

Streszczenie

Wstęp

Arktyka ociepla się trzy razy szybciej niż reszta globu (Serreze and Barry, 2011), zaś wody Oceanu Południowego ogrzewają się gwałtowniej niż pozostałe akweny naszej planety (Sallée, 2018). Zanikająca pokrywa lodowa (Screen and Simmonds, 2010; Comiso et al., 2008) jest jednym z głównych przejawów tych dramatycznych zmian. Ponadto, wzrost ilości ciepła pochłanianego przez oceany i morza oraz podwyższona temperatura powietrza powodują zmniejszenie grubości pozostałego lodu morskiego i postępujący zanik lodu wieloletniego (Kwok et al., 2009; Bitz and Roe, 2004). Podczas gdy w Arktyce skutki ocieplenia klimatu są wyraźnie widoczne w całym regionie, na półkuli południowej efekty stopniowego wzrostu temperatury powietrza i oceanu najłatwiej dostrzec w zachodniej części Antarktydy, zwłaszcza na Półwyspie Antarktycznym (King and Comiso, 2003). Regionalne i globalne efekty wspomnianych zmian wciąż nie są w pełni zrozumiałe, co doskonale uwidacznia nasza nieumiejętność ich prawidłowego przewidywania z wykorzystaniem numerycznych modeli pogody (Stroeve et al., 2007; Hodson et al., 2013). Edwards et al. (2020) wskazuje, że procesy zachodzące w warstwie granicznej atmosfery (*ang. atmospheric boundary layer, ABL*) nad obszarami zdominowanymi przez lód lub śnieg należą do najsłabiej poznanych, głównie ze względu na niewielką ilość danych obserwacyjnych. W związku z tym, w rejonach polarnych tworzenie parametryzacji opisujących procesy fizyczne w ABL jest szczególnie trudne, głównie ze względu na nieliczne pomiary terenowe, występowanie skomplikowanych i wzajemnie od siebie zależnych procesów fizycznych oraz dynamicznie zmieniających się warunków powierzchniowych (Seo and Yang, 2013; Steeneveld, 2014a; Tjernström et al., 2005).

Wyjątkowym wyzwaniem w tworzeniu numerycznych modeli pogody (*ang. numerical weather prediction, NWP*) jest prawidłowe odzwierciedlenie procesów zachodzących pomiędzy warstwą graniczną atmosfery a niejednorodną pokrywą lodową. Lód morski jest kluczowym elementem klimatu rejonów polarnych ze względu na jego wpływ na właściwości zarówno oceanu, jak i atmosfery. W większości obecnie stosowanych numerycznych modeli pogody wykorzystywane są mapy koncentracji lodu generowane raz dziennie na podstawie odpowiednio przetworzonych danych z czujników satelitarnych. Wadą tego typu danych jest ich rozdzielczość pozioma wynosząca kilkadziesiąt kilometrów, która nie pozwala na uwzględnienie mniejszych niejednorodności pokrywy lodowej, oraz za duża rozdzielczość czasowa (najczęściej jeden dzień), powodująca pomijanie krótkotrwałych zmian w strukturze lodu morskiego. W związku z powyższym, powierzchnia oceanu w rejonach polarnych jest reprezentowana jako procentowa zawartość lodu/wody, a takie właściwości jak na przykład strumienie ciepła utajonego i odczuwalnego, szorstkość powierzchni, albedo, są obliczane jako średnia ważona dla danej komórki modelu. W rezultacie, procesy zachodzące w oceanie i atmosferze w odpowiedzi na różne przestrzenne rozmieszczenie i wielkość kier lodowych czy szczelin, nie są brane pod uwagę w symulacjach numerycznych. Tymczasem liczne badania pokazują, że występowanie obszaru otwartej wody w zwartej pokrywie lodowej znacząco zmienia właściwości ABL. Zimą, gdy różnica temperatury pomiędzy powierzchnią wody morskiej a powietrzem może wynosić nawet 20-30 K, dochodzi do gwałtownej wymiany

ciepła i wilgoci z oceanu do atmosfery (Andreas, 1980) oraz tworzenia się struktur konwekcyjnych (Pinto et al., 1995; Andreas and Cash, 1999). Uwolniona do atmosfery para wodna zmienia się w mgłę (*ang. steam fog*), która ulega szybkiemu rozproszeniu, oraz chmury mieszane (Burk et al., 1997). Intensywność procesów zachodzących pomiędzy wodą a atmosferą zależy od prędkości wiatru (Glendening and Burk, 1992), szerokości (Marcq and Weiss, 2012) i orientacji przestrzennej szczeliny (Esau, 2007; Dare and Atkinson, 2000) oraz – jak wskazują moje badania – wielkości i rozmieszczenia kier lodowych (Wenta and Herman, 2019, 2018). Wpływ wiatru ma największe znaczenie, kiedy wieje on prostopadle do szczeliny, gdyż wówczas strumienie ciepła utajonego i odczuwalnego są nawet 2–3 razy większe po jej zawietrznej stronie, aniżeli po nawietrznej (Ruffieux et al., 1995). Ogólnie przyjmuje się, że jeżeli uśrednimy wartości strumieni ciepła dla danej komórki modelu pogody otrzymamy większe wartości dla tych komórek, w których występują liczne, wąskie szczeliny, aniżeli kilka pojedynczych (Burk et al., 1997; Marcq and Weiss, 2012). Najnowsze badania wskazują jednak, że założenie to nie może być stosowane kiedy bierzemy pod uwagę cały obszar Arktyki, gdyż wówczas większe wartości strumieni są związane z większą częstotliwością występowania szczelin aniżeli ich wydajnością (Qu et al., 2019). Ponadto, Dare and Atkinson (2000) sugerują by w analizach wartości strumieni ciepła i wilgoci nad niejednorodnym lodem morskim, poza szerokością i liczbą szczelin, brać pod uwagę ich rozmieszczenie przestrzenne i położenie względem siebie.

W celu zawarcia w modelach NWP efektów związanych z niejednorodnościami pokrywy lodowej, mniejszymi niż rozdzielczość horyzontalna modeli (czyli tzw. procesy i elementy podsiatkowe), stosuje się parametryzacje i przybliżenia opisujące zachodzące procesy. Nieliniowa zależność pomiędzy zmiennymi opisującymi właściwości powierzchni i dolnej warstwy atmosfery oraz liczne oddziaływania pomiędzy wodą i powietrzem czynią to zadanie wyjątkowo trudnym. Szczególnie skomplikowane jest tworzenie algorytmów opisujących turbulentne strumienie ciepła – będące jednym z głównych tematów mojego doktoratu – gdyż ich wartości silnie zależą od występującej powierzchni oraz jej zróżnicowania w komórce modelu. W numerycznych modelach pogody stosuje się kilka sposobów obliczania wartości wspomnianych strumieni nad lodem morskim. W jednej z podstawowych metod, określanej jako “aggregation process”, zakłada się, że każda komórka modelu jest albo pokryta lodem, albo wodą, w zależności od tego jaki typ powierzchni dominuje. Zatem wszystkie właściwości powierzchni oraz atmosfery wykorzystywane do obliczania wartości strumieni turbulentnych są reprezentowane jako jedna liczba, odpowiadająca występowaniu lodu/wody. Oczywiście w metodzie tej nie są brane pod uwagę efekty związane z niejednorodną strukturą pokrywy lodowej czy występowaniem połamanych kier. Z oczywistych względów stosowanie tego typu techniki obliczania strumieni wiąże się z licznymi błędami (Vihma, 1995; Arola, 1999), w związku z czym jest ona wykorzystywana tylko w podstawowych wersjach globalnych modeli pogody i klimatu, o małej rozdzielczości przestrzennej (Rockel et al., 2008), gdzie podsiatkowe efekty związane ze zróżnicowaniem powierzchni mogą być pominięte. Inną metodą powszechnie spotykaną w modelach jest tzw. “mosaic method” (Avisar and Pielke, 1989), w której w pewnym stopniu zawarta jest część efektów związanych z niejednorodnością podłoża. Strumienie na powierzchni obliczane są, podobnie jak w poprzedniej metodzie, na podstawie uśrednionych dla całego obszaru właściwości ABL, ale z uwzględnieniem parametrów odpowiadających każdemu rodzajowi powierzchni występującemu w danej komórce. Średni strumień w komórce modelu jest otrzymywany poprzez zsumowanie wartości obliczonych dla lodu

