

WPŁYW ZMIAN KLIMATYCZNYCH NA MORZE BAŁTYCKIE

Jacek Piskozub

Institute of Oceanology, Polish Academy of Sciences, -Sopot, Poland

email: piskozub@iopan.gda.pl

ABSTRAKT

Obecna zmiana klimatu dotyczy wszystkich regionów świata, w tym oceanów i ich obszarów przybrzeżnych. Ocean Atlantycki i przybrzeżne, prawie zamrożone morze bałtyckie, nie są wyjątkiem. Region Morza Bałtyckiego doświadcza zarówno wzrostu temperatur, jak i zmian opadów, jednakże tempo zmian różni się w zależności od regionu i pór roku. Wzrost poziomu morza w regionie północnoatlantyckim, w tym w regionie Morza Bałtyckiego, jest generalnie podobny do średniej globalnej, chociaż zmienia się regionalnie w wyniku zmian krążenia, bliskości lądolodu Grenlandii i izostatycznego podnoszenia się dna po epoce lodowej. Te zmiany będą kontynuowane i najprawdopodobniej przyspieszą w następnych dziesięcioleciach. **Stopniowanie** lodu w Grenlandii prawdopodobnie zmniejszy zasolenie wód powierzchniowych północnoatlantyckich, osłabiając atlantycką cyrkulację termohaliny, co jeszcze bardziej wpływa na wzrost poziomu morza. Wzrost opadów spowodowałby, że **słabe morze** Morza Bałtyckiego stanie się bardziej słodkie, chociaż wzrost poziomu morza mógłby w pewnym stopniu złagodzić to przez pogłębienie Cieśnin Duńskich. Nadal trudno jest oszacować przyszłe skutki antropogenicznego globalnego ocieplenia, na szereg parametrów klimatycznych, w tym cyrkulacji atmosferycznej i sztormowości.

1. WSTĘP

Bałtyk, szelfowe morze słonawe (53-66 ° N i 10-30 ° E) jest bardzo młode pod względem geologicznym. **Wyłoniła** się z lodowatej osłony dopiero po ostatniej **epok**ie lodowcowej pod koniec okresu plejstocenu (Uścińowicz, 2003). Po serii szybkich zmian środowiskowych na początku

Holocenu, spowodowanych zarówno globalnym ociepleniem, jak i rosnącym poziomem morza, klimat regionu bałtyckiego był w większości stabilny i ulegał niewielkim zmianom. Po okresie holocenijskiego optimum klimatycznego 6000 - 8000 lat, spowodowanego wzrostem letniego nasłonecznienia, klimat regionu bałtyckiego zaczął się powoli chłodzić (Seppa i in., 2005). Ten spadek temperatury występował w większości regionów pozatropikalnej półkuli północnej i był powiązany z orbitalną konfiguracją Ziemi, głównie ze względu na zmiany precesyjne, mianowicie powolną ewolucję daty, kiedy Ziemia jest najbliżej Słońca (Bradley et. Al., 2003).

Klimat regionu bałtyckiego przestał się stawać chłodniejszy, a zmiany klimatu w ciągu ostatnich 200 lat znacznie przyspieszyły (Rutgersson i in., 2014). Nie jest to zaskakujące, ponieważ jest to część trwającego globalnego ocieplenia, co jest z dużą dozą prawdopodobieństwa spowodowane przez antropogeniczne emisje gazów cieplarnianych (IPCC 2013). Niniejsza praca próbuje podsumować obecną wiedzę na temat zmian klimatycznych w epoce przemysłowej oraz prognoz opartych na modelu na najbliższe dziesięciolecia. W ten sposób stara się uaktualnić niedawny raport dotyczący zmian klimatycznych w regionie Morza Bałtyckiego (zespół autorów BACC, 2014) przy pomocy opublikowanych ostatnio artykułów.

2. ZMIANA KLIMATU W OKRESIE PRZEMYSŁOWYM

Instrumentalny zapis meteorologiczny w regionie Bałtyku jest jednym z najdłuższych na świecie. Regularne pomiary temperatury w niektórych miastach przybrzeżnych zaczęły się pod koniec XVIII wieku, a pomiar ciśnienia atmosferycznego rozpoczął się na początku XIX wieku (Zespół Autorów BACC, 2014). Jednak pokrycie przestrzenne było niewielkie we wczesnej części okresu. Dlatego też, w celu jednolitości serii danych, niektórzy autorzy używają serii na podstawie jednego miasta, na przykład serii temperatur w Sztokholmie (Omstedt i in., 2004).

Według danych instrumentalnych (Rutgersson i inni, 2014) temperatura regionu bałtyckiego (Rysunek 1 przedstawia najdłuższą serię temperatur w regionie) nie wykazywała żadnych istotnych tendencji przed początkiem XX wieku. **Miało to okres wzrostu temperatury w pierwszych 30 latach XX wieku, a następnie okres chłodzenia przez następne trzydzieści lat (do lat 60.), a wreszcie okres ocieplenia w ostatnich dekadach.** Cechy te są również obecne w seriach czasowych dla półkuli północnej, takich jak HadCRUT4 (Morice i in., 2012). (Rysunek 2). Może to być związane z zmianami temperatury na

północnym Atlantyku, podobne cechy występują w indeksie AMO (Schlesinger i Ramankutty, 1994) (Rysunek 3). Wpływ AMO na temperatury w regionie Morza Bałtyckiego jest szczególnie wyraźny latem (Piskozub i Gutowska, 2015) (wykres 4). Zmiany wielodekadowe zbiegają się jednak ze wzrastającym trendem zgodnym z rosnącym wymuszeniem spowodowanym przez antropogeniczne emisje gazów cieplarnianych (IPCC, 2013).

W latach 1871-2013 liniowe trendy temperatury w bałtyckich cyklach danych wynosiły $0,10\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekadę}$ na północ od $60\text{ }^{\circ}\text{N}$ i $0,08\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekadę}$ na południe od szerokości geograficznej. Oba trendy są większe niż globalne, które w okresie 1871-2005 wynosiły $0,06\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekadę}$ (Rutgersson i in., 2014). W obu regionach największe były tendencje ($0,10\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekada}$ w obu regionach) i wiosna ($0,15\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekada}$ na północy i $0,10\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekada}$ na południu) i najmniejsza na lato ($0,08$ i $0,04\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Dekady}$), podczas gdy jesienią wartości były zbliżone do rocznych trendów (odpowiednio $0,10$ i $0,07\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{dekada}$) (Zespół Autorów BACC2, 2014). Największą międzyroczną zmienność temperatury w regionie Bałtyku obserwuje się w sezonie zimowym. Temperatury zimowe w północnej i środkowej Europie są w dużym stopniu uzależnione od kierunku krążenia atmosferycznego z uwagi na fakt, że zimą na północnym Atlantyku jest dużo cieplej niż **na sąsiedniche kontynentachy zimą**. Dlatego temperatury zimowe w regionach bałtyckich korelują z oscylacją północnoatlantycką (NAO), indeksem zachodniej cyrkulacji atmosferycznej (Rysunek 5). Jego wpływ sięga głęboko na ląd eurazjatycki (Piskozub i Gutowska, 2015) (Rysunek 6).

Dzienny cykl temperatur zmienia się także w rejonie Morza Bałtyckiego (Rutgersson i in., 2014). Zarówno codzienne minimalne, jak i maksymalne temperatury wzrastają w całym 20. wieku. Minimalna temperatura wzrasta głównie pod koniec wiosny (kwiecień i maj), a maksymalna temperatura w zimie (zespół autorów BACC, 2014). **To spowodowało, że temperatura wiosenna wzrosła wiosną i spadek w zimie**. Jednocześnie wzrosła długość sezonu wegetacyjnego wraz z liczbą dni z wyjątkowo wysoką temperaturą (upałem). W tym samym czasie liczba mrozów znacznie się zmniejszyła. Zmiany spowodowały, że w zimie dłuższe są okresy z łagodną pogodą, a latem jest więcej fal upałów (Scaife i in., 2008).

