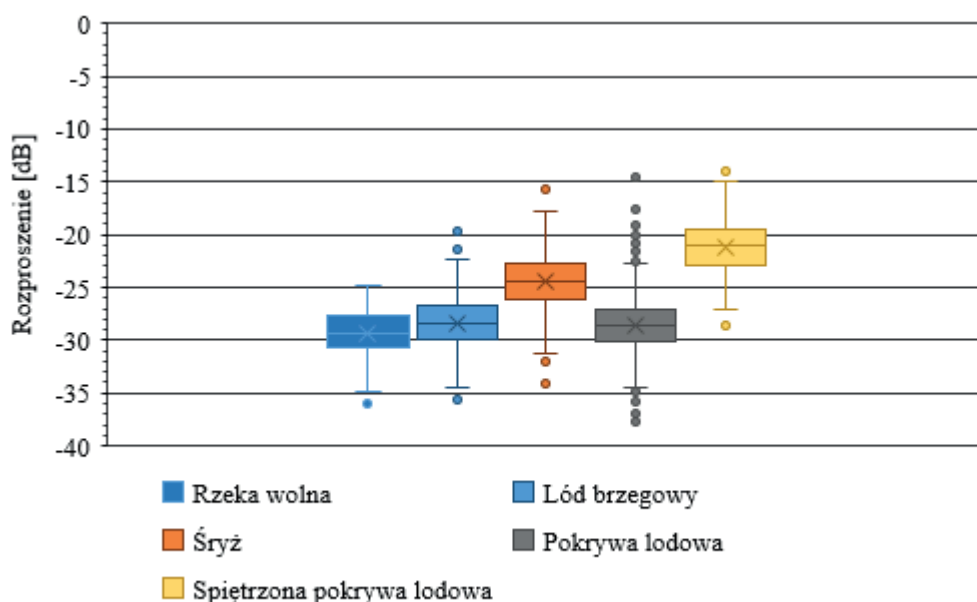
Rys. 4.25. Wykres pudełkowy wartości rozproszenia wstecznego wyróżnionych form pokrywy lodowej Jeziora Zegrzyńskiego – zobrazenie Sentinel-1 z dnia 18 I 2018 kanał VH

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 zobrazenie 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 (lód 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 lód brzegowy jest bardzo cienki, jako lód 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. Lód brzegowy na swojej krawędzi może być rozbudowany o przyłączony do jego krawędzi lód 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.

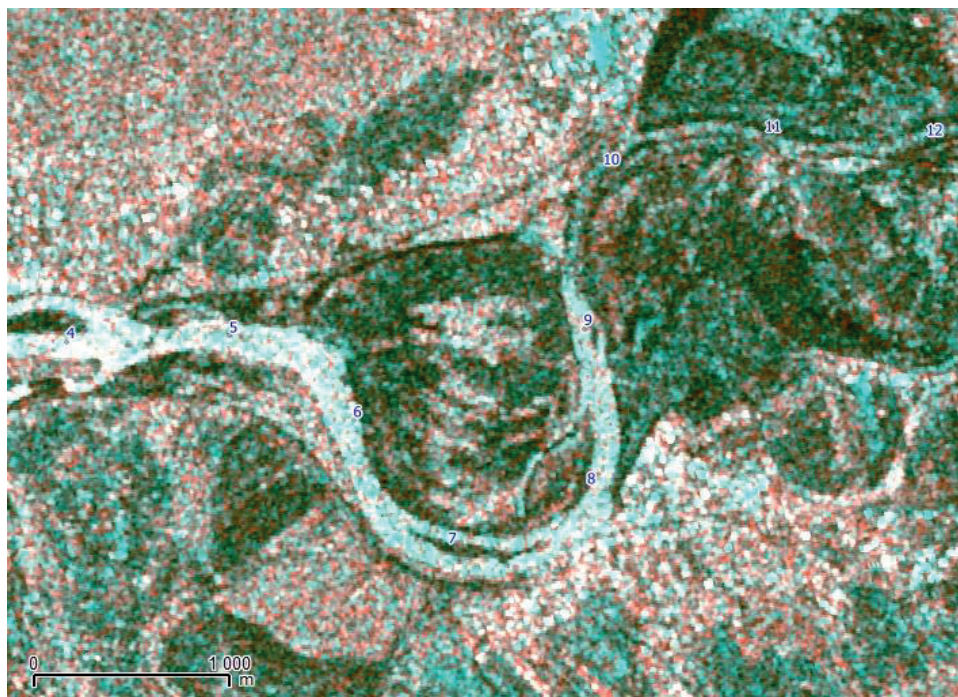
Uzyskane w tym opracowaniu wyniki rozkładu wartości rozproszenia wstecznego są zgodne z obserwacjami przedstawionymi w pracach Murfitta i Duguay'a (2020). Według tych autorów początkowa faza formowania lodu jeziornego charakteryzuje się małymi wartościami rozproszenia wstecznego, za sprawą odbicia zwierciadlanego. 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 m·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 odbiornika o małym spadku podłużnym. W miarę rozbudowy długości zatoru efekt spiętrzenia poziomu wody przesuną 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