i wody oraz pomnożenie otrzymanego wyniku przez ułamek określający procentową zawartość lodu/wody w danej komórce. Metoda ta jest dość powszechnie stosowana (Claussen, 1990; Heinemann and Kerschgens, 2005; de Vrese et al., 2016; Frech and Jochum, 1999) i w pewnym stopniu pozwala zawrzeć w wynikach modelu wpływ zróżnicowania powierzchni na właściwości atmosfery. Jednakże nie obejmuje ona oddziaływań pomiędzy różnej wielkości krami i szczelinami obecnymi w pokrywie lodowej a ABL. Tymczasem moje badania pokazują, że przestrzenne rozmieszczenie poszczególnych elementów pokrywy lodowej i otwartej wody odgrywa ważną rolę w kształtowaniu właściwości najniższych warstw atmosfery; co więcej, być może właśnie brak tego typu zmienności w modelach NWP jest jednym z powodów występowania błędów w generowanych prognozach.

W ostatnich latach brak efektów związanych z podsiatkowymi niejednorodnościami lodu morskiego stanowi szczególny problem, ze względu na dominację w Arktyce cienkiej pokrywy lodowej, podatnej na łamanie przez sztormy i fale (Rampal et al., 2009). Dotychczas rejonem, gdzie najczęściej występowały połamane kry lodowe różnej wielkości i liczne szczeliny, była strefa marginalna lodu (*ang. Marginal Ice Zone, MIZ*). Jednak postępujący zanik pokrywy lodowej, w tym grubego wieloletniego lodu, sprawia, że cechy poprzednio przypisywane MIZ można teraz stosować do opisu rozległych obszarów Arktyki, w tym jej centralnych rejonów, tym samym zwiększając znaczenie poprawnego modelowania dynamiki lodu morskiego w rejonach polarnych. W ostatnich latach wiele z badań dotyczących MIZ skupia się na rozmieszczeniu przestrzennym i wielkości kier lodowych tzw. Floe Size Distribution (FSD) zdefiniowanym jako liczba kier z zadanego przedziału wielkości na danym obszarze, podzielona przez całkowitą liczbę kier na tym obszarze. Liczne publikacje opisują wiele ważnych procesów związanych z FSD, w tym wpływ na tempo topnienia lodu morskiego (Steele, 1992; Bateson et al., 2020), naprężenia dynamiczne w lodzie (Zhang et al., 2015) oraz na właściwości warstwy granicznej oceanu (Horvat et al., 2016) i atmosfery (Wenta and Herman, 2018, 2019), co dokładnie opisuję w mojej pracy doktorskiej. Rosnące zainteresowanie FSD jest również widoczne w staraniach naukowców, aby zawrzeć FSD w modelach numerycznych lodu oraz klimatu. Na szczególną uwagę zasługuje model pokrywy lodowej stworzony przez zespół Horvata, Tziperman i Roach (Horvat and Tziperman, 2015, 2017; Roach et al., 2018), zintegrowany z globalnym modelem oceanu, w którym brane pod uwagę jest FSD oraz grubość kier lodowych. Oprócz badań związanych z FSD warto zwrócić uwagę również na nowe metody wykrywania szczelin w lodzie na zdjęciach satelitarnych (Reiser et al., 2020; Wernecke and Kaleschke, 2015) i modelowania ich rozkładu przestrzennego w lodzie (Wang et al., 2016). Rozwój metod modelowania i detekcji niejednorodności pokrywy lodowej stanowi podstawę do stworzenia sprzężonego modelu oceanu, lodu i atmosfery, w którym brane pod uwagę będą efekty związane z występowaniem szczelin oraz różnej wielkości kier. Tym samym, szczególnie ważne jest teraz lepsze rozumienie i poznanie procesów zachodzących w atmosferze nad lodem morskim.

Cel naukowy badań oraz podsumowanie wyników.

W tym podrozdziale opisuję pokrótce zawartość publikacji tworzących moją pracę doktorską oraz uzasadniam, jakie problemy chciałam rozwiązać w przeprowadzonych badaniach. W pierwszym segmencie prezentuję wyniki modelowania warstwy granicznej atmosfery nad lodem morskim oraz analizę zachodzących pomiędzy oceanem–lodem–atmosferą oddziaływań. W kolejnej części

przechodzę do opisu moich badań dotyczących zmienności właściwości atmosfery w rejonie występowania polyni oraz wiatrów katabatycznych, a także podsumowuję rezultaty kampanii pomiarowej przeprowadzonej w Zatoce Botnickiej zimą ubiegłego roku (2020).

Modelowanie numeryczne właściwości warstwy granicznej atmosfery nad niejednorodnym lodem morskim

Celem badań opisanych w mojej pracy doktorskiej było poszerzenie naszej wiedzy o procesach zachodzących w ABL nad lodem oraz opracowanie podstaw parametryzacji lub algorytmu, który mógłby ulepszyć działanie numerycznych modeli pogody. W ramach realizacji tego zadania postanowiłam zbadać, czy FSD i różnie rozmieszczone przestrzennie szczeliny w lodzie mają wpływ na turbulентne strumienie ciepła i wilgoci, występowanie turbulencji, stabilność atmosfery oraz tworzenie się struktur konwekcyjnych. Ponadto, chciałam zapoczątkować prace nad stworzeniem algorytmu opisującego wpływ FSD na ABL, który mógłby stanowić podstawę do parametryzacji tego typu oddziaływań w numerycznych modelach pogody. Proces realizacji powyższych założeń jest opisany szczegółowo w następujących dwóch publikacjach:

- **Publikacja 1:** Wenta, M., & Herman, A. (2018). The influence of the spatial distribution of leads and ice floes on the atmospheric boundary layer over fragmented sea ice. *Annals of Glaciology*, 59(76pt2), 213-230. doi:10.1017/aog.2018.15
- **Publikacja 2:** Wenta, M. & Herman, A. (2019). Area-averaged surface moisture flux over fragmented sea ice: floe size distribution effects and the associated convection structure within the atmospheric boundary layer. *Atmosphere*, 10, 654. doi:10.3390/atmos10110654

Podstawą badań opisanych w pierwszym artykule jest postawiona przeze mnie hipoteza, że właściwości warstwy granicznej atmosfery zmieniają się w zależności od tego, jak rozmieszczone przestrzennie są kry lodowe i szczeliny, nawet kiedy koncentracja lodu pozostaje taka sama. Przeprowadzone analizy opierają się o wyniki licznych symulacji numerycznych, wykonanych w wyidealizowanej konfiguracji modelu Weather Research and Forecasting (WRF). Przyjmując identyczne warunki początkowe oraz koncentrację lodu (50% lub 90%), ale różne wielkości i rozmieszczenie przestrzenne kier oraz szczelin, analizowałam wpływ tych czynników na cyrkulację atmosferyczną, strumienie ciepła utajonego i odczuwalnego, a także zawartość wody oraz pary wodnej w atmosferze. Na podstawie wyników przeprowadzanych analiz określiłam, że uśrednione dla obszaru modelu wartości wymienionych zmiennych są podatne na zmienność rozkładu kier oraz szczelin, tym samym wskazując, że układ przestrzenny obszarów wynoszenia oraz opadania powietrza związanych z konwekcją jest silnie zależny od rozmieszczenia kier oraz szczelin w lodzie. Przeprowadzone analizy udowadniają zatem, że punktowe pomiary w atmosferze nad niejednorodnym lodem morskim nie mogą być stosowane do weryfikacji prognoz, których rozdzielczość pozioma wynosi kilka-kilkadziesiąt kilometrów. Dodatkowo w publikacji zaproponowałam możliwość stworzenia parametryzacji, która opisywałaby wpływ podsiatkowego zróżnicowania pokrywy lodowej na właściwości ABL w rejonach polarnych.