Tendencje opadów są trudniejsze do określenia, zwłaszcza, że zmieniają się w zależności od regionu i pór roku (Zespół Autorów BACC, 2013). Jednak w niektórych regionach wokół Bałtyku w XX wieku zaobserwowano sezonowo znaczące tendencje. Wzrost opadów, szczególnie jesienią i zimą obserwowano w południowo-wschodniej Norwegii, a także w Finlandii. W krótszej skali czasowej,

Scaife i wsp. (2008) stwierdzili zmiany związane z NAO w ekstremalnych opadach zimowych, mianowicie wzrost dla regionu bałtyckiego pomiędzy latami 60. i 90. XX wieku.

Jakość historycznych danych o sile wiatru jest zwykle lepsza niż w przypadku opadów atmosferycznych, ale nadal istnieją duże różnice w kwestii długoterminowych trendów sztormowości w regionie bałtyckim. W dekadalnej skali czasowej wydaje się, że sztormy korelują się z NAO, zwiększając się np. od lat 60. do lat 90. i malejąc później (Zespół Autorów BACC 2014). Trzeba jednak pamiętać o długoterminowym trendzie. Wiele badań opierających się na różnych danych i metodach, wykazujących dobrą ogólną **zgodę** w odniesieniu do długoterminowych zmian, pozwoliło zespołowi autorów BACC (2014) stwierdzić, że "północnoeuropejska **burzliwość** jest zdominowana przez duże zmienność międzydekadną, a nie długoterminowe trendy ". Jednak niedawne badania (Donat i in., 2011) wykryły długotrwały dodatni trend sztormowości od 1871 r. W badaniu zastosowano reanalizę specjalnie stworzoną jako czasowo jednorodną, 20CR (Compo i in., 2011) ze względu na **asymilację** jedynie danych o najdłuższej serii czasowej: dziennych danych ciśnienia na poziomie morza oraz miesięcznych temperatur powierzchni morza i pokrycia lodem morskim. Jednak Krueger i wsp. (2013) porównali długoterminowy trend 20CR z obserwacjami ciśnienia na poziomie morza i stwierdzili, że nie jest **ono** homogeniczny. Mianowicie jest to efekt rosnącej liczby stacji mierzących ciśnienie, które pojawiły się w ostatniej części serii czasowej. Niedawna analiza (Schenk i Zorita, 2012) przeliczająca nieliczne dane z okresu po 1850 r. na pola ciśnień, porównująca każdą codzienną obserwację z najbardziej podobnymi polami ciśnień w okresie 1958-2007 nie powinna mieć tego samego problemu z homogenizacją. Rutgersson i wsp. (2014) użyli jej do wykazania, że w danych historycznych dla centralnego regionu Morza Bałtyckiego nie odnotowano istotnego długoterminowego trendu. Według tej analizy letnie wiatry mają tendencję spadkową od szczytu wartości w latach 1850-1880 dla zachodniego Bałtyku (podczas gdy na północnym i wschodnim wybrzeżu Morza Bałtyckiego żaden taki szczyt nie był obecny). Badanie potwierdza także, że lata dziewięćdziesiąt**ych** były szczytem częstotliwości sztormów zimowych w całej serii czasowej (od 1850).

3. ZMIANA KLIMATU W OSTATNICH DEKADACH

The gGlobalna zmiana klimatu stała się coraz wyraźniejsza od lat 70. (IPCC, 2013). Nie oszczędziła też regionu bałtyckiego. W rzeczywistości wzrost temperatur atmosferycznych nad Morzem Bałtyckim

jest wyższy niż globalne trendy. Trendy liniowe temperatur bliskich powierzchni nad środkowym Bałtykiem w latach 1970-2008 zostały oszacowane na +0,4 K / dek., Podczas gdy na północnym wybrzeżu Morza Bałtyckiego nawet o +0,6 K / dek., z największymi trendami jesienią i zimą (Lehmann i wsp., 2011). **Jest to odpowiednio dwa i trzy razy większe niż globalny trend tego samego okresu (IPCC, 2013).** Podobnie trendy w temperaturach powierzchni morza pochodzących z danych satelitarnych (1990-2008) pokazują tendencje + 0,5 do 0,9 K / dek. dla środkowego Bałtyku i 0,8 do 1,0 K / dek. dla północnego Bałtyku (Lehmann i in., 2011) . Co ciekawe, najmniejsze trendy w temperaturach na powierzchni morza obserwowano na wschodnim wybrzeżu Szwecji, co może wynikać z częstszych zjawisk upwellingu, wynoszących chłodniejsze wody głębinowe na powierzchnię morza (Lehmann i in., 2012). Ogólnie duże wartości trendu są zaskakujące, zwłaszcza że indeks NAO na ogół spadał w okresie badania, co miaoby negatywny wpływ na temperatury, szczególnie zimą (Lehmann i in., 2011). Częściowym wyjaśnieniem tego paradoksu może być fakt, że latem i jesienią (Siegel i in., 2006) zaobserwowano największe **pozytywne** tendencje temperatur powierzchniowych na morzu.

Innym istotnym parametrem klimatycznym jest spływ wody rzecznej. Wielkość jego zależy od różnicy opadów i parowania w obszarze zlewiska rzeki. Na półwyspie skandynawskim obserwowano **pozytywne** tendencje spływu w większości rzek, gdzie mierzono w latach 1961-2000 (zespół autorów BACC, 2013). Z drugiej strony, na południowym brzegu Morza Bałtyckiego, największe rzeki nie miały znaczącego trendu w XX w., **A od lat pięćdziesiątych w latach Odra miała niewielkie pozytywne tendencje, a od lat osiemdziesiątych w przypadku Wisły (Wisła)** . Ponieważ nie ma się **co** spodziewać, że nie nastąpi wzrost parowania w warunkach ocieplenia klimatu (w regionie występuje tendencja do ocieplenia), rosnące odpływy muszą wynikać ze wzrostu opadów, szczególnie w północnej części basenu Morza Bałtyckiego. Jest to zgodne z konkluzjami zespołu autorów BACC (2014), który stwierdził, że: "W ciągu ostatnich dziesięcioleci wzrost opadów w zimie był typowy dla północnej Europy. Największy wzrost odnotowano w Szwecji i na wschodnim wybrzeżu Morza Bałtyckiego, podczas gdy południowa Polska otrzymała średnio mniej opadów ". Jednak w poszczególnych badaniach, na których opiera się wniosek, w ostatnich dziesięcioleciach doszło do odrębnych szacunków dotyczących tendencji związanych z opadami dla różnych części basenu Morza Bałtyckiego.

Te same parametry klimatyczne, które kontrolują wypływ rzeki (opady i parowanie) są również odpowiedzialne za zmiany zasolenia Bałtyku. Inny ważny proces kontroluje zasolenie bałtyckich

głębinowych wód (Meier i Kauker, 2003). Proces rozpoczyna się od wlewu większej ilości soli fizjologicznej od Morza Północnego, a następnie mieszania z wodami bałtyckimi. Uzupełnia on także budżet tlenu w głębiach na Bałtyku. Bez wlewów Bałtyk byłby basenem słodkowodnym, ponieważ wielkość opadów jest większa niż parowania w dorzeczu bałtyckim w skali rocznej. Dlatego liczba i wielkość napływu słonych wód jest tak ważną częścią budżetu zasolenia Morza Bałtyckiego. Typowa częstotliwość największych wlewów od XIX wieku to 2-3 wlewy na dekadę (Schinke i Matthäus, 1998). Jednak od połowy lat 70. ich częstotliwość spadła i miały tendencję do wystąpienia raz na dekadę (dokładnie co 10 lat: 1983, 1993, 2003). Po upływie 12 lat ostatni duży wlew nastąpił w zimie 2014/2015. (Gräwe i wsp., 2015, Rak, 2016). Jednak nawet ten trzeci największy wlew od 1880 r. nie poprawił deficytu tlenu w rejonie Morza Bałtyckiego tak bardzo, jak oczekiwano (Neumann i in., 2017). Opisane powyżej zmiany opadów i częstotliwość wlewów wody z Morza Północnego powinny spowodować, że Morze Bałtyckie stanie się mniej słone. Jednak jak dotąd nie zaobserwowano statystycznie istotnych długoterminowych tendencji w zasoleniu bałtyckim (zespół autorów BACC, 2014).

