

### 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

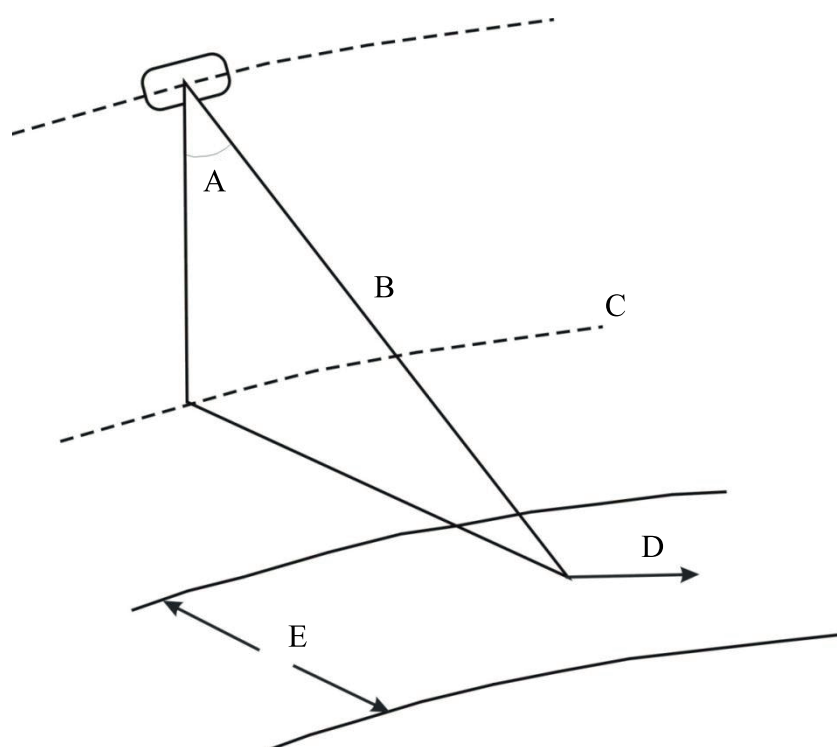
Table 3.1  
Frequency and wave length of radio waves bands used in active remote sensing

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 bliski (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 (Mleczko, 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 zwartości 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 uwiecznione 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 to 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](http://copernicus.eu); [zoz.cbk.waw.pl](http://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.

Tablica 3.2

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

Table 3.2

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

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).