W kolejnym artykule (**Publikacja 2**), który jest rozwinięciem badań opisanych w **Publikacji 1**, wyniki symulacji przeprowadzonych z modelem WRF poddano dalszej analizie. Tym razem skupiłam się głównie na strukturach konwekcyjnych w ABL oraz turbulентnym strumieniu

wilgoci. Przeprowadzane analizy wyjaśniają przyczyny różnic występujących pomiędzy uśrednionymi dla całego obszaru wartościami strumieni turbulentnych czy całkowitej zawartości wody w powietrzu, w zależności od zastosowanej w symulacji FSD, opisanych szczegółowo w pierwszej publikacji. Moje badania wskazują, że duże kry stanowią strefy ograniczonego pionowego ruchu powietrza, zaś między mniejszymi krami pojawiają się niewielkie strefy silnego wznoszenia i słabszego opadania powietrza. Okazuje się zatem, że FSD bezpośrednio wpływa na rozmieszczenie przestrzenne i intensywność stref wynoszenia/opadania powietrza (struktury konwekcyjne), tym samym determinując ilość ciepła i wilgoci przekazywanego do atmosfery z powierzchni wody. W **Publikacji 2** podejmuję również pierwsze kroki w celu stworzenia algorytmu, który opisywałby zmienność właściwości atmosfery nad niejednorodnym lodem morskim. Na podstawie uzyskanych wyników stworzyłam współczynnik α , który pozwala określić wpływ FSD na wartości turbulentnego strumienia wilgoci w atmosferze. Wartość α zależy od średniej prędkości wiatru, koncentracji lodu oraz średniego promienia kier występujących na określonym obszarze. Biorąc pod uwagę fakt, że aktualnie stosowane numeryczne modele pogody nie zawierają informacji o FSD lub nawet wielkości kier, oraz brak obserwacji, które pozwoliłyby na weryfikację otrzymanych wyników, stworzony współczynnik nie może być jeszcze zastosowany w globalnym modelu pogody. Jednak wraz z rozwojem takich modeli, jak ten zaproponowany przez Horvat et al. (2016); Roach et al. (2018) opisane rozwiązanie może wkrótce stanowić podstawę do stworzenia algorytmów odpowiednich dla modeli NWP.

Należy podkreślić, że przedstawione wyżej analizy opierają się o wyidealizowane symulacje numeryczne i muszą być w przyszłości poddane walidacji w oparciu o obserwacje. Warto jednak zaznaczyć, że zaobserwowane procesy i oddziaływania zgadzają się z tymi znalezionymi w innych badaniach (Tetzlaff et al., 2015; Marcq and Weiss, 2012; Zulauf and Krueger, 2003; Esau and Sorokina, 2010). Możemy zatem założyć, że otrzymane wyniki są realistyczne i wiarygodne. Ponadto badania opisane w **Publikacji 1** i **Publikacji 2** rzucają nowe światło na próby zrozumienia procesów zachodzących w atmosferze na skutek fragmentacji lodu, a także stanowią solidną podstawę do planowania nowych obserwacji w rejonach polarnych.

Obserwacje warstwy granicznej atmosfery z wykorzystaniem bezzałogowych statków latających

Niestety, dotychczas nie udało mi się zweryfikować opisanych wyników modelowania numerycznego z obserwacjami. Należy w tym punkcie wspomnieć, że w Arktyce miało miejsce kilka zimowych kampanii pomiarowych, które mierzyły właściwości atmosfery nad szczelinami w zwartej pokrywie lodowej czy pojedynczymi krami lodowymi (np. Uttal et al., 2002; LeadEx Group, 1993), jednakże żadna z nich nie pozyskała danych, które mogłyby zostać wykorzystane do walidacji przeprowadzonych przeze mnie symulacji. Prawidłowa weryfikacja wyników wymaga bowiem danych o wysokiej rozdzielczości przestrzennej i częstotliwości pomiaru, zbieranych w niewielkich odstępach czasu, w kilku lokalizacjach nad niejednorodną pokrywą lodową m. in. nad otwartą wodą, na krawędziach oraz w centralnej części kier lodowych. Jest wysoce prawdopodobne, że w trakcie niedawno zakończonej ekspedycji MOSAIC (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate) dokonano tego typu pomiarów, jednak ze względu na ogromną ilość zebranych danych, ich weryfikacja i przetwarzanie może zająć nawet kilka lat. Mała ilość dostępnych danych pomiarowych od zawsze stanowiła problem w badaniach rejonów polarnych

i jest jedną z głównych przyczyn błędów występujących w numerycznych modelach pogody (Jung et al., 2016). Połamany i cienki lód morski jest wyjątkowo niebezpiecznym miejscem do przeprowadzania obserwacji atmosfery, ze względu na niestabilność podłoża i trudne warunki pogodowe. Rozwiązaniem, które może przyczynić się do znacznego zwiększenia ilości danych pomiarowych z rejonów polarnych, także znad lodu morskiego, są drony (Gaffey and Bhardwaj, 2020). Bezzałogowe statki latające, w skrócie BSP (*ang. unmanned aerial vehicles, UAV lub systems, UAS*) pozwalają dotrzeć do wcześniej niedostępnych rejonów oraz uzyskać trójwymiarowe pomiary właściwości ABL nad rozległym obszarem, znacznie poszerzając nasze możliwości obserwacji. Atmosfera w rejonach polarnych oraz właściwości pokrywy lodowej były już przedmiotem kilku kampanii pomiarowych wykorzystujących BSP w różnego rodzaju badaniach, w tym w strefie marginalnej lodu (MIZ)(MIZOPEX; Zaugg et al., 2013), nad lodem w strefie przybrzeżnej (ISOBAR; Kral et al., 2018), nad polyniami (Knuth et al., 2013; Cassano et al., 2015), na wybrzeżu Morza Beauforta (deBoer et al., 2018), czy nad lodowcami na Grenlandii, Antarktydzie i Islandii (Lamsters et al., 2019). Liczne zalety BSP, w tym możliwość pracy w trudnych warunkach pogodowych, pomiaru szerokiej gamy właściwości ABL na różnych wysokościach i w dużej odległości od obserwatora, czyni je niemal idealnym narzędziem do obserwacji atmosfery nad niejednorodnym lodem morskim.