Morze Bałtyckie pokryte jest sezonowo lodem morskim, zwłaszcza w części północnej. W Zatoce Botnickiej lód morski pozostaje typowo do połowy maja (Vihma i Haapala, 2009). Na południowym wybrzeżu Morza Bałtyckiego, szczególnie wzdłuż polskich i niemieckich wybrzeży, lód morski jest zjawiskiem, które nie występuje każdej zimy. Obszar pokryty lodem morskim w Bałtyku zależy silnie od zimowego indeksu NAO. Jest on ponad dwa razy większy w zimie z ujemnym NAO niż przy dodatnim (Vihma i Haapala, 2009). To sprawia, że jest ono bardzo zmienne w dekalnej skali czasowej. Jednak długoterminowy trend zmian pokrycia lodem morskim jest wyraźnie ujemny, a dla różnych części Morza Bałtyckiego wynosi 14 do 44 dni na wiek, głównie z powodu wcześniejszego topienia się lodu (Jevreyeva i in., 2004). Maksymalny zasięg pokrywy lodowej w Morzu Bałtyckim zmniejszył się w ostatnich stu latach, przy czym tendencja ta wynosi około 2% na dekadę (Vihma i Haapala, 2009). Jednak tendencja ta być może wzrosła w ostatnich trzech dekadach, zwłaszcza na południowym wybrzeżu Morza Bałtyckiego, co doprowadziło do braku lat z pełnym pokryciem lodowym w Morzu Bałtyckim w ciągu ostatnich 25 lat (Zespół Autorów BACC, 2014).

Globalny poziom morza wzrasta zarówno ze względu na termiczną ekspansję rozgrzanej wody morskiej, jak i do topienia lądolodów i górskich lodowców. W latach 1901 do 2010 wzrósł o 19 cm (\pm 2 cm), a obecnie przyrost poziomu morza utrzymuje się w tempie 3,2 mm / rok (IPCC, 2014). Na Morzu Bałtyckim obserwowane (względne) poziomy morza są silnie związane z pionowym

izostatycznym ruchem dna morza, będącym wynikiem dostosowania się litosfery do utraty masy lądolodu, który pokrywał ten obszar w ostatnim okresie lodowcowym. Ta korekta dla Bałtyku zmienia się od prawie 10 mm na rok w górę w Zatoce Botnickiej (co powodującej ujemny trend w relatywnym poziomie morza) do -1 mm na rok w części południowego Bałtyku (Richter i in., 2012). Poziom Morza Bałtyckiego jest silnie skorelowany z indeksem NAO w skali międzydekadalnej, szczególnie zimą (Hünicke i Zorita, 2006). Korelacja jest najmniejsza w zachodnim Bałtyku, co można zrozumieć, zauważając, że NAO jest indeksem zachodniej cyrkulacji, a więc silniejsze wiatry zachodnie podczas dodatniego zimowego NAO powodują, że woda morska jest odpychana od Cieśnin Duńskich. To utrudnia porównywanie trendów w poziomie Morza Bałtyckiego nawet tak długich jak 30-40 lat z globalnymi, na które nie wpływa wartość indeksu NAO. Na przykład Madsen (2011) wykorzystał satelitarne dane wysokościowe pochodzące z okresu od 1992 do 2008 roku dla Morza Bałtyckiego, osiągając bezwzględny trend poziomu morza wynoszący 5,8 mm rocznie. Tendencje na Atlantyku ($3,3 \pm 0,1$ mm na rok) i Oceanie Światowym ($3,23 \pm 0,04$ mm na rok) w tym samym okresie i pochodzące z tego samego zestawu danych są znacznie mniejsze, co sugeruje silny wpływ lokalnej cyrkulacji w rejonie Bałtyku. Ten problem uniemożliwiał ustalenie, czy tempo wzrostu poziomu morza **bałtyckiego** przyspiesza, jak w globalnym oceanie (zespół autorów BACC, 2014). Jednakże w odniesieniu do długoterminowych trendów, pomimo różnych wartości **znalezionych** w różnych badaniach, zespół autorów BACC stwierdza, że "Gdy weźmie się pod uwagę opublikowane niepewności, wyniki wszystkich poprzednio wymienionych badań leżą w granicach błędów szybkości wzrostu globalnego poziomu morza w XX wieku, wynoszącym $1,7 \pm 0,5$ mm rocznie w [IPCC (2013)]".

Na koniec należy zadać pytanie, czy zmiany klimatyczne ostatnich dziesięcioleci przekraczają zakres naturalnej zmienności. Właśnie na to pytanie odpowiada niedawno opublikowany artykuł (Barkhordarian i in., 2016) Wykorzystanie 1800 lat wyników modelu klimatycznego i porównanie **jej** z obserwacyjnymi dało w wyniku konkluzję że w okresie letnim i jesiennym nie można wyjaśnić wzrostu temperatury nie uwzględniając obserwowanego wzrostu i zmian emisji antropogenicznych gazów cieplarnianych i aerozoli. Dla zimy i wiosny współczynniki korelacji z antropogenicznymi gazami cieplarnianymi nie miały znaczenia statystycznego, ale były bliskie temu. Możliwe, że za kilka lat będą znaczące. Prowadzi to do kolejnego pytania, jak wiele zmian klimatu oczekuje się w następnych dziesięcioleciach XXI wieku.

4. PROJEKCJE KLIMATYCZNE

Prognozowanie przyszłego klimatu jest trudne. Wykonanie jej dokładnie jest olbrzymim osiągnięciem. Trzeba nie tylko prawidłowo reprezentować wszystkie istotne procesy (fizyczne, chemiczne i biologiczne), ale także przewidywać nasze własne przyszłe zachowania zbiorowe. Kluczowym parametrem przyszłego klimatu jest skumulowana antropogeniczna emisja gazów cieplarnianych. Ponieważ nie możemy przewidzieć przyszłej polityki i technologii, społeczność modelująca korzysta z kilku różnych scenariuszy emisji (które niedawno przekształciły się w reprezentatywne ścieżki koncentracji lub RCP). Dlatego też większość długoterminowych prognoz klimatycznych powstaje w wyniku uruchomienia kilku oddzielnych **modelów** klimatycznych (lub nawet całych ich „wiązek”) dla różnych scenariuszy emisji lub RCP (IPCC, 2014).

W przypadku prognoz regionalnych można wykorzystać **downskalację** danych projekcji z modelu globalnego, ale ze względu na niską rozdzielczość modeli globalnych można uzyskać tylko bardzo zgrubny obraz przestrzenny. Dlatego też stosowane są różne metody zmniejszania skali. Dynamiczne zmniejszanie skali polega na wykorzystaniu modeli o wyższej rozdzielczości, które asymilują dane wyjściowe modeli globalnych. Techniki downskalacji statystycznej polegają na wykorzystaniu wzorców przestrzennych wysokiej rozdzielczości z obserwacji i modeli regionalnych w celu zrekonstruowania pól meteorologicznych o dużej rozdzielczości z wyników modeli **globalnych**, o mniejszej rozdzielczości. Szczegółowy opis metodyki stosowanej w regionie Morza Bałtyckiego oraz względne zalety i wady poszczególnych metod zostały sporządzone przez zespół Autorów BACC (2014), którzy dostarczyli również pierwszą analizę eksperymentów zmniejszania skali przeprowadzonych w ramach projektu porównania modeli CMIP5 (Taylor i in., 2012) dla najnowszego raportu IPCC (IPCC, 2014).

Porównanie temperatur powierzchniowych wyliczonych dla regionu bałtyckiego na okres 2070-2099 przy wykorzystaniu scenariusza wysokiej emisji "A1B" z obserwowanymi temperaturami z lat 1961-1990 (najnowszy "okres bazowy" zalecany przez Światową Organizację Meteorologiczną) wykazuje duże i zróżnicowane prognozowane zwiększenie temperatury (Zespół Autorów BACC, 2014). Zimą najbardziej prawdopodobnym przewidywanym wzrostem temperatury jest od 3 K **dla** południowego Bałtyku i przyległych terenów do ponad 6 K w północnym Bałtyku i północnej Skandynawii (z 5% -

95% zakresem ufności odpowiednio 2-5 K na południu i 4 -7 K na północy). W okresie letnim najbardziej prawdopodobny przewidywany wzrost temperatury wynosi około 3 K nad całym Morzem Bałtyckim (z zakresem ufności 5% - 95% od 1-2 K do 4-5 K z wyższą przewidywaną temperaturą na północy).