Szerokie możliwości dronów, zwłaszcza w obserwacji oddziaływań pomiędzy atmosferą a pokrywą lodową, były motywacją do realizacji badań opisanych szczegółowo w następujących artykułach naukowych, które tworzą drugą część mojej pracy doktorskiej:

- **Publikacja 3:** Wenta, M. & Cassano, J.J (2020). The atmospheric boundary layer and surface conditions during katabatic wind events over the Terra Nova Bay Polynya. *Remote Sens.*, 12, 4160. doi:10.3390/rs12244160
- **Publikacja 4:** Wenta, M., Brus, D., Doulgeris, K., Vakkari, V., and Herman, A. (2021). Winter atmospheric boundary layer observations over sea ice in the coastal zone of the Bay of Bothnia (Baltic Sea), *Earth Syst. Sci. Data*, 13, 33-42. doi:10.5194/essd-13-33-2021

W **Publikacji 3** analizuję właściwości ABL w rejonie Zatoki Terra Nova, niewielkiego akwenu położonego w zachodniej części Morza Rossa (wybrzeże Ziemi Wiktorii), pomiędzy przylądkiem Waszyngtona a jeziorem lodowca Drygalskiego. Zimą, pomimo bardzo niskiej temperatury powietrza, część zatoki pozostaje wolna od lodu morskiego tworząc polynię, zwaną Terra Nova Bay Polynya (TNBP). TNBP tworzy się w wyniku oddziaływania silnych wiatrów wiejących od strony kontynentu nad powierzchnią zatoki oraz dzięki blokowaniu przez jezioro lodowca Drygalskiego transportu lodu z południowej części Morza Rossa (Kurtz and Bromwich, 2013). Ekstremalne wiatry wiejące na wybrzeżu Antarktydy, o prędkości przekraczającej niekiedy 40 m/s, powstają na skutek występowania silnej inwersji temperatury na stromych stokach Gór Antarktycznych oraz regionalnych różnic w ciśnieniu atmosferycznym na powierzchni morza (Parish and Bromwich, 2007; Turner et al., 2009; Wenta and Cassano, 2020). Powstawanie wiatrów katabatycznych rozpoczyna się wysoko na zboczach gór, gdzie ma miejsce intensywne chłodzenie radiacyjne podłoża, które powoduje tworzenie się inwersji temperatury w najniższej warstwie atmosfery. W rezultacie powietrze na zboczach gór jest znacznie chłodniejsze niż to znajdujące się u ich podnóża, na wybrzeżu. Wskutek oddziaływania sił grawitacyjnych i termodynamicznych zimne, gęste powietrze zaczyna się w szybkim tempie przemieszczać się w dół, wzdłuż

różnych dolin Gór Transantarktycznych. Powstały wiatr nazywany jest katabatycznym lub grawitacyjnym i powoduje on, poprzez oddziaływanie z powierzchnią, odsuwanie lodu morskiego od brzegu. Wiatr katabatyczny, w zależności od intensywności i długości występowania, ma wpływ na właściwości atmosfery nad rozległym obszarem Zatoki Terra Nova. Odsłonięty obszar otwartej wody, której temperatura jest zbliżona do $\sim 0^{\circ}\text{C}$, bardzo intensywnie oddziałuje z napływającym bardzo zimnym, kontynentalnym powietrzem, które rozplywa się nad wybrzeżem. Ciepło i wilgoć z oceanu są przekazywane kierunku atmosfery, zaś strumień pędu jest skierowany z atmosfery do oceanu (Parish and Bromwich, 1989). Stopniowe ochładzanie się powierzchni wody wskutek gwałtownej utraty ciepła prowadzi do zamarzania wody i powstawania nowego lodu, który jest stale transportowany dalej od brzegu w wyniku oddziaływania wiatru. Ciągłe formowanie się nowego lodu i wiążące się z tym zwiększenie zawartości soli w wodzie morskiej prowadzi do szybkiego wzrostu gęstości wody przy powierzchni (Minnett and Key, 2007) i powstawania najgęstszej wody na ziemi, zwanej Antarctic Bottom Water (AABW). Badania wskazują, że TNBP może dostarczać nawet 10% całej masy wody AABW tworzonej w Morzu Rossa (VanWoert, 1999) i tym samym odgrywa ona kluczową rolę w globalnej cyrkulacji termohalinowej. Całkowita produkcja lodu w TNBP jest szacowana na $53 \pm 5 \text{ km}^3/\text{rok}$ (Ohshima et al., 2016).

W moich badaniach nad właściwościami ABL w rejonie Zatoki Terra Nova, opisanych w **Publikacji 3**, skupiłam się na wzajemnych oddziaływaniach pomiędzy atmosferą, powierzchnią i wiatrem katabatycznym. Głównym elementem przeprowadzonej analizy były pomiary właściwości atmosfery wykonane przez Aerosonde UAS pomiędzy 18 a 25 września 2012 roku (Cassano et al., 2015). Dane te uzupełniłam o pomiary z antarktycznej stacji pogodowej (*ang. Antarctic Weather Station, AWS*), mapy koncentracji lodu i temperatury powierzchni, oraz wyniki analiz z numerycznych modeli pogody. Warto zaznaczyć, że pomiary Aerosonde UAS były jednymi z pierwszych zimowych obserwacji atmosfery w Zatoce Terra Nova. Ponadto, biorąc pod uwagę, że w trakcie kilku analizowanych dni prędkość wiatru zmieniała się od kilku do kilkudziesięciu m/s, a obszar połyni wahał się pomiędzy kilka km^2 a $\sim 2000 \text{ km}^2$, pomiary te mają szczególne znaczenie dla lepszego zrozumienia procesów zachodzących w ABL w tego typu ekstremalnych warunkach.

Przeprowadzona przeze mnie analiza danych zebranych przez Aerosonde UAS oraz wysokiej rozdzielczości obrazów satelitarnych powierzchni w Zatoce Terra Nova, ujawnia skomplikowany system wzajemnych powiązań pomiędzy powierzchnią, ABL oraz wiatrami katabatycznymi. Zmieniająca się siła wiejącego wiatru powoduje następujące po sobie otwieranie i zamykanie się połyni, widoczne w wyraźnych zmianach koncentracji lodu. Na początku analizowanego okresu właściwości ABL nie zmieniają się znacznie na obszarze zatoki, co jest efektem występowania wysokiej koncentracji lodu i niemal jednorodnej pokrywy lodowej. Następujące w kolejnych dniach rozszerzanie się połyni powoduje powstawanie różnic w ABL, której cechy zmieniają się w zależności od oddalenia od brzegu oraz koncentracji lodu. Ponadto, atmosfera jest nie tylko podatna na zmienność cech powierzchni, ale i prędkość wiatru oraz lokalizację strumienia opadającego z gór powietrza. Bardzo silnym wiatrom towarzyszy inwersja temperatury przy powierzchni, która zanika lub przesuwa się górę kolumny powietrza wraz ze spadkiem prędkości wiatru. Im większa jest połynia, tym większa jest intensywność wymiany ciepła pomiędzy powierzchnią a atmosferą, co prowadzi do występowania turbulencji w kolumnie powietrza. Zarówno zamykanie, jak i otwieranie się połyni, któremu towarzyszy wzrost/spadek koncentracji lodu, może wydarzyć

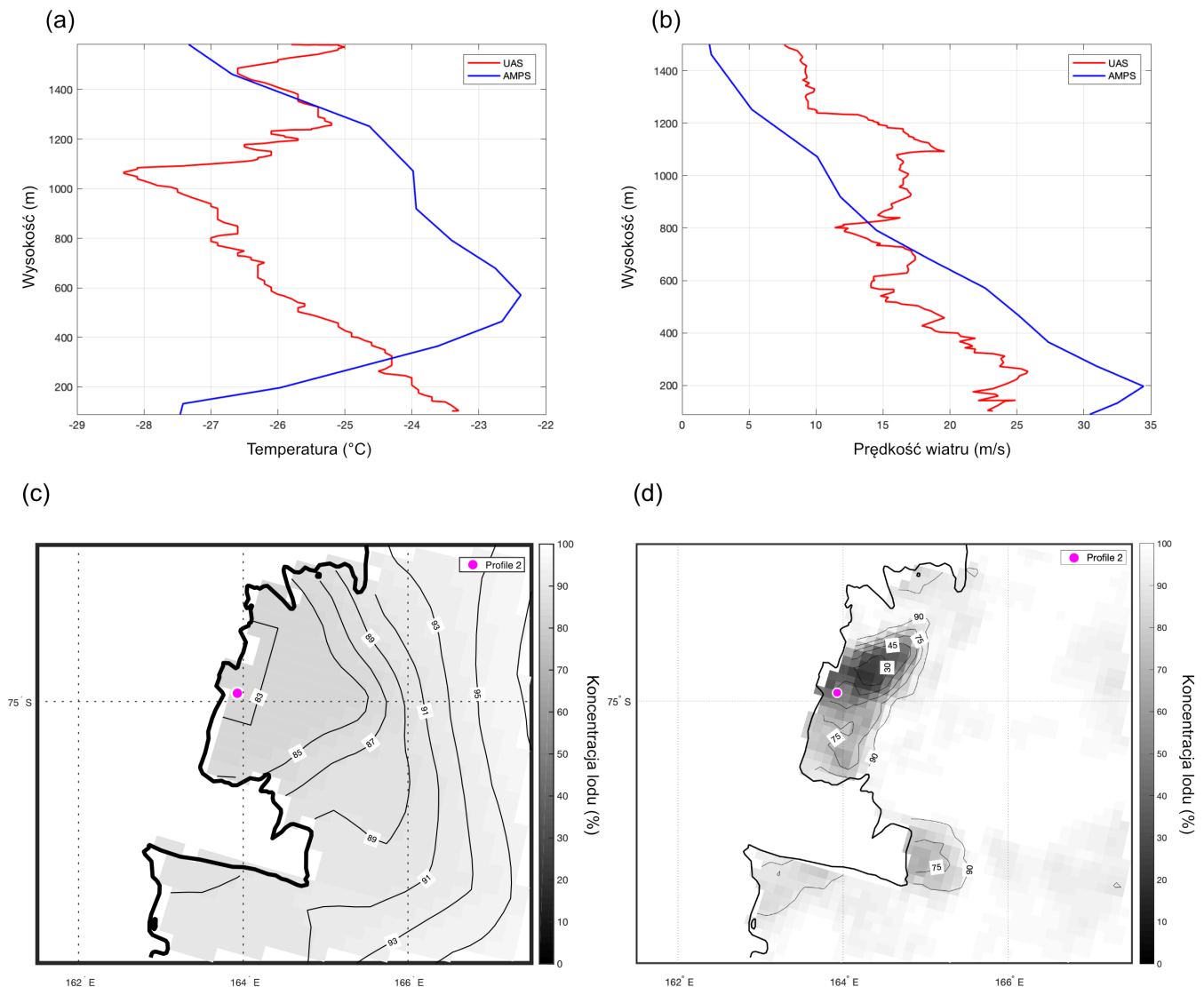


Figure 3 Przykład typowych problemów związanych z modelowaniem numerycznym pogody na obszarach pokrytych lodem morskim: nieprawidłowe odzwierciedlenie pionowej zmienności cech ABL oraz zastosowanie błędnych warunków powierzchniowych. Na wykresach przedstawiono zmierzone (Aerosonde UAS, kolor czerwony) i modelowane (AMPS, kolor niebieski) profile (a) temperatury i (b) prędkości wiatru znad TNBP, w dniu 18 września 2012 roku, wraz z mapami koncentracji lodu tego samego dnia: z modelu AMPS (c) oraz wysokiej rozdzielczości danych z czujnika AMSR2 (d), generowanych przez Uniwersytet w Bremen. Szczegóły w tekście.

się w przeciągu kilku godzin, co prowadzi do gwałtownej zmiany właściwości ABL. Moje badania wskazują również, w zgodzie z innymi publikacjami (Jolly et al., 2016; Ebner et al., 2014; Parish and Cassano, 2001), że regionalne różnice w ciśnieniu atmosferycznym na powierzchni morza, głównie pomiędzy Ziemią Wiktorii a wschodnim Morzem Rossa, mają wpływ na występowanie w Zatoce Terra Nova ekstremalnych wiatrów oraz towarzyszącego im tworzenia się połyńi. Ponadto, analiza danych z Aerosonde UAS oraz regionalnych zmian układów barycznych pokazuje, że przyczyna występowania ekstremalnych wiatrów tj. opadanie gęstego, wychłodzonego powietrza; regionalne zmiany ciśnienia lub powiązanie obu tych czynników, wpływa na właściwości ABL nad połyńią. Implementacja tak skomplikowanych interakcji i gwałtownych zmian

w numerycznych modelach pogody stanowi poważne wyzwanie i w większości globalnych modeli pogody wiatry katabatyczne i ich skutki są bardzo słabo odwzorowane. Wyjątek stanowią regionalne modele pogody, w tym Antarctic Mesoscale Prediction System, w skrócie AMPS. AMPS całkiem dobrze przewiduje występowanie ekstremalnych wiatrów na wybrzeżu Antarktydy i ich wpływ na właściwości atmosfery w Zatoce Terra Nova, jednak jego prognozy zawierają kilka istotnych błędów. Obszar oddziaływania wiatru katabatycznego w symulacjach AMPS jest albo za wąski, albo za szeroki, co prowadzi do dużego przeszacowania (np. Rys. 3, b) lub niedoszacowania prędkości wiatru. W modelu wykorzystywane są dane o koncentracji lodu o małej rozdzielczości przestrzennej, które pozostają takie same przez 24h od uruchomienia modelu (Rys. 3, c). Biorąc pod uwagę dynamikę zmian powierzchni w Zatoce Terra Nova nieprawidłowe odzwierciedlenie warunków powierzchniowych jest prawdopodobnie główną przyczyną błędnego modelowania zarówno temperatury, jak i prędkości wiatru (Rys. 3, a-b). Ponadto, słaba/dobra korelacja pomiędzy zmierzoną a modelowaną prędkością wiatru w kolumnie powietrza, często nie wiąże się z występowaniem słabej/dobrej korelacji w porównywanych profilach temperatury powietrza. Podsumowując, błędy zwarte w modelu AMPS są skutkiem zastosowania map koncentracji lodu o zbyt małej rozdzielczości przestrzennej i czasowej oraz niepoprawnego modelowania niektórych cech wiatrów katabatycznych.

W ostatnim artykule zwanym w mojej pracy doktorskiej również podejmuję temat obserwacji atmosfery nad lodem morskim z wykorzystaniem dronów. **Publikacja 4** opisuje dane zebrane w trakcie kampanii pomiarowej HAOS (Hailuoto Atmospheric Observations over Sea Ice) przeprowadzonej pod moim przewodnictwem w Zatoce Botnickiej (Morze Bałtyckie), pomiędzy 27 lutego a 2 marca 2020 roku. Głównym celem HAOS było dokonanie pomiarów ABL nad lodem morskim, w szczególności niejednorodną, cienką pokrywą lodową. Najbardziej wysunięty na zachód rejon wyspy Hailuoto (Hailuoto Marjaniemi) został wybrany jako miejsce do przeprowadzenia kampanii ze względu na jego położenie poza strefą tzw. landfast ice, czyli zwartej pokrywy lodowej przytwierdzonej do dna, jak i obecność dryfującego lodu w niewielkiej odległości od brzegu (~ 1 km). Każdego dnia pomiędzy 27 lutego a 2 marca przeprowadzano serię lotów dronami nad powierzchnią lodu, podczas których mierzono temperaturę, wilgotność i ciśnienie w dolnej warstwie atmosfery. Jednocześnie inny dron wykonywał szerokiej rozdzielczości fotografie podłoża, później wykorzystane do stworzenia ortofotomapy powierzchni lodu. Ponadto, na brzegu zainstalowano automatyczną stację pogodową (*ang. automatic weather station, AWS*) i urządzenie lidarowe (Halo Doppler Lidar), które przez cały czas trwania kampanii dokonywały pomiarów właściwości atmosfery. Dane zebrane podczas HAOS (Wenta et al., 2020) pozwalają na dokładną analizę właściwości atmosfery nad cienkim lodem morskim u wybrzeży wyspy Hailuoto oraz analizę zmienności cech powierzchni na podstawie wygenerowanych ortofotomap. Biorąc pod uwagę jak niewiele dostępnych jest danych o podobnej rozdzielczości, dających trójwymiarowy obraz ABL nad lodem w Zatoce Botnickiej, obserwacje opisane w **Publikacji 4** stanowią cenne źródło informacji oraz podstawę do planowania kolejnych badań nad oddziaływaniami pomiędzy atmosferą i powierzchnią lodu w tym regionie.