Projekcje opadów z tej samej wiązki modeli i dla tego samego okresu (zespół autorów BACC, 2014) wykazują wzrost opadów zimowych w całym obszarze basenu Morza Bałtyckiego o około 10% - 30% (z zakresem ufności 5% - 95% przewiduje się zmiany od 0 do 20% wzrostu opadów na południu i 30 - 50% na północy). Latem przewidywane zmiany opadów wahają się od braku zmian w południowym Bałtyku (a nawet 10-20% spadku w południowej części Polski, która nadal jest częścią obszaru zlewisk Bałtyku) do wzrostu o 10% - 20% na północy (z 5% -95% ufności od -30% do 30% na południu i od 0% do 40% wzrostu na północy). Jak widać z zakresu ufności, modele te lepiej radzą sobie z prognozami temperatury w porównaniu z projekcjami opadów. Obserwowane tendencje wzrostu opadów na północnym wybrzeżu Morza Bałtyckiego i przyległych terenach, jak również brak jakichkolwiek zmian, a nawet spadek opadów w pobliżu wybrzeża południowego Bałtyku oraz w jego zlewisku (zwłaszcza na południu Polski) są zgodne z obserwowanymi zmianami w ostatnich dziesięcioleciach.

Projekcje ekstremalnych opadów mają nawet mniej **zaufania** (Zespół Autorów BACC, 2014). Zestaw wzorcowy przewiduje niewielki wzrost ekstremalnych opadów atmosferycznych (od 0% do 10%) dla większości rejonu Morza Bałtyckiego w miesiącach zimowych i letnich. Zakresy ufności w obu sezonach wahają się od ujemnych do dodatnich (-40% do + 50%), co powoduje, że prognozy są nieistotne statystycznie. Nie oznacza to, że ekstremalne opady deszczu i śniegu nie ulegną zmianie. Oznacza to po prostu, że obecnie nie jesteśmy w stanie przewidzieć ich z odpowiednią wiarygodnością.

Podobna sytuacja jest obecna w prognozach wiatru w przyszłych dekadach. Ten sam zestaw modeli (Zespół Autorów BACC, 2014) nie przewiduje zmian wiatrów w okresie zimowym, przy niewielkim wzroście nad Morzem Bałtyckim i spadku na sąsiednich terenach w miesiącach letnich. Jednak podobnie jak w przypadku opadów, zakresy ufności obejmują średnią zmianę prędkości wiatru od około -10% do + 10% w obu sezonach. Oznacza to, że nie możemy przewidzieć dokładnych prognoz dotyczących przyszłych trendów prędkości wiatru. Nie jest to zaskakujące, ponieważ ostatni raport IPCC (2014) nie był w stanie podać żadnych istotnych statystycznie prognoz dotyczących pozatropikalnych wiatrów powierzchniowych dla półkuli północnej. W przypadku sektora atlantyckiego,

dokładnie ta sama liczba modeli z wiązki CMIP przewiduje wzrost i spadek wiatru strefowego (zachodniego), jak pokazali Barnes i Polvani (2015), którzy stwierdzili, że "prognozowana odpowiedź cyrkulacji jna albo przeciwny znak do przewidywanych przez hipotezy naukowe albo mają za duży rozrzut wśród modeli aby można było dostrzec jakiegokolwiek istotne zmiany". To stwierdzenie oznacza jedynie to, że nie jesteśmy w stanie przewidzieć zmian w obiegu atmosferycznym, a nie, że przed końcem stulecia nie będzie zauważalnych zmian. Ponieważ NAO jest indeksem poza-tropikalnej cyrkulacji strefowej na półkuli północnej, powyższy wniosek oznacza, że nie jesteśmy też w stanie stwierdzić, czy przyszłe wartości indeksu NAO będą bardziej dodatnie lub bardziej ujemne niż historyczne.

Prognozowane temperatury powierzchni morza (zespół autorów BACC, 2014), **wyprodukowane** przy użyciu modeli obiegu oceanicznego wymuszonych przez model atmosferyczny RCM, są zgodne z prognozami temperatur atmosferycznych przy powierzchni. Przewidują one wzrost temperatury w okresie letnim o 2-4 K między okresami 1978-2007 i 2069-2098 dla scenariuszy emisji A1B i A2, przy czym wartość ta wzrasta na północy oraz nieco mniejszy wzrost o 2-3 K w zimie. Ten sam zestaw modeli przewiduje spadek zasolenia bezwzględnego w Basenach Bornholmu i Gotlandii w niemal stałym tempie i wynoszący 1,5-2 g/kg, przy czym większy spadek wystąpi przy Cieśninach Duńskich i najniższy spadek w Zatokach Botnickiej i Fińskiej (gdzie zasolenie jest już obecnie bardzo niskie). Spadek przewidywanych wartości zasolenia spowodowany jest przede wszystkim wzrostem dopływu rzecznoego (Meier i in., 2012), który jest zgodny z prognozami opadów atmosferycznych (patrz wyżej). Zastosowane modele nie obejmowały jednak pogłębienia Cieśnin Duńskich, które mogą wpływać na trendy zasolenia, w zależności od tempa wzrostu poziomu morza (patrz poniżej).

Biorąc pod uwagę długość sezonu lodu na Morzu Bałtyckim, w zeszłym stuleciu zaskakujące jest jak niewiele artykułów próbuje przewidzieć maksymalny poziom morza w Morzu Bałtyckim pod koniec stulecia. Ostatnio Jylhä i wsp. (2008) wykorzystali korelację obserwowanych temperatur i poziomu lodu na morzu w celu stworzenia półempirycznego związku między nimi, a następnie wykorzystywać prognozowane temperatury w celu oszacowania przyszłego pokrycia lodowcowego. Wyniki wykazały, że niezależnie od scenariusza emisji, większość zimy po roku 2075 będzie łagodniejsza niż najłagodniejsze zimy historyczne, co sugeruje, że maksymalny poziom lodu w zimie będzie niższy niż obecny rekord wynoszący 49 000 km² od roku 2008 (co stanowi zakres funkcji semi-empirycznej), nie wykluczając możliwości zim bez lodu przed końcem obecnego stulecia. Zespół autorów BACC (2014) stwierdził jednak, że "nawet w cieplejszym klimacie prawdopodobnie na północnym Morzu Bałtyckim

występować będzie lód morski”. Tę rozbieżność należy interpretować jako brak przekonywujących prognoz dotyczących istnienia zimowego lodu morskiego na Morzu Bałtyckim przed rokiem 2100. Bez wątplenia potrzebne są nowe prace modelowe mające na celu poprawę prognoz lodowych dla Bałtyku.

Prawdopodobnie najważniejszym parametrem do przedstawienia prognoz na resztę stulecia jest poziom morza. Jego średni wzrost zależy od szybkości, z jaką wody oceanu rozgrzewają się i jaka będzie jego dodatkowa masa pochodząca z topnienia lodolodów i lodowców górskich (IPCC, 2014). To ostatnie zależy od wciąż słabo zrozumiałej dynamiki lądolodu (DeConto i Pollard, 2016). Lokalna absolutna prędkość zmian poziomu morza, oprócz globalnej, zależy od czynników dynamicznych (krążenia oceanicznego i atmosferycznego) oraz od odległości od topniejącego lądolodu wpływającego na poziom morza efektem grawitacyjnym spowodowanym utratą masy lodu (IPCC, 2014). Względna zmiana poziomu morza zależy również od izostatycznego pionowego ruchu dna morza (Hill i wsp., 2010). Zespół autorów BACC przeprowadził analizę wszystkich czynników dodających je do prognozy średniej wielkości dla scenariusza emisji A1B z raportu IPCC AR4 ($+0,70 \pm 0,3$ m między 1990 a 2095 r.). Doprowadziło to do projekcji zmian poziomu morza na poziomie od $+0,60$ m na brzegach południowych do spadku o $-0,30$ m w Zatoce Botnickiej ze względu na ruchy izostatyczne. Ponieważ projekcje AR4 nie obejmowały skutków utraty masy lądolodu, przeprowadzono kolejne obliczenia dla scenariusza wysokiej emisji gazów cieplarnianych, w którym wystąpiło dodatkowe $+0,4$ m wzrostu poziomu morza na świecie z powodu topnienia lodowcowego (głównie antarktycznego). W tym przypadku wzrost poziomu lokalnego poziomu morza do końca stulecia wynosił między $+1,0$ m na południowym Bałtyku do $+0,1$ m w Zatoce Botnickiej. Wyniki tej "wysokiej" projekcji globalnej przewyższają przewidywania AR5 dla RCP 8.5 ($+0.73 \pm 0.20$ m od 1990 do 2100).