Dyskusja wyników i podsumowanie.

Najważniejsze wnioski badawcze.

Motywacją do przeprowadzenia badań opisanych w mojej pracy doktorskiej była nasza nieumiejętność prawidłowego prognozowania właściwości atmosfery w rejonach polarnych z wykorzystaniem numerycznych modeli pogody. Szczególny problem w modelowaniu stanowi poprawne odzwierciedlenie pionowej struktury ABL (Steenefeld, 2014b; Sandu et al., 2013), czy cech najniższej warstwy atmosfery (Køltzow et al., 2019; Jung et al., 2016). Liczne błędy pojawiają się w prognozach generowanych dla regionów, gdzie często występuje m.in. stabilna stratyfikacja atmosfery oraz dla takich obszarów jak MIZ, gdzie występuje duża zmienność cech powierzchni (Batrak and Müller, 2018). Niektóre z tych problemów zostaną rozwiązane przez rosnącą rozdzielczość pionową i poziomą modeli NWP (Edwards et al., 2020), jednak wiele podsiatkowych procesów będzie wymagało ulepszenia ich parametryzacji (Vihma et al., 2014). Rozwój algorytmów opisujących skomplikowane zjawiska fizyczne nad lodem morskim, które pozwolą podnieść jakość generowanych prognoz, będzie wymagał przede wszystkim poszerzenia naszej wiedzy o procesach zachodzących na granicy oceanu, lodu i atmosfery. Realizacja tego zadania jest głównym tematem przedstawionej pracy doktorskiej.

W pierwszych dwóch artykułach wykorzystałam uproszczoną konfigurację modelu WRF do przeprowadzenia eksperymentów numerycznych i testowania hipotez. W oparciu o liczne symulacje numeryczne analizowałam interakcje pomiędzy atmosferą a pokrywą lodową o zmiennej, niejednorodnej strukturze. Rezultaty tych analiz, opisane szczegółowo w **Publikacji 1** i **Publikacji 2**, pozwalają wyciągnąć następujące wnioski:

- Uśrednione dla całej obszaru modelu (reprezentującego pojedynczą komórkę modelu NWP) wartości strumieni turbulentnych ciepła i wilgoci oraz całkowita zawartość wody i pary wodnej w atmosferze zmieniają się w zależności od wielkości i rozmieszczenia kier lodowych lub szczelin w pokrywie lodowej.
- Rozmieszczenie przestrzenne i wielkość kier lodowych bezpośrednio wpływa na rozmieszczenie przestrzenne i intensywność struktur konwekcyjnych w atmosferze, tym samym określając wielkość strumieni turbulentnych i zawartość wilgoci w powietrzu.
- Zaproponowany został współczynnik, obliczany na podstawie uśrednionych dla komórki modelu właściwości atmosfery i podłoża, który pozwala na zawarcie efektów związanych z FSD w obliczeniach turbulentnego strumienia wilgoci.

Zgodnie z dostępną mi wiedzą przedstawione badania są pierwszymi, które skupiają się na wpływie FSD na warstwę graniczną atmosfery i podejmują temat stworzenia odpowiedniej parametryzacji opisanych efektów, co świadczy o ich innowacyjności. Ponadto moje publikacje stanowią solidną podstawę do dalszych analiz, które powinny kłaść nacisk na stworzenie algorytmu, w oparciu o zaproponowany współczynnik, który mógłby zostać zaimplementowany w numerycznym modelu pogody. Jednocześnie należy pamiętać, że uzyskane wyniki wymagają walidacji z obserwacjami. Biorąc pod uwagę niewielką ilość dostępnych danych obserwacyjnych, zwłaszcza znad niestabilnego podłoża jakim jest połamany lód morski, jest to duże wyzwanie.

Niemniej, dzięki wykorzystaniu dronów, coraz powszechniej stosowanych w licznych badaniach na Antarktydzie i w Arktyce (Knuth et al., 2013; Cassano et al., 2015; Bhardwaj et al., 2016; Knuth et al., 2013), zadanie to staje się nieco łatwiejsze. Rosnąca popularność BSP i ich szerokie możliwości zainspirowały mnie do zaplanowania, razem z zespołem, kampanii pomiarowej o nazwie HAOS, opisanej szczegółowo w **Publikacji 4**. Choć jednym z celów HAOS było pozyskanie danych, które mogłyby posłużyć do walidacji wyników moich symulacji numerycznych z **Publikacji 1** i **Publikacji 2**, to dynamicznie zmieniające się warunki lodowe nie pozwoliły nam na zebranie odpowiednich danych. Mimo to realizacja kampanii HAOS poszerzyła moją wiedzę o tym jak numeryczne modele pogody radzą sobie z prognozowaniem cech atmosfery nad zwartą pokrywą lodową oraz zainspirowała mnie do zaplanowania kolejnych projektów badawczych badających działanie modeli NWP w rejonach polarnych.

Badania nad ABL w Zatoce Terra Nova (**Publikacja 3**) poszerzyły moją wiedzę o procesach zachodzących w atmosferze nad lodem morskim w unikalnym środowisku jakim jest rejon TNBP. Stanowiły one również doskonałe przygotowanie do pomiarów z wykorzystaniem BSP w ramach kampanii HAOS. W **Publikacji 3** dokonałam analizy obserwacji z września 2012 roku wykonanych z wykorzystaniem dronu Aerosonde UAS oraz wykorzystałam je do weryfikacji prognoz regionalnego modelu AMPS (Antarctic Mesoscale Prediction System). Pomimo, że AMPS radzi sobie z modelowaniem wiatrów katabatycznych znacznie lepiej niż globalne modele pogody (Bintanja et al., 2014; Barthélemy et al., 2012), to wciąż jego prognozy zawierają wiele istotnych błędów. W moich badaniach wskazuję, że jedną z przyczyn jest zastosowanie w modelu map koncentracji lodu, które bardzo słabo oddają dynamikę zmian pokrywy lodowej w Zatoce Terra Nova i nie zawierają epizodów pojawiania się połygni, kiedy koncentracja lodu jest bardzo mała ($\sim 30\%$). Na Rys. 3 pokazany jest przykład takiej sytuacji, gdzie wynikach AMPS błędnie została odzwierciedlona prędkość wiatru oraz stabilność atmosfery. Kiedy porównamy mapę koncentracji lodu z modelu oraz pozyskaną z danych satelitarnych (Rys. 3, c–d) możemy zauważyć znaczne różnice w koncentracji lodu i kształcie tworzącej się połygni. Tym samym, w zgodzie z wynikami badań z pierwszych dwóch publikacji tworzących moją pracę doktorską, odpowiednie odwzorowanie struktury lodu morskiego ma duży wpływ na poprawne prognozowanie pogody z wykorzystaniem numerycznych modeli pogody. Podsumowując, chciałabym wypunktować najważniejsze wnioski z badań opisanych w **Publikacji 3**:

- Występowanie silnych wiatrów katabatycznych, zmienne warunki powierzchniowe i regionalne zmiany ciśnienia na powierzchni morza tworzą dynamiczny system, który determinuje pojawianie się połygni w Zatoce Terra Nova. Wszystkie elementy tego systemu muszą być prawidłowo odzwierciedlone w numerycznym modelu pogody, by poprawnie prognozować właściwości ABL nad połynią oraz tworzenie się połygni.
- Zastosowanie w modelu Antarctic Mesoscale Prediction System map koncentracji lodu o małej rozdzielczości przestrzennej i czasowej jest jednym z powodów występowania błędów w generowanych prognozach dotyczących właściwości najniższej warstwy atmosfery oraz pionowej struktury ABL.