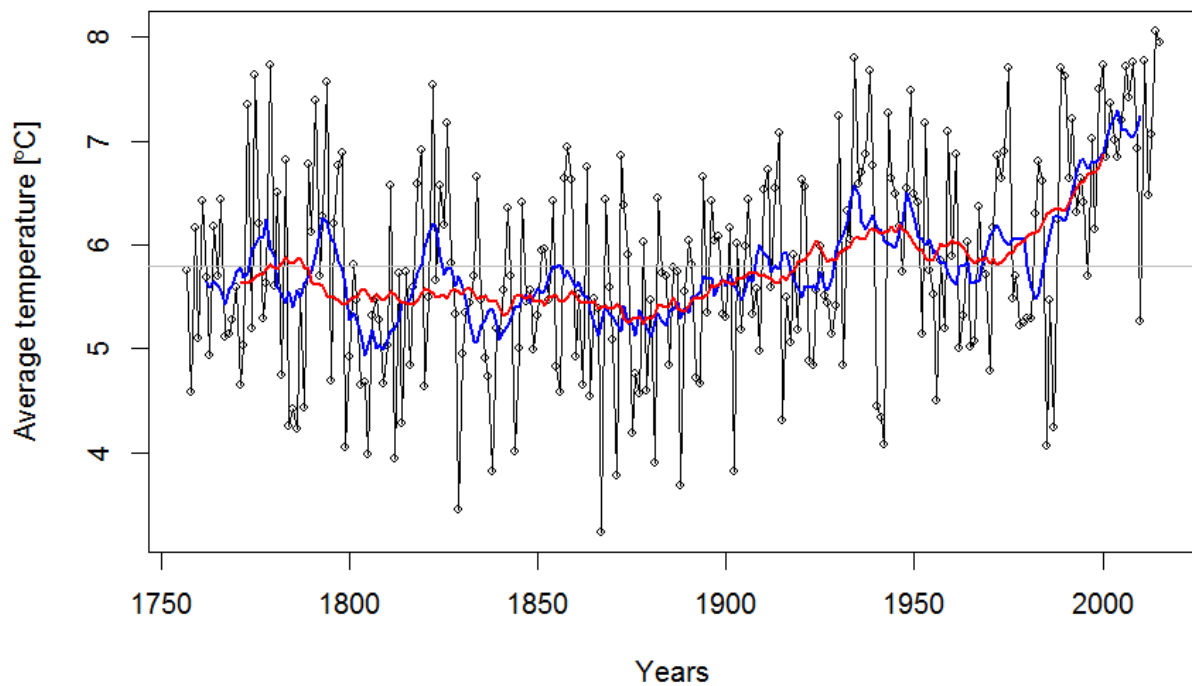
Projekcje IPCC opierają się na badaniach opartych na procesach, próbując dodać efekt wszystkich oddzielnych elementów budżetu poziomu morza. Istnieje jednak inne pół-empiryczne podejście, które wykorzystuje historyczne związki między globalną temperaturą, a poziomem morza, aby stworzyć prognozy przyszłych wartości poziomu morza na podstawie prognoz temperatury (Moore i in., 2013). Niemniej jednak ostatnie badania przeprowadzone w oparciu o sumowanie procesów (Kopp et al., 2014) i semi-empiryczne (Mengel i in., 2016) wydają się zbliżać ich prognozy do wartości wyższych niż w przypadku AR5 dla IPCC, odpowiednio $0.5 - 1.2$ m oraz $0.57-1.31$ m pod koniec stulecia dla RCP 8.5. **Również badania opinii naukowców (Horton et al., 2014), obliczającego średnią opinię autorów dokumentów związanych z poziomem morza, przewidują wzrostu poziomu wody w**

wysokości 0,7 do 1,2 m dla scenariusza dużych emisji. Te wyniki oznaczają, że dodatkowe 0,2 - 0,3 m należy dodać do projekcji średniego i wysokiego poziomu zrobione przez BACC Author Team. Może to oznaczać wzrost poziomu morza o 0,8 i 1,2 m na południowych brzegach Bałtyku i 0,3 do 0,7 m w Zatoce Botnickiej.

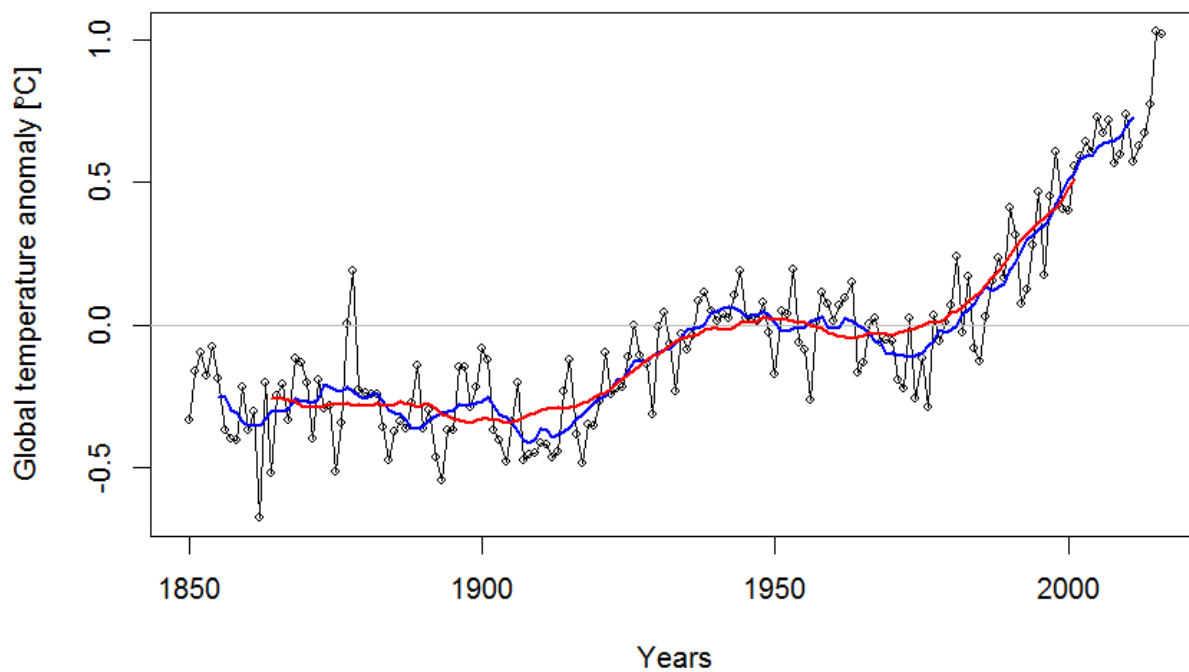
5. WNIOSKI

Region bałtycki podlega zmianom klimatycznym od początku ery przemysłowej, a temperatura powoli wzrasta. Zmiany klimatyczne w większości okresu trudno dostrzec z powodu międzydekadalnej zmienności związanej ze zmianami w obiegu strefowym, ujętym w wartościach indeksu NAO. Jednak od lat 70. zmiany klimatyczne stały się coraz wyraźniejsze, a temperatura wzrosła 2-3 razy szybciej niż globalny trend. Temperatury letnie i jesienne już przekroczyły zakres naturalnej zmienności. Wartości opadów i odpływu rzek wzrosły również, zwłaszcza w północnej części dorzecza. W regionie Morza Bałtyckiego obniża się zasięg mórz. Wzrost poziomu lokalnego, długoterminowego poziomu morza jest zbliżony do średniej globalnej. Nie stwierdzono jednak długoterminowych trendów na wiatr (burzliwość), ponieważ były one kontrolowane głównie przez zmiany indeksu NAO.