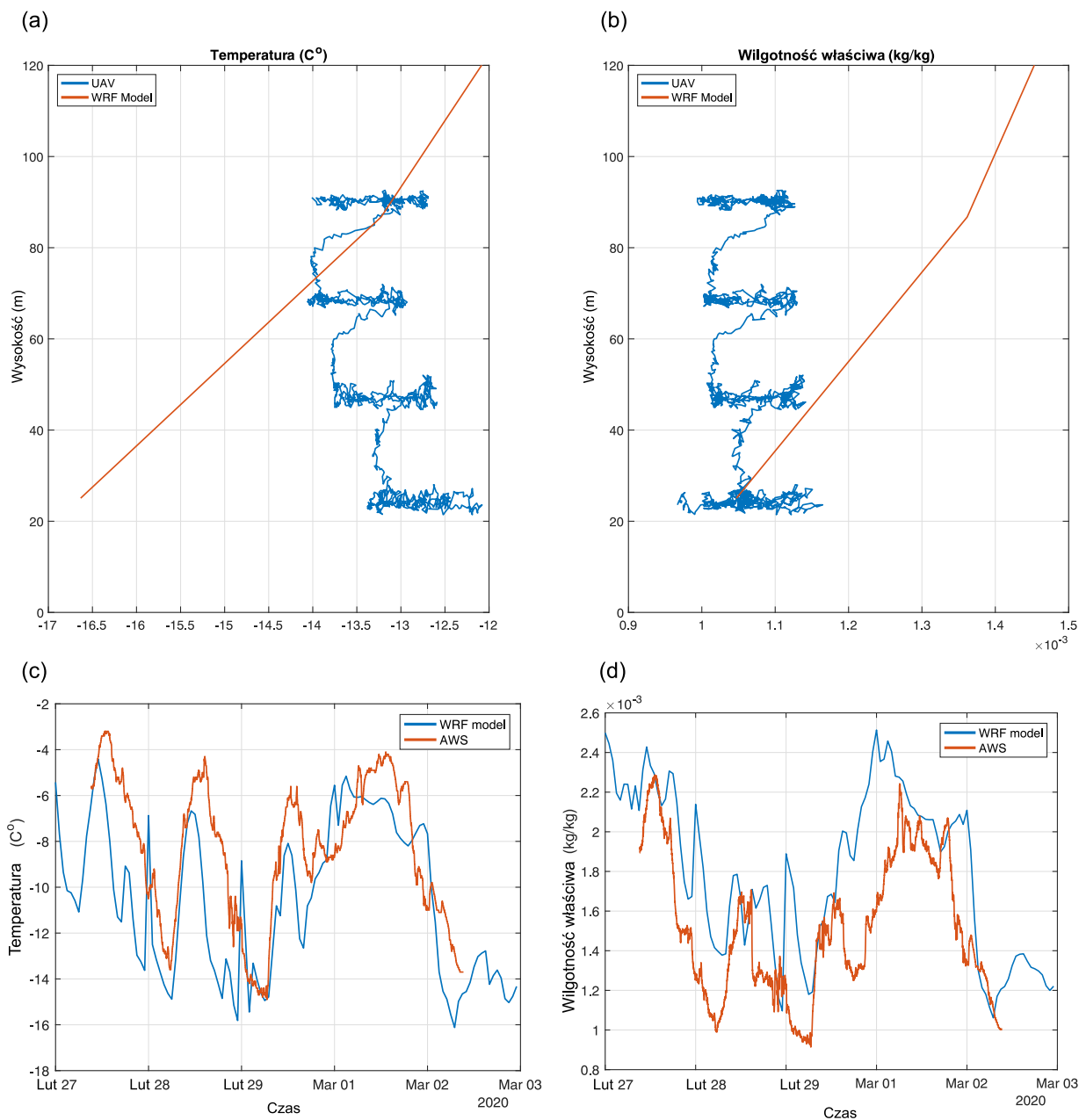


Figure 4 Zmierzone (HAOS UAV) oraz modelowane (WRF) pionowe (do 100 m) właściwości najniższej warstwy atmosfery nad lodem w odległości około 1-1.5 km od Hailuoto Marjaniami, (a) temperatura (b) wilgotność właściwa, oraz pomiary AWS i wyniki prognoz modelu WRF dla (c) temperatura i (d) wilgotność właściwa 2 m nad powierzchnią pomiędzy 27 lutego a 2 marca 2020.

Aktualne badania i plany na przyszłość.

Ostatnim elementem opisanych w mojej pracy doktorskiej badań nad właściwościami warstwy granicznej atmosfery i zastosowaniem dronów do jej obserwacji jest kampania HAOS (**Publikacja 4**). Tuż przed naszym przyjazdem na wyspę Hailuoto nastąpiło ochłodzenie, które spowodowało, że luźno pływające kry lodowe niedaleko od zachodniego wybrzeża wyspy - nasza nadzieja na niejednorodny lód morski i weryfikację wyników modelowania z **Publikacji 1, 2** - zmieniły się w zwartą pokrywę lodową, tym samym udowadniając jak trudno jest w rejonach polarnych

pozyskać dane do walidacji symulacji numerycznych. Należy jednak podkreślić, że badania przeprowadzone w trakcie HAOS dostarczyły nam wielu cennych obserwacji (Wenta et al., 2020; Wenta et al., 2021) opisujących warunki powierzchniowe i właściwości najniższej warstwy atmosfery lodem morskim. Dane z HAOS są wykorzystywane w moich bieżących badaniach, a mianowicie do weryfikacji prognoz regionalnych modeli NWP (podobnie jak w **Publikacji 3**): AROME (Application of Research to Operations at Mesoscale) Arctic (Bengtsson et al., 2017) - uruchamianym przez Norweski Instytut Meteorologii, HIRLAM (High Resolution Limited Area Model)(Unden et al., 2002) - wykorzystywanym przez Fiński Instytut Meteorologii i dwóch modeli stosowanych w Interdyscyplinarnym Centrum Modelowania Matematycznego i Komputerowego Uniwersytetu Warszawskiego: WRF (Wang et al., 2017) i United Kingdom Met Office Unified Model (UM ICM)(Walters et al., 2017). Przeprowadzona analiza symulacji numerycznych oraz danych z BSP i automatycznej stacji pogodowej (AWS) stanowi również część przygotowań do zaplanowanych na marzec 2021 pomiarów w Zatoce Botnickiej. Porównanie wyników modeli oraz pomiarów wykonałam w oparciu o następujące statystyki: współczynnik korelacji Pearsonsa (R), średni błąd odchylenia(MBE) i średni błąd kwadratowy (RMSE). Uzyskane wyniki wskazują, że w nad lodem w strefie przybrzeżnej modele mają tendencję do zaniżania wartości temperatury w najniższej warstwie atmosfery (Rys. 4, c), zawyżania wilgotności powietrza (Rys. 4, d) i problemem jest dla nich prawidłowe przewidywanie zmian prędkości wiatru (Tab. 3). Z kolei analiza pionowej struktury atmosfery, z wykorzystaniem obserwacji z dronów pokazuje, że zaniżanie temperatury przy powierzchni powoduje występowanie zbyt silnej inwersji w prognozach i błędy w modelowanej stabilności atmosfery (Tab. 4, Rys. 4, a-b). Ponadto, obliczone statystyki wskazują, że modele lepiej radzą sobie na wysokości 80-100 nad powierzchnią lodu, zaś w niższych warstwach atmosfery korelacja jest mniejsza, a wartości RMSE, MBE większe (Tab. 4), tym samym podkreślając fakt, że im bliżej powierzchni tym większe błędy w modelowanych wielkościach. W analizowanych wynikach, podobnie jak w modelu AMPS, pokrywa lodowa reprezentowana jest jako procentowa zawartość lodu/wody. Zdjęcia wykonane przez drony (**Publikacja 4**) wskazują, że w trakcie trwania kampanii HAOS koncentracja lodu u wybrzeży Hailuoto wynosiła ~100%. Tymczasem w jednym z modeli, AROME-Arctic, zawartość lodu w komórce modelu obejmującej wybrzeże Hailuoto nie przekracza 75% przez cały badany okres. W modelu tym dane wejściowe o koncentracji lodu pochodzą z ECMWF HRES (European Center for Mesoscale Weather Forecast Higher Resolution forecast), w którym wykorzystywane są wysokiej rozdzielczości dane satelitarne. W trakcie kampanii HAOS rozległe obszary lodu nie były pokryte śniegiem, a ich kolorystyka do złudzenia przypominała wodę, co mogło spowodować błędną interpretację typu powierzchni przez czujniki satelitarne i zaniżoną koncentrację lodu. W pozostałych modelach zastosowano dane o powierzchni o niższej rozdzielczości przestrzennej, w efekcie koncentracja lodu w HIRLAM, WRF i UM ICM waha się pomiędzy 98-100%. Możliwe, że za niska koncentracja lodu w modelu jest przyczyną niektórych błędów występujących w AROME-Arctic, zwłaszcza w pionowej strukturze atmosfery (Tab 4), tym samym podkreślając znaczenie prawidłowego odwzorowania powierzchni w numerycznych modelach pogody. Warto zaznaczyć, że w związku z występowaniem jednorodnej pokrywy lodowej oraz odpowiednich warunków pogodowych (słaby wiatr, silne wychłodzenie podłoża, słaba adwekcja) w trakcie kampanii HAOS dominowała stabilna struktura pionowa atmosfery. Modelowanie tego typu ABL stanowi poważne wyzwanie w rejonach polarnych (Køltzow et al., 2019; Jung et al., 2016; Pithan et al., 2016; Holtslag et al.,

Table 3 Statystyki obliczone w celu porównania pomiarów z AWS i prognoz z czterech regionalnych modeli pogodowych w okresie pomiędzy 27 lutego i 2 marca 2020 roku (T- temperatura powietrza, WS - prędkość wiatru, Q - wilgotność właściwa, R - współczynnik korelacji Pearsons, MBE - średni błąd odchylenia, RMSE - średni błąd kwadratowy). Hipoteza o braku korelacji została sprawdzona i p-wartość dla wszystkich korelacji była mniejsza niż poziom istotności (0.05).

	T-RMSE (°C)	T-R	T-MBE (°C)	WS-RMSE (m/s)	WS (R)	WS-MBE (m/s)	Q-RMSE (kg/kg)	Q (R)	Q-MBE (kg/kg)
AROME-Arctic	1.93	0.85	1.08	1.35	0.54	0.68	0.0004	0.82	0.0003
HIRLAM	2.97	0.79	-2.13	1.45	0.64	0.88	0.0003	0.86	0.0001
UM (ICM)	4.67	0.61	-3.51	1.11	0.55	-0.49	0.0003	0.78	0.0001
WRF (ICM)	2.96	0.73	-1.82	1.20	0.45	0.22	0.0004	0.74	0.0003

Table 4 Statystyki obliczone w celu porównania pomiarów z BSP i prognoz z trzech regionalnych modeli pogodowych w okresie pomiędzy 27 lutego i 2 marca 2020 roku (T- temperatura powietrza, Q - wilgotność właściwa, R - współczynnik korelacji Pearsons, MBE - średni błąd odchylenia, RMSE - średni błąd kwadratowy). Hipoteza o braku korelacji została sprawdzona i p-wartość dla wszystkich korelacji była mniejsza niż poziom istotności (0.05).

	Altitude (m)	T-R	T-RMSE (°C)	T-MBE(°C)	Q-R	Q-RMSE (kg/kg)	Q-MBE (kg/kg)
WRF (ICM)	25.00	0.90	3.10	-2.54	0.86	0.0002	0.0001
	86.00	0.97	1.32	-0.97	0.81	0.0003	0.0001
AROME-Arctic	37.50	0.66	2.82	-0.85	0.82	0.0002	0.0001
	63.00	0.67	2.80	-0.85	0.82	0.0002	0.0001
	89.40	0.73	2.32	-0.48	0.73	0.0003	0.0001
UM (ICM)	21.67	0.74	3.53	-2.63	0.82	0.0004	0.0003
	45.00	0.87	2.17	-1.32	0.88	0.0004	0.0004
	75.00	0.89	1.81	-0.61	0.82	0.0004	0.0003

2013; Steeneveld, 2014b), ze względu na występowanie licznych, skomplikowanych procesów fizycznych i interakcji (m.in. oddziaływania ocena-lód-atmosfera, bilans energii powierzchniowej, chłodzenie radiacyjne, turbulencja). Powtarzające się błędy w modelach podkreślają, jak ważne jest dalsze badanie zachodzących między lodem morskim a atmosferą procesów, zarówno w oparciu o modelowanie, jak i obserwacje. Zgodnie z powyższym, przedstawione analizy wyników z zimy 2020 zostaną wykorzystane w procesie planowania kolejnych pomiarów w Zatoce Botnickiej. Należy w tym miejscu podkreślić, że HAOS 2020 stanowił niejako etap przygotowawczy dla kolejnych kampanii obserwacyjnych, pozwalając nam zyskać niezbędne doświadczenie i poszerzyć naszą wiedzę o możliwościach BSP. Podsumowując, przeprowadzona analiza jak i badania szczegółowo opisane w **Publikacji 4** pozwoliły:

- Przetestować możliwości bezzałogowych statków latających, zaprojektowanych specjalnie na cele projektu HAOS, w trudnych zimowych warunkach, nad lodem w Zatoce Botnickiej.
- Zaplanować pomiary w ramach nieco większej kampanii obserwacyjnej, zaplanowanej na marzec 2021 roku. W szczególności, zainstalowania w dronach nowych czujników: temperatury powierzchni oraz lidar, które pozwolą nam lepiej zbadać procesy zachodzące w atmosferze nad jednorodnym i niejednorodnym lodem morskim.

Moje badania poszerzają naszą wiedzę o procesach zachodzących w warstwie granicznej atmosfery nad lodem morskim, w wyniku występowania połamanych kier lodowych, szczelin, połyń, czy nad cienką, przybrzeżną pokrywą lodową. Załączone publikacje podejmują pierwszą próbę wyjaśnienia wpływu FSD na ABL i sugerują przyczyny występowania błędów w numerycznych modelach pogody nad lodem morskim. Ponadto przeprowadzone przeze mnie analizy stanowią solidną podstawę do kolejnych badań skupiających się na ulepszeniu parametryzacji stosowanych w modelach numerycznych oraz planowania obserwacji ABL nad lodem morskim.

Wiele z błędów występujących w prognozach, wliczając te generowane przez regionalne modele pogodowe wykorzystane w analizie danych z HAOS, nie jest w pełni wyjaśniona, a ich poprawa wymaga opracowania nowych algorytmów. W związku z powyższym, po zakończeniu studiów doktoranckich, chcę kontynuować rozpoczęte badania, badając atmosferę w rejonach polarnych i pracując nad ulepszeniem działania modeli NWP. W ramach już zaplanowanego projektu będę analizować dane obserwacyjne z dronów z licznych lokalizacji, zarówno w Arktyce jak i na Antarktydzie, wliczając w to pomiary z ekspedycji MOSAIC. Obserwacje te wykorzystam do weryfikacji wyników symulacji numerycznych pogody i klimatu. Moim celem jest wyjaśnienie, jakie procesy, a raczej ich brak ich uwzględnienia w modelach, powoduje występowanie błędów w prognozach dotyczących właściwości najniższej warstwy atmosfery i stabilności pionowej ABL, a także wskazanie na jakich elementach modeli musimy się skupić by ulepszyć ich działanie nad lodem morskim. Podsumowując, chciałabym dalej poszerzać naszą wiedzę o wzajemnych oddziaływaniach wody, lodu i atmosfery oraz zweryfikować wyniki symulacji numerycznych opisanych w mojej pracy doktorskiej.