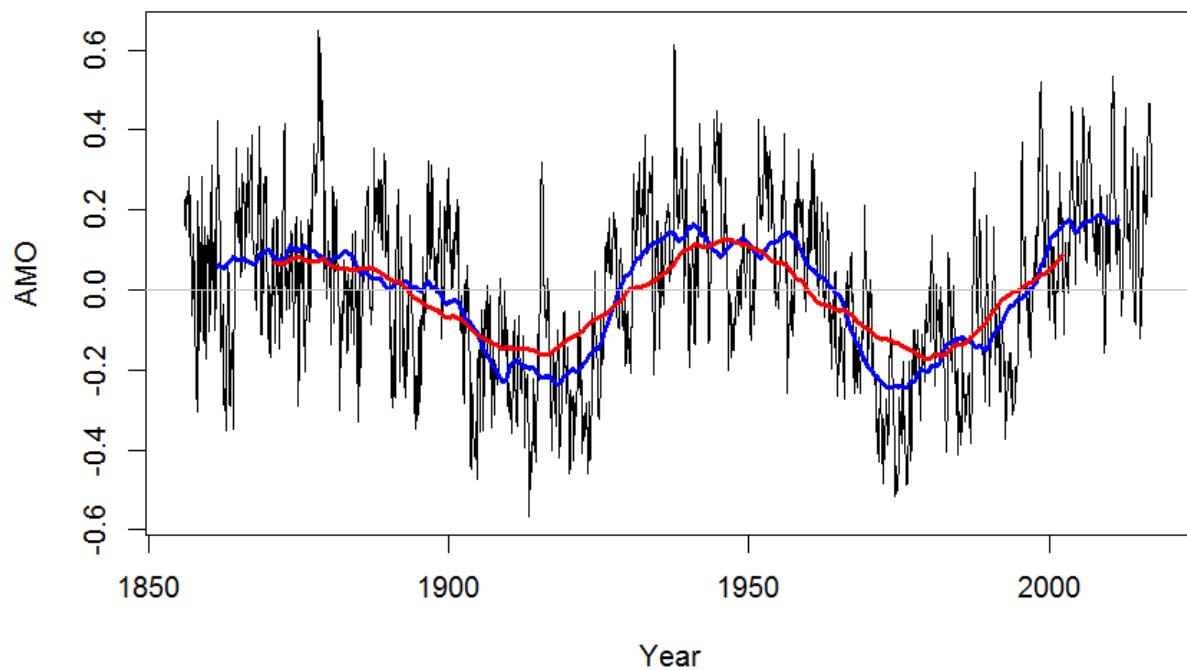
Prognozy na najbliższe dziesięciolecia XXI wieku wykazują wzrost temperatur atmosferycznych w pobliżu od powierzchni o 3-6 K, a także temperaturę powierzchni morza o 2-4 stopni. Wzrost opadów, zwłaszcza w północnej części Bałtyku, powinien powodować spadek zasolenia. Pokrycie lodem morskim powinno się zmniejszyć pod koniec stulecia, chociaż nie jest jasne, czy ~~to~~ nastąpi całkowity brak lodu zimą, przynajmniej w niektórych latach, przed rokiem 2100. Prognozy wiatru i skrajnych opadów wykraczają poza **umiejętności** współczesnych modeli. Najbardziej niebezpieczną zmianą może być lokalny wzrost poziomu morza. **Dostosowanie najnowszych globalnych prognoz scenariuszy emisji do lokalnego poziomu morza na Morzu Bałtyckim prowadzi do prognoz wzrostu od ponad metra na południu do około pół metra na północy.**



Rysunek 1. Średnioroczne temperatury w Sztokholmie, z średnią kroczącą 11 lat (niebieski) i 30 lat (czerwony). Średnia roczna temperatura dla całej serii (5,8 C) jest pokazana jako szara linia pozioma. Jest to najdłuższa seria temperatur w regionie Morza Bałtyckiego, homogenizowana i z usunięta odchyłką instrumentalną w pierwszych dekadach serii (Moberg i in., 2002; Moberg i in., 2003).



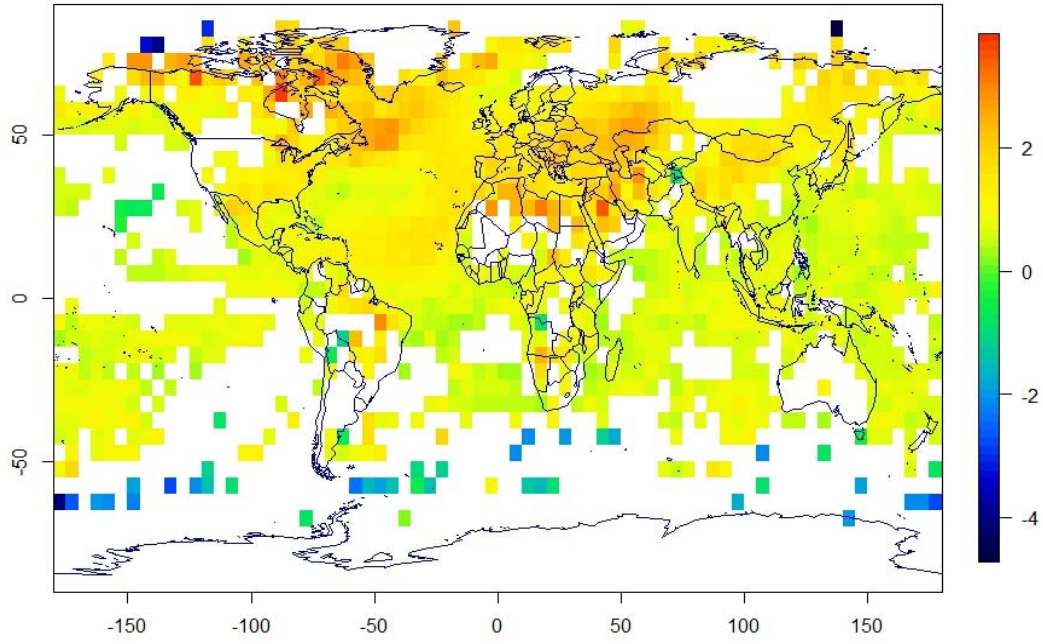
Rysunek 2. Anomalia temperatury półkuli północnej z serii HadCRUT4 (Morice i in., 2012). Anomalia to różnica temperatur pomiędzy danym rokiem a okresem referencyjnym w latach 1961-1990. Niebieskie i czerwone linie są, powiednio, 11 i 30-letnimi średnimi kroczącymi.



Rysunek 3. Seria czasowa Atlantyckiej Oscylacji Wielodekadowej (AMO) (Enfield i in., 2001).
Niebieskie i czerwone linie są, odpowiednio, 11 i 30-letnim średnimi kroczącymi.

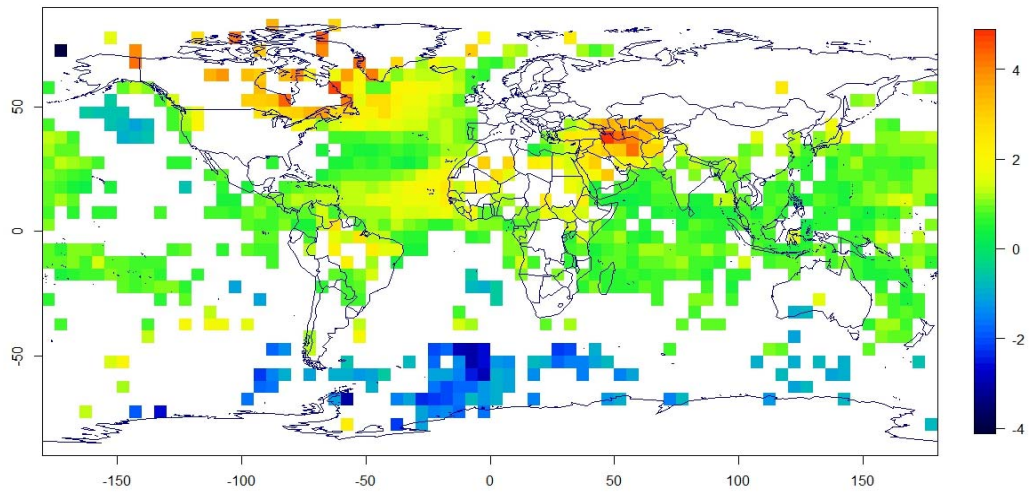
(a)

SUMMER : HadCRUT4 vs. AMO 1951-2015 regression coefficient

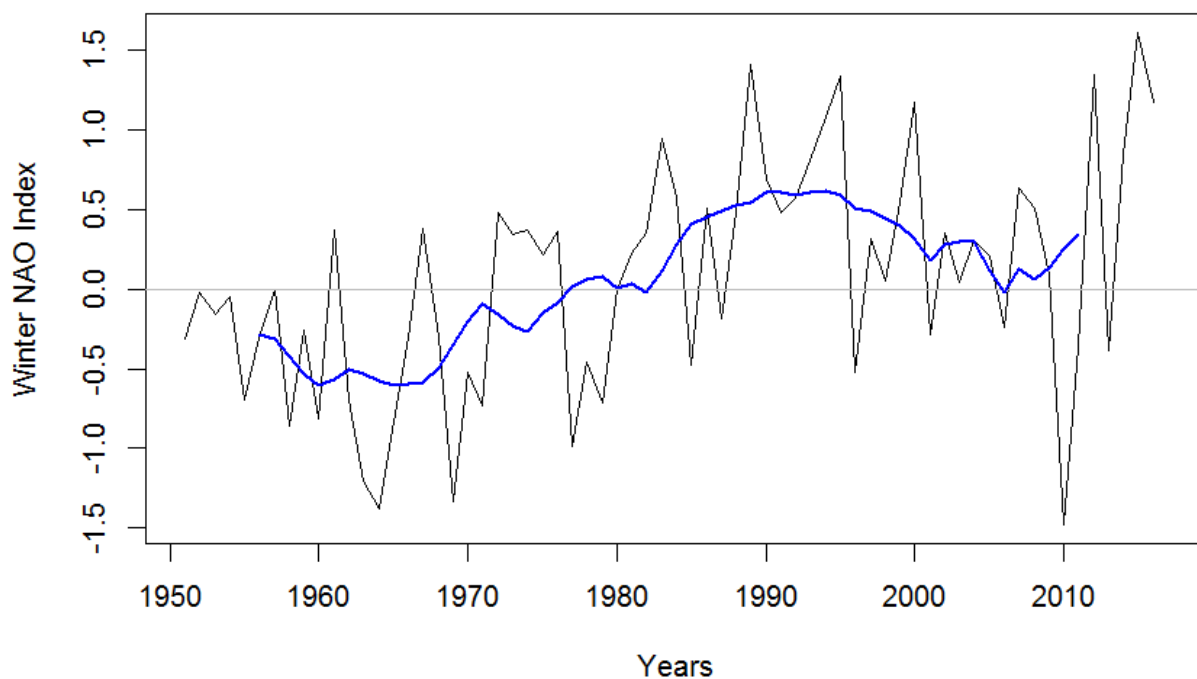


(b)

WINTER: HadCRUT4 vs. AMO 1951-2015 regression coefficient

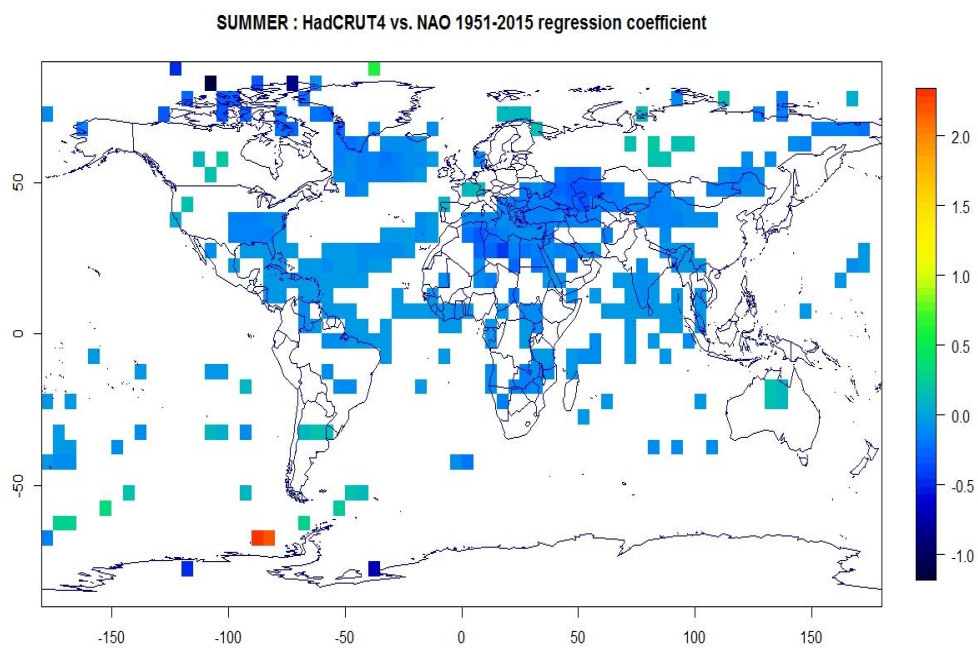


Rysunek 4. Współczynniki regresji lokalnych temperatur (z serii HadCRUT4) i serie czasu AMO dla (a) lata i (b) zimy. Pokazano tylko obszary statystycznie istotnych korelacji.

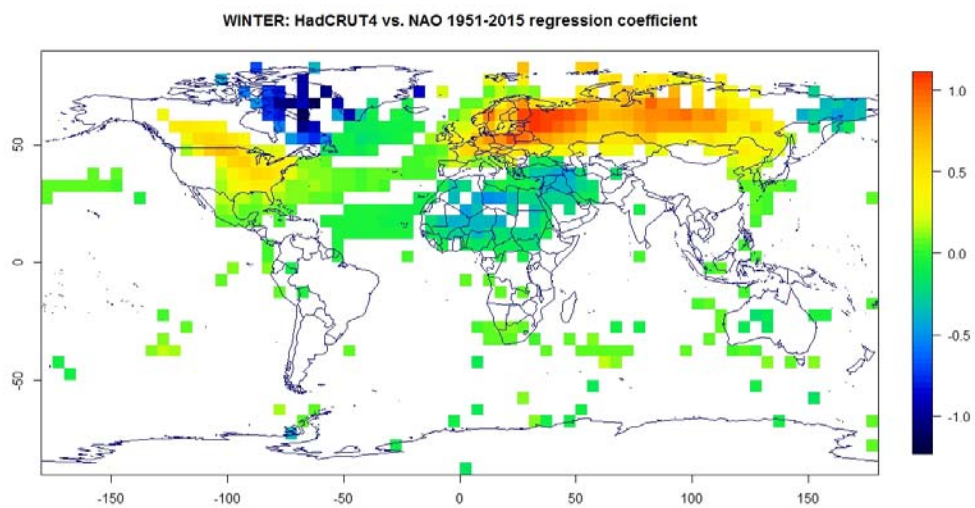


Rysunek 5. Wartości zimowe serii oscylacji północnoatlantyckiej (NAO) (zimą zdefiniowano jako DJFM - czyli od grudnia do marca). Indeks jest obliczany przez NOAA codziennie zgodnie z metodologią Barnston i Livezey (1987). Niebieska linia jest 11-letnią średnią kroczącą.

(a)



(b)



Rysunek 6. Współczynniki regresji lokalnych temperatur (z serii HadCRUT4) i serii czasów NAO dla (a) lato i (b) zimy. Pokazano tylko obszary statystycznie istotnych korelacji.

LITERATURA

BACC Author Team, 2014. Second assessment of climate change for the Baltic Sea basin. Springer-Verlag, Berlin

Barkhordarian A., von Storch H., Zorita E. and Gómez-Navarro J. J., 2016. An attempt to deconstruct recent climate change in the Baltic Sea basin, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 13207–13217, doi:10.1002/2015JD024648

Barnes E. A. and Polvani L. M., 2015. CMIP5 Projections of Arctic Amplification, of the North American/North Atlantic Circulation, and of Their Relationship, *Journal of Climate*, 28, 5254-5271, doi:10.1175/JCLI-D-14-00589.1

Barnston, A. G., and Livezey R.E., 1987, Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1083-1126.

Bradley R. S., Briffa K. R., Cole J., Hughes M. K. and Osborn T. J., 2003. The Climate of the Last Millennium, in "Paleoclimate, Global Change and the Future". Springer, pp. 105-141

Compo, G. P., Whitaker J. S., Sardeshmukh P. D., Matsui N., Allan R. J., et al., 2011. The Twentieth Century Reanalysis project, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 1–28, doi:10.1002/qj.776

DeConto R. M. and Pollard D., 2016. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise, *Nature*, 531, 591-597, doi:10.1038/nature17145

Donat, M. G., Renggli D., Wild S., Alexander L. V., Leckebusch G. C. and Ulbrich U., 2011. Reanalysis suggests long-term upward trends in European storminess since 1871, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L14703, doi:10.1029/2011GL047995

Enfield D.B., Mestas-Nunez A.M. and Trimble P.J., 2001, The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S., *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2077-2080.

Gräwe, U., M. Naumann, V. Mohrholz, and H. Burchard, 2015. Anatomizing one of the largest saltwater inflows into the Baltic Sea in December 2014, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, 7676–7697, doi:10.1002/2015JC011269

Hill E. M., Davis J. L., Tamisiea M. E., and Lidberg M., 2010. Combination of geodetic observations and models for glacial isostatic adjustment fields in Fennoscandia, *J. Geophys. Res.*, 115, B07403, doi:10.1029/2009JB006967

Horton B. P., Rahmstorf S., Engelhart S. E. and Kemp A. C., 2014. Expert assessment of sea-level rise by AD 2100 and AD 2300, *Quaternary Science Reviews*, 84, 1-6, doi:10.1016/j.quascirev.2013.11.002

Hünicke B., Zorita E., 2006. Influence of temperature and precipitation on decadal Baltic Sea level variations in the 20th century, *Tellus A*, 58, 141-153

IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. In T. F. Stocker and others [eds.], Cambridge Univ. Press.

Jevrejeva S., Drabkin V. V., Kostjukov J., Lebedev A. A., Leppäranta M., Mironov Y. U., Schmelzer N, Sztobryn M., 2004. Baltic Sea ice seasons in the twentieth century, *Clim. Res.*, 25, 217-227

Jylhä K., Fronzek S., Tuomenvirta H., Carter T.R., Ruosteenoja K., 2008. Changes in frost, snow and Baltic sea ice by the end of the twentyfirst century based on climate model projections for Europe, *Climatic Change*, 86, 441-462

Kopp, R. E., Horton R. M., Little C. M., Mitrovica J. K., Oppenheimer M., Rasmussen D. J., Strauss B. H., and Tebaldi C., 2014. Probabilistic 21st and 22nd century sea-level projections at a global network of tide-gauge sites, *Earth's Future*, 2, 383–406, doi:10.1002/2014EF000239

Krueger O., Schenk F., Feser F. and Weisse R., 2013. Inconsistencies between long-term trends in storminess derived from the 20CR Reanalysis and observations, *J. Clim.*, 26,868-874

Lehmann A., Getzlaff K., Harlaß J., 2011. Detailed assessment of climate variability in the Baltic Sea area for the period 1958 to 2009, *Clim. Res.*, 46, 185-196

Lehmann A., Myrberg K., Höflich K., 2012. A statistical approach on coastal upwelling in the Baltic Sea based on the analysis of satellite data for 1990-2009, *Oceanologia*, 54, 369-393

Madsen K. S., 2011. *Recent and future climatic changes of the North Sea and the Baltic Sea – Temperature, salinity, and sea level*. LAMBERT Academic Publishing, Germany

Marosz M., Wójcik R., Biernacik D., Jakusik E., Pilarski M., Owczarek M. and Miętus M., 2011. Zmienność klimatu Polski od połowy XX wieku. Rezultaty projektu klimat, *Prace i Studia Geograficzne*, 47, 51–66

Meier H. E. M., Kauker F., 2003. Sensitivity of the Baltic Sea salinity to the freshwater supply, *Clim. Res.*, 24, 231-242.

Meier H. E. M., Hordoir R., Andersson H. C., Dieterich C., Eilola K., Gustafsson B. G., Höglund A., Schimanke S., 2012. Modeling the combined impact of changing climate and changing nutrient loads on the Baltic Sea environment in an ensemble of transient simulations for 1961-2099. *Clim. Dynam.*, 39, 2421-2441

Mengel M., Levermann A., Frieler K., Robinson A., Marzeion B. and Winkelmann R., 2016, Future sea level rise constrained by observations and long-term commitment, *PNAS*, 113, 2597–2602, doi:10.1073/pnas.1500515113

[Moberg A., Bergström H., Ruiz Krigsman J. and Svanered O., 2002, Daily air temperature and pressure series for Stockholm \(1756-1998\), *Climatic Change* 53: 171-212](#)

[Moberg A., Alexandersson H., Bergström H. and Jones P.D., 2003, Were Southern Swedish summer temperatures before 1860 as warm as measured? *Int. J. Climatol.*, 23: 1495-1521](#)

Moore J. C., Grinsted A., Zwinger T. and Jevrejeva S., 2013. Semiempirical and process-based global sea level projections, *Reviews of Geophysics*, 51, paper 2012RG000411

Morice, C. P., Kennedy J. J., Rayner N. A. and Jones P. D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 dataset, *J. Geophys. Res.*, 117, D08101, doi:10.1029/2011JD017187

Neumann, T., Radtke H. and Seifert T., 2017. On the importance of Major Baltic Inflows for oxygenation of the central Baltic Sea, *J. Geophys. Res. Oceans*, 122, doi:10.1002/2016JC012525

Omstedt A., Pettersen C., Rodhe J., Winsor P., 2004. Baltic Sea climate: 200 yr of data on air temperature, sea level variations, ice cover and atmospheric circulation. *Clim Res*, 25, 205-216

Piskozub J. and Gutowska D., 2015, Arctic Oscillation or Atlantic Multidecadal Oscillation: Oceanic or atmospheric influences on the Arctic temperatures?, presented at 26th IUGG General Assembly, Prague.

Rak D., 2016, The inflow in the Baltic Proper as recorded in January–February 2015, *Oceanologia*, 58, 241-247, doi:10.1016/j.oceano.2016.04.001

Richter A., Groh A., Dietrich R., 2012. Geodetic observation of sea-level change and crustal deformation in the Baltic Sea region, *Physics and Chemistry of the Earth*, 53-54, 45-53

- Różyński G., 2015. Long term couplings of winter index of North Atlantic Oscillation and water level in the Baltic Sea and Kattegat, *Ocean Engineering*, 109, 113-126, doi:10.1016/j.oceaneng.2015.09.014
- Rutgersson A., Jaagus J., Schenk F., Stendel M., 2014. Observed changes and variability of atmospheric parameters in the Baltic Sea region during the last 200 years, *Clim. Res.*, 61, 177–190, doi:10.3354/cr01244
- Scaife A. A., Folland C. K., Alexander L. V., Moberg A. and Knight J. R. , 2008. European climate extremes and the North Atlantic Oscillation. *J Clim* 21, 72–83
- Schenk F, Zorita E., 2012. Reconstruction of high resolution atmospheric fields for Northern Europe using analogupscaling, *Clim. Past*, 8:1681–1703
- Schinke H., Matthäus W., 1998. On the causes of major Baltic inflows — an analysis of long time series, *Continental Shelf Research*, 18, 67-97
- Schlesinger M.E., Ramankutty N., 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature* 367:723–726, doi:10.1038/367723a0
- Seppä H., Hammarlund D., Antonsson K., 2005. Low-frequency and high-frequency changes in temperature and effective humidity during the Holocene in south-central Sweden: implications for atmospheric and oceanic forcings of climate. *Climate Dynam.*, 25:285-297
- Siegel H., Gerth M., Tschersich G., 2006, Sea surface temperature development of the Baltic Sea in the period 1990–2004, *Oceanologia*, 48, 119-131.
- Taylor K.E., Stouffer R. J. and Meehl G. A., 2012. An Overview of CMIP5 and the experiment design, *BAMS*, 93, 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Uścińowicz S., 2003. Relative sea level changes, glacio-isostatic rebound and shoreline displacement in the southern Baltic, *Polish Geological Institute Special Papers*, 10, 1-79
- Vihma T., Haapala J., 2009. Geophysics of sea ice in the Baltic Sea: A review. *Progr. Oceanogr.*, 80, 129-148
- Zahn M., von Storch H., Bakan S., 2008. Climate mode simulation of North Atlantic polar lows in a limited area model, *Tellus A*, 60, 